

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Э. Н. ЭРЛИХ

СОВРЕМЕННАЯ
СТРУКТУРА
И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Ответственный редактор
К. Н. Рудич

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ОСТРОВНЫХ ДУГ И СХОДНЫХ С НИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

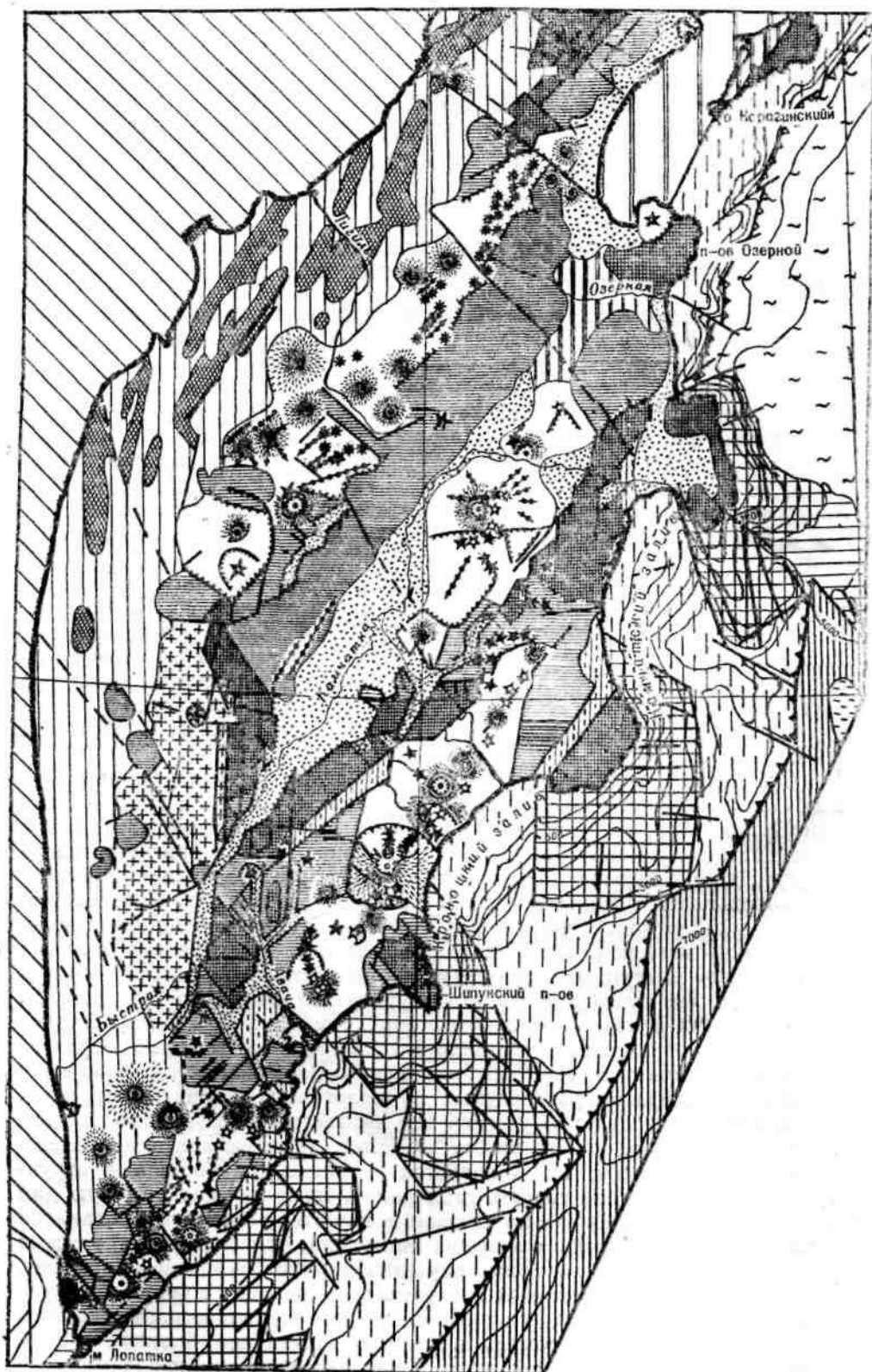
ГЛАВА I. СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ПОЛОЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Тектоническая система Камчатки представляет особый интерес как классический пример тектонических систем, относимых автором к модифицированным островным дугам. Само тектоническое положение ее относительно смежных тектонических систем делает Камчатку особенно удобной для сравнительной характеристики их современной структуры и их соотношений в ходе геологической эволюции. По простиранию структуры Камчатки прямо продолжают тектоническую систему Курильской островной дуги, к центральной части полуострова под прямым углом примыкает Алеутская островная дуга, а на севере структуры полуострова переходят в Корякскую складчатую область, находящуюся в стадии зрелого орогена.

Основные данные по дочетвертичной геологии Камчатки обобщены в коллективных монографиях, изданных под редакцией М. Б. Беловой (1961) и Г. М. Власова (Геология СССР, т. XXXI, 1964). На фундаменте геосинклинальных структур верхнемелового времени в неогене здесь формируется тектоническая система, для которой характерно зональное распределение основных структурно-фациальных зон, аналогичное структурной зональности современных островных дуг (Власов, 1958, 1963, 1964; Ротман, 1963а).

Сравнение современного структурного плана Камчатки и нормальных островных дуг, проведенное А. Е. Святловским (1960, 1967) и автором (Эрлих, 1965, 1966), показало, что в четвертичное время, после эпохи выравнивания, происходит резкое воздымание всей территории полуострова, сопровождающееся усложнением и преобразованием нормальной зональности тектонических элементов островных дуг. Система геосинклинали внешней дуги — вулканический пояс заменяется эшелонированной системой горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон. Первые выступают в качестве аналогов геосинклинали внешней дуги, а вторые контролируют структурное положение поясов (рис. 2). На островных дугах нормального типа геосинклинали внешней дуги в основном образована кремнисто-вулканогенными толщами верхнего мела. Четвертичные же горст-антиклинальные зоны Камчатки образуются за счет консолидации разнородных по геологической природе структур. Здесь можно выделить: а) участок так называемого Срединного массива в южной части Срединного хребта, который, по представлениям некоторых авторов (Власов, 1958), является реликтом платформенной структуры; б) системы типа горст-антиклиналей, претерпевшие обычную для внешних дуг эволюцию и выступающие в качестве устойчивых поднятий начиная, по крайней мере, с миоцена (возможно, олигоцена), и в) участки бывшего вулканического пояса внутренней дуги неогенового времени, вулканизм в пределах которых прекратился — начиная с конца плиоцена они выступают в качестве устойчивых зон чисто тектонического поднятия.

Грабен-синклинали обычно наследуют положение бывшего вулканического пояса внутренней дуги. Лишь частично они накладываются на смежные с ними структуры — тыловой прогиб (западный участок грабен-синклинали Западной Камчатки, где располагается значительная часть вулканического пояса Срединного хр.). Восточно-Камчатский неогеновый прогиб и геосинклинали внешней дуги (грабен-синклинали Восточной Камчатки) или прогиб между внутренней и внешней дугой (Ключевская группа вулканов). Частично четвертичный вулканизм развивается и в зонах активно растущих поднятий, где вулканы, как правило, ассоциируют с узкими грабенами, наложенными на свод растущей структуры (грабены Паратунки, Средняя, Левая и Правая Авача и т. д.), или приурочены к изолированным кольцевым вулcano-тектоническим депрессиям (вулкан Хангар). Наконец, исчезает и последний элемент структуры, ассоциирующий с островными дугами нормального типа, — отмирает Западно-Камчатский прогиб. Средний гипсометрический уровень вершин поднятых блоков дочетвертичных отложений на Камчатке 1200—1500 м, иногда 1900—2000 м. В грабенах и грабен-синклиналях широко развиты мощные (сотни метров) толщи четвертичных пролювиальных отложений, обычных для межгорных впадин. Словом, структура приобретает все основные черты ранней фазы орогенического развития.



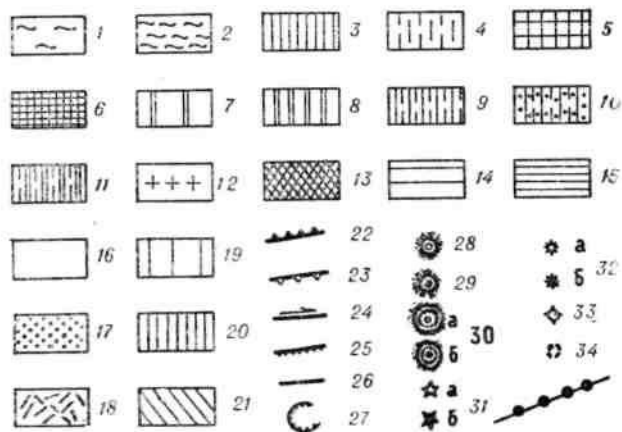


Рис. 2. Схема современной структуры Камчатки.

1 — ложе океана — талассократон; 2 — валообразное поднятие океанического ложа вдоль внешней стороны глубоководных желобов; 3 — глубоководные желоба; 4 — зона развития сбросовых дислокаций в области прогиба поверхности М на континентальном склоне и в пределах ответвлений желобов. Горст-антиклинальные зоны поднятия донеогеновых комплексов: 4 — выраженные в подводном рельефе, 6 — наземные горст-антиклинальные зоны. Прогибы между геоантиклинальным поясом внешней дуги и вулканическим поясом и впадины окраинных морей: 7 — современные, выраженные в рельефе, 8 — неогеновые. Участки передовых прогибов олигоцен-неогенового возраста — аналоги современных желобов: 9 — вовлеченные в поднятия четвертичного времени, 10 — являющиеся зоной континентального осадконакопления четвертичного времени, 11 — являющиеся зоной морского (шельфового) осадконакопления четвертичного времени, 12 — реликты срединных массивов, сложенных метаморфическими толщами; 13 — антиклинальные складки основания (а) и оси складок (б). Участки биклиальных олигоцен-неогеновых вулканических поясов, вовлеченные в процесс поднятия в четвертичное время: 14 — выраженные в подводном рельефе, 15 — наземные зоны сводовых поднятий. Участки грабен и грабен-синклиналей, выполненные преимущественно: 16 — четвертичными вулканическими породами, 17 — комплексами рыхлых осадочных четвертичных отложений; 18 — пемзами и игнимбритами, 19 — современные тыловые прогибы окраинных морей; 20 — неплененизированные зоны отмерших тыловых прогибов неогенового времени; 21 — области шельфовых морей — синеклизы современных платформ; 22 — выход на поверхность фокальной сейсмической зоны, фиксирующей глубинную зону скалывания; 23 — флексура коры на стыке океан — континент в районах отсутствия желобов; 24 — сбрососдвиги со значительной сдвиговой компонентой в верхнем плейстоцене — голоцене; 25 — сбросы с активным смещением в верхнем плейстоцене — голоцене; 26 — разломы с неустановленным характером смещения; 27 — вулканотектонические нарушения; 28, 29 — щитовые бескальдерные вулканы базальт-андезитового состава: действующие (28) и потухшие (29); 30 — кальдера-вулканы: а) действующие, б) потухшие; 31 — стратовулканы и сложные вулканические постройки существенно андезитового состава: а) действующие, б) потухшие; 32 — щитовые вулканы и стратовулканы базальтового состава: а) действующие, б) потухшие; 33 — подводные вулканы; 34 — коралловые рифы; 35 — зоны ареального базальтового вулканизма.

Благодаря наличию серии крупных поперечных (северо-западного простирания) разломов складчатая система разделяется на несколько неравномерно развивающихся блоков. Так возникает система продольной тектонической зональности. С юга на север можно выделить три блока, различающихся по типу поперечной зональности в распределении структурных элементов: Южно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Северо-Камчатско-Олюторский. Границы между блоками выражены зонами глубинных разломов, отражением разломов являются поперечные по отношению к общей структуре полуострова зоны высоких градиентов силы тяжести, интенсивных магнитных аномалий, резкое поперечное смещение структурно-фациальных зон и изменение типа поперечной зональности в распределении структурных элементов. Отдельные проявления этой системы поперечных разломов рассматривались А. Н. Заварицким (1955), Л. А. Ривошем (1963), В. И. Тихоновым (1963), В. К. Ротманом (1963) и автором (1965).

Южно-Камчатский блок

Южно-Камчатский блок имеет общую протяженность 250 км. По простиранию он сопрягается со структурами северной оконечности Курильской островной дуги. Границей между ними служит не географическое южное окончание полуострова, а крупная зона глубинного разлома северо-западного простирания, протягивающаяся примерно в 50 км к северу от мыса Лопатки. Она обрывает северную оконечность Курильской впадины Охотского моря, а на полуострове морфологически выражена грабеном северо-западного простирания, контролирующим положение Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Вплоть до этой линии структуры Курильской дуги протягиваются без всякого изменения. К северу от нее распределение структурных зон существенно меняется.

Распределение структурно-фациальных зон неогенового времени подчиняется здесь сравнительно простой закономерности. Внешнюю зону образуют толщи олигоцен-миоценового возраста, представленные мощной аргиллитовой вилучинской и туфо-алевролитопесчанниковой паратунской свитами. Выходы их располагаются в узкой полосе вдоль восточного побережья Камчатки. Большую часть территории занимает вулканический пояс миоцен-плиоценового времени; и, наконец, вдоль западного побережья протягивается моноклинал, образованная осадочными кластическими толщами неогенового времени, принадлежащими к южной части Западно-Камчатского прогиба. Как видно, зональность эта мало отличается от обычной зональности островных дуг нормального типа.

Однако в современной структуре района отмечается ряд черт, не присущих нормальной островной дуге (рис. 4). В узкой зоне вдоль восточного побережья формируется горст-антиклиналь Берегового хр. Она представлена серией блоков, в которых дислоцированные отложения олигоцена — нижнего миоцена подняты на высоту 400—800 м. Горст-антиклиналь характеризуется высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге. С запада с ней граничит грабен-синклиналь Южной Камчатки. Обе структуры разграничены линейной зоной высоких градиентов, фиксирующей положение флексурного уступа земной коры.

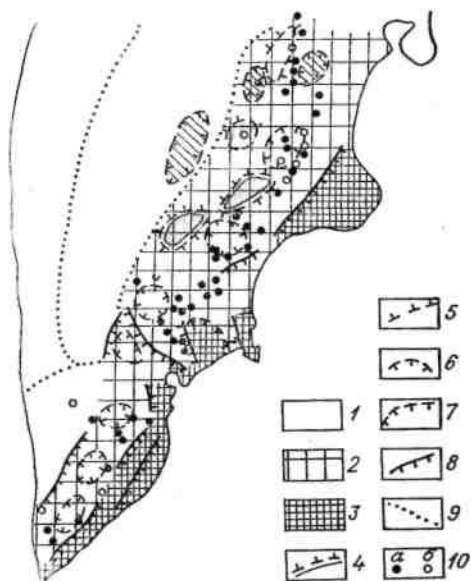


Рис. 3. Схема гравитационного поля Южной Камчатки.

1 — знакопеременное поле малой интенсивности; 2 — положительное поле; 3 — интенсивное положительное поле. Локальные аномалии: 4 — относительно повышенные высокоградиентные, 5 — относительно повышенные слабоградиентные, 6 — относительно пониженные, 7 — отрицательные; 8 — зоны высоких градиентов, 9 — границы зон поля с различными характеристиками; 10 — вулканы; а) стратовулканы, б) щитовые.

Уступ имеет северо-восточное простирание и смещен серией небольших сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения 5—8 км. На поверхности он почти не выражен и лишь изредка проявляется в небольших по амплитуде сбросовых зонах. Кровля олигоцен-нижнемиоценовых толщ относительно спокойно погружается под покровы плиоцен-нижнечетвертичных лав, узкой полосой выходящих вдоль восточной границы грабен-синклинали. Полоса выходов плиоцен-нижнечетвертичного лавового комплекса вдоль восточного борта структуры имеет ширину в среднем 10—12 км. Максимальная высота рельефа здесь соответствует абсолютным отметкам кровли олигоцен-нижнемиоценовых толщ Берегового горст-антиклинория. На запад лавы этого возраста резко погружаются ниже уровня эрозионного вреза, т. е. ниже +100—200 м. Породы дочетвертичного фундамента здесь не вскрываются. Поле силы тяжести характеризуется общим фоном нейтральных и слабоположительных значений.

В расположенной западнее грабен-синклинали тыловой части неогеновой вулканической зоны вулканизм отмирает, после чего образуются меридионально вытянутые горстовые блоки гор Голыгинских и Детинка. Дочетвертичные отложения подняты здесь на высоту 800—1200 м. Горстовые блоки граничат с грабен-синклиналью по меридиональным разломам, которые одинаково четко проявлены как в поле силы тяжести, так и в крупноамплитудных сбросовых уступах, хорошо выраженных в рельефе. Вдоль этой системы разломов, имеющих общее меридиональное простирание, происходит опускание лавовых толщ, причем общая величина перемещения их (т. е.

с учетом поднятия западного борта и опускания восточного) более 1500 м. На месте отмершего Западно-Камчатского тылового прогиба формируется пенеппен прибрежной равнины Западного побережья. Абсолютные отметки рельефа здесь +100 — 200 м. Эта структура характеризуется однородными гравитационными и магнитными полями, обычными для платформенных областей. Магнитное поле безаномальное, слабоотрицательное. Гравитационное поле имеет мозаичную структуру с локально развитыми положительными аномалиями небольшой интенсивности. Поле такого типа в платформенных областях обычно связывается с интрузивными массивами, залегающими внутри фундамента, или с мелкими складками основания.

Интересные данные о строении земной коры Южной Камчатки дало глубинное сейсмическое зондирование (Косминская и др., 1963). Вместо одного прогиба земной коры, расположенного между желобом и вулканическим поясом (картина, обычная для островных дуг нормального типа), установлено два прогиба. Первый располагается между желобом и шельфом восточного побережья. Ширина его 150 км, мощность земной коры в его пределах достигает 30 км. Второй прогиб начинается близ восточного побережья южной части полуострова. Мощность земной коры в пределах этого прогиба до 32 км. Оба прогиба разделены узкой (30 км) зоной линейного поднятия поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры в пределах поднятия 18—25 км. Таким образом, и в глубинном строении Камчатки отмечается резкое осложнение зональности, присущей островным дугам нормального типа. Образование не одного, а двух параллельных прогибов земной коры связано, по-видимому, с общим перемещением фронта тектонической системы Камчатки на восток, в сторону океана. С этим же связано и изменение геологической природы горст-антиклинали Берегового хр. (развитие осадочных толщ олигоцен-миоценового возраста) сравнительно с геоантиклинальными зонами внешних дуг в тектонических системах островных дуг нормального типа.

Другая важная черта глубинного строения Камчатки состоит в следующем. Южно-Охотская тыловая глубоководная впадина, протягивающаяся вдоль всей Курильской дуги, замыкается у северо-западного разлома, проходящего по южной границе тектонической системы Камчатки, т. е. на продолжении Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Однако, по данным В. М. Шамараева (НИИ геологии Арктики), магнитные поля высокой интенсивности, характерные для Южно-Охотской впадины, продолжают и после ее замыкания, вторгаясь в пределы равнины западного побережья Камчатки в виде линейной полосы общего простирания северо-восток 45°. Серия кулисообразно расположенных трещин и разломов того же направления дешифруется и к северу от этой полосы, вплоть до устья р. Быстрой. Здесь разломы этого простирания образуют систему сдвигов, пересекающих южную часть Срединного массива и Центральной Камчатской депрессии. К вопросу о значении этих разломов мы вернемся в следующем разделе, при рассмотрении общего плана распределения структур Камчатки.

Подавляющее большинство четвертичных вулканов Южно-Камчатского блока сосредоточено в пределах грабен-синклинали Южной Камчатки, составляющей часть Восточно-Камчатской вулканической зоны. Как уже говорилось, она является продолжением по простиранию пояса вулканов Большой Курильской гряды.

Резкая асимметрия структуры, расположение на флекуре земной коры вдоль глубинного разлома, отделяющего ее от горст-антиклинали Берегового хр., сказывается и в четкой поперечной зональности в распределении различных типов вулканов. Вдоль восточного борта грабен-синклинали протягивается линейный ряд крупных вулканов центрального типа, характеризующихся глубокой дифференцированностью слагающих их пород. С вулканами этого ряда ассоциируют крупные кальдеры и вулcano-тектонические депрессии. На юге грабен-синклинали располагается вулcano-тектоническая депрессия Курильского оз. диаметром 10—12 км, с которой связаны извержения больших объемов кислых пирокластических продуктов. С ней с северо-востока смыкается вулcano-тектоническая эллипсообразная депрессия, вытянутая на северо-восток. В ней располагаются стратовулканы Ильинский и Желтовский. Севернее следуют кальдера Призрак, вулканы Ксудач с кальдерой Штюбеля на вершине, Асача и Ходутка. На крайнем северо-востоке грабен-синклинали расположен крупный кальдера-вулкан Горелый, к которому с востока примыкают вулкан Мутновский и руины древнего (нижнечетвертичного?), не имеющего названия вулкана, описанного С. Е. Априлковым и В. С. Шеймовичем.

Все вулканы, располагающиеся вдоль восточной границы грабен-синклинали, вытягиваются параллельно крупной зоне высоких градиентов силы тяжести, но несколько отодвинуты от нее на запад. Локализация отдельных перечисленных центров тесно связана с зонами сдвигов северо-восточного (45°) и северо-западного простирания, фиксирующихся в поле силы тяжести и

смещающих границу геоантиклинального поднятия Берегового хр. С этими глубинными зонами разломов на поверхности связаны располагающиеся к ним под углом широтные системы трещин отрыва. В геоантиклинали Берегового хр. они фиксируются узкими широтными грабенами (морфологически выражены бухтами Саранной, Вилючинской, Березовой, Фальшивой, Асача и прилегающими к ним долинами рек). В грабен-синклинали Южной Камчатки такие трещины отрыва на прямом продолжении грабенов, секущих геоантиклиналь Берегового хр., контролируют кратерные зоны. Широтная ориентировка кратерных зон и отдельных вулканических центров свойственна всем вулканам. Исключением являются лишь Ксудач, на котором кратеры вытянуты в цепочку меридионального направления, и хр. Камбальный, где ту же ориентировку имеют экструзивные купола. Особенно характерно положение наиболее южной группы вулканов. Здесь вулкано-тектоническая депрессия Курильского озера — Паужетки, вулканы Ильинский и Желтовский образуют ряд, вытянутый по оси грабена в направлении СВ 45°.

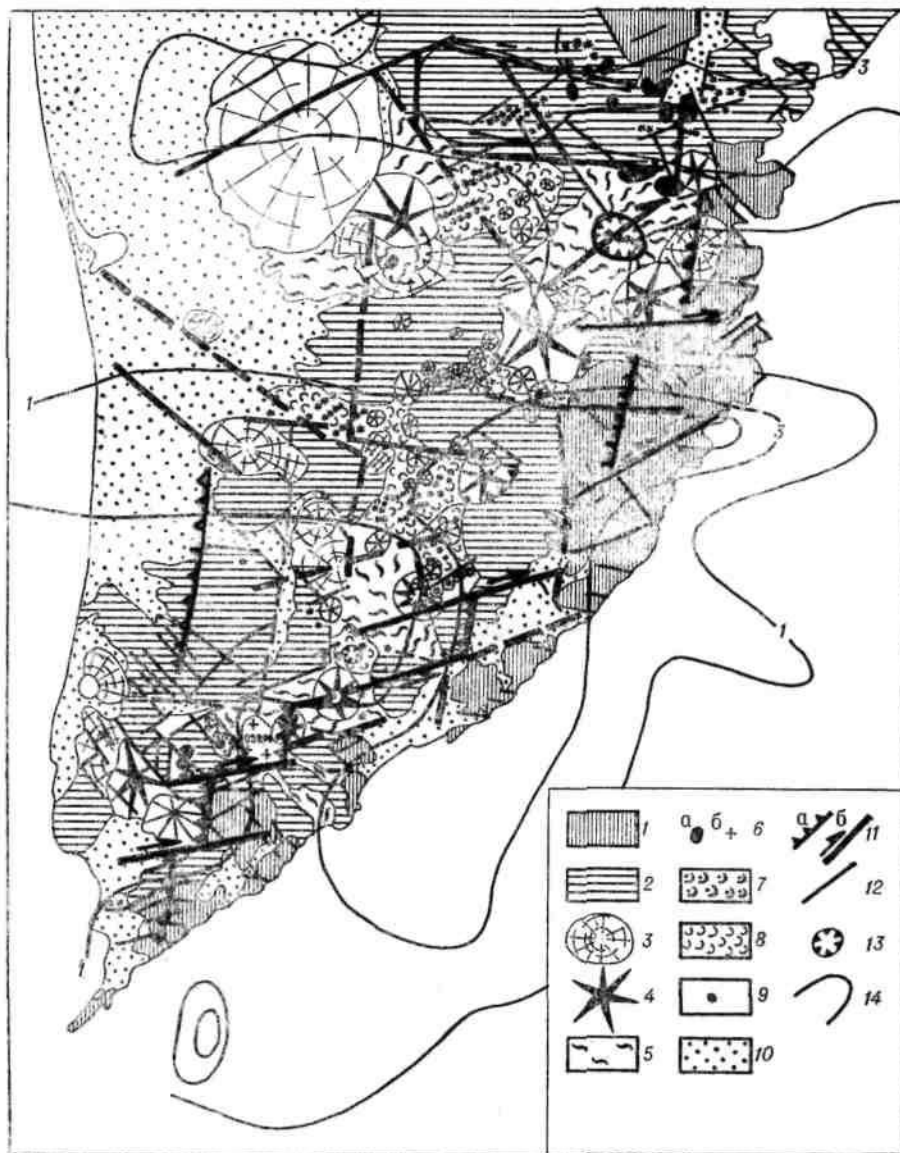


Рис. 4. Схема тектоники Южной Камчатки.

1 — дислоцированные комплексы дочетвертичных отложений; 2 — базальт-андезитовые плато-эффузивы N_2-Q_1 ; 3 — базальтовые и базальт-андезитовые щитовые вулканы Q_1-2 ; 4 — сложные андезитовые и базальт-андезитовые стратовулканы Q_3-4 ; 5 — экструзивные купола кислых лав; а) крупные массивы, б) отдельные экструзии; 6 — поля пемз и ингимбритов Q_2-3 ; 7 — вязкие потоки кислых лав; 8 — поля базальтовых потоков (Q_3-4); 9 — шлаковые конусы и мелкие базальтовые щитовые вулканы; 10 — поля развития рыхлых четвертичных отложений; 11 — разломы (по гравиметрическим данным): а) флексуры поверхности М; б) сдвиги с указанием направления смещения; 12 — разломы (по геологическим данным); 13 — кальдеры и вулкано-тектонические депрессии; 14 — изолинии плотности эпицентров землетрясений с глубиной очага 100 км и более.

Разлом южного ограничения грабена совпадает с одной из сдвиговых зон. Локализация отдельных центров и кратеров в нем четко связана с системой широтных трещин отрыва.

Аналогичным образом крупные долгоживущие вулканы располагаются вдоль разломов северо-западного простирания, образующих северное и южное ограничение Южно-Камчатского блока. К юго-западному крылу крупного сбросо-сдвига северо-западного простирания, фиксирующего южную границу блока, примыкают вулкан Камбальный и вулканический хр. Кошелева. В обоих центрах кратеры распределены вдоль широтных линий, которые фиксируют положение трещин отрыва, оперяющих основной разлом. На северном ограничении структуры вдоль тектонического уступа, разграничивающего Южно- и Центральню-Камчатский блоки, расположены стратовулкан Вилючинский, кальдеры вулканов Горелый и Опала и щитовой вулкан Большая Ипелька. Они также располагаются на широтных трещинах отрыва, оперяющих по отношению к сдвигам северо-восточного (45°) простирания, секущим северную границу Южно-Камчатского блока.

В западной тыловой части грабен-синклинали широко развит трещинный и ареальный базальтовый вулканизм. Аппаратами извержения служат небольшие щитовые вулканы исландского типа и многочисленные шлаковые конусы. Они распределяются линейными рядами, ориентированными в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлении. Меридиональные ряды обычно являются своего рода биссектрисами углов, образованных пересечением северо-восточных и северо-западных зон. Крупные вулканы центрального типа здесь единичны и обычно относятся к типу бескальдерных щитообразных построек, сложенных базальтами. Таковы вулканы Малая Ипелька и Иголки. В грабен-синклинали Южной Камчатки важным фактором распределения центров кислого вулканизма являются изометричные в плане отрицательные аномалии силы тяжести: Паужетско-Курильская, Голыгинская, Толмачева дола. Диаметр их 25—30 км (рис. 3). По периферии их располагаются центры кислого вулканизма: по периферии аномалии Толмачева дола — кальдеры-вулканы Опала, Горелый и вулкан Асача с многочисленными экструзивными куполами, по периферии Голыгинской аномалии — такие центры кислого вулканизма, как Ксудач и Ходутка, а в районе Паужетско-Курильской аномалии — проявления кислого вулканизма вулканотектонической депрессии Курильского оз., Камбального хр., вулканов Ильинского и Желтовского. Глубина залегания кровли аномалиеобразующих объектов 10—17 км, избыточная плотность $0,1 \text{ г/см}^3$. Аномалии интерпретируются как крупные вторичные очаги гранитоидной магмы, локализовавшиеся в коре (Зубин, Мелекесцев, Таракановский, Эрлих, 1969).

Центрально-Камчатский блок

Граница между Южно- и Центральню-Камчатскими блоками выражена серией разломов северо-западного и широтного простирания, пересекающей почти весь полуостров. Идущая к северу от них полоса поднятий дочетвертичных отложений до общего уровня 1200—1500 м обрывает все разнородные структурные зоны Южно-Камчатского блока и вытянута в общем северо-западном направлении. Структура Центрально-Камчатского блока определяется наличием (рис. 5): 1) жесткого блока общей Z-образной формы, представляющего собой консолидированный массив коры, вовлеченный в структуру подвижного пояса неогенового времени; 2) эшелонированной системы структурных зон северо-восточного простирания, связанных с подвижным поясом неогена и преобразованных в ходе общей перестройки структуры в плиоцен-четвертичное время.

Жесткий блок консолидированной коры образует меридионально вытянутую полосу, захватывающую Срединный массив Камчатки, прилегающую к нему зону кремнисто-вулканогенных толщ Cg_2 , Ганальский хр. и поднятие северо-западного простирания, примыкающее к этим структурам с юга, и протягивается к восточному побережью. На восточном побережье выход этой структуры приурочен к участку между п-вом Шипунским на севере и бухтой Ахонтен на юге.

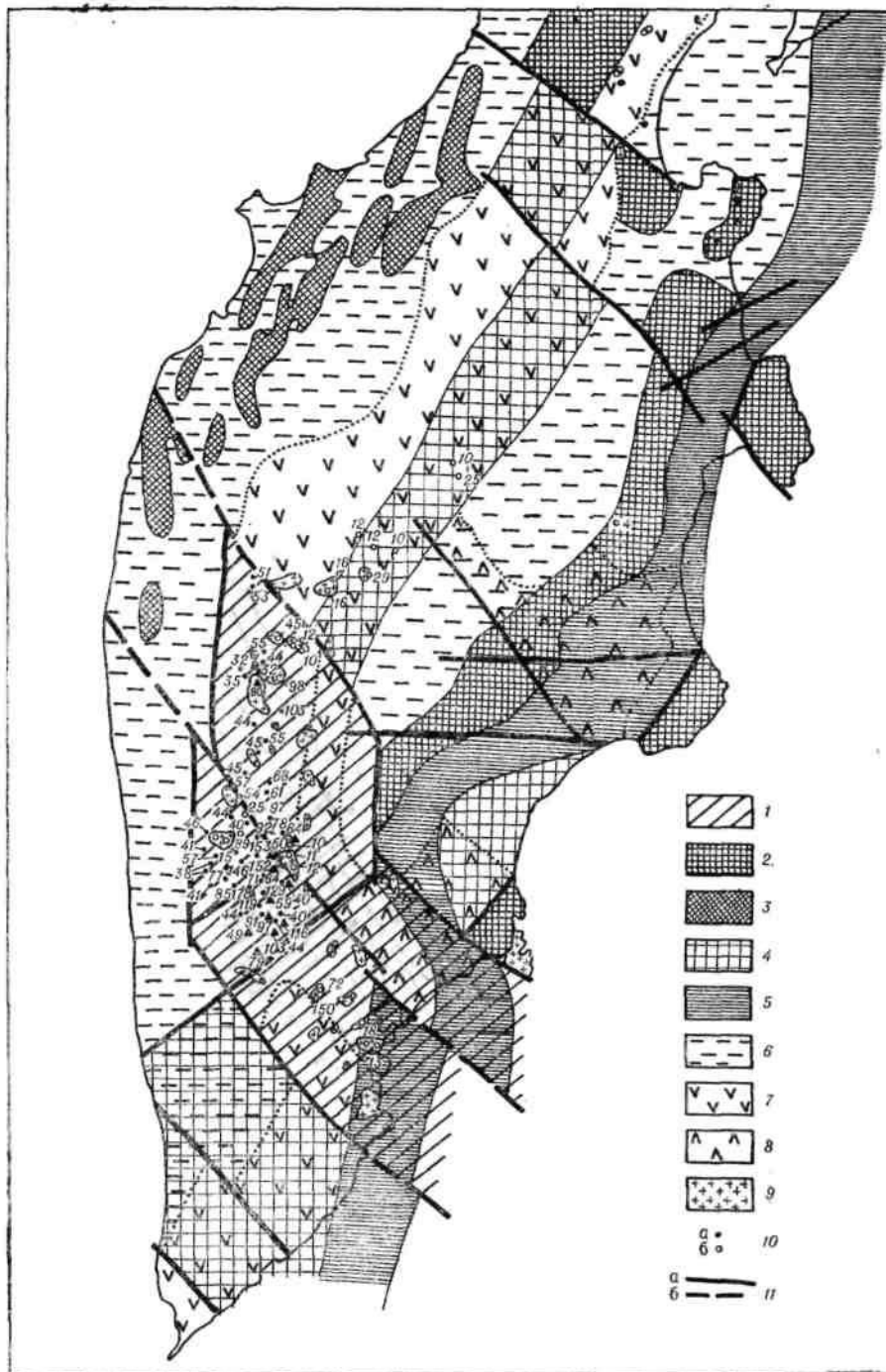


Рис. 5. Схема неогеновой структуры Камчатки.

1 — жесткий блок Z-структуры Центральной Камчатки; 2 — линейные горсты, служившие зонами размыва; 3 — зоны пониженной интенсивности осадконакопления и частичного размыва в пределах складок основания в Западно-Камчатском тыловом прогибе; 4 — участки относительного поднятия мелового фундамента; 5 — Восточно-Камчатский верхнепалеоген-нижнемиоценовый прогиб (по Н. А. Храмову); 6 — Западно-Камчатский тыловой прогиб; 7 — территория наложенных вулканических поясов, существовавших с олигоцена; 8 — территория вулканических поясов, существовавших с плиоцена; 9 — интрузия гранитоидов; 10 — цифры абсолютного возраста: а) донеогеновых гранитоидов, б) неогеновых гранитоидов, в) пород метаморфического комплекса; 11 — основные разломы: а) активно жившие в неогеновое время, б) в донеогеновом фундаменте.

В существующих схемах тектонического районирования Камчатки блок этот обычно не выделяется как единая структура, ибо история развития его частей в неогеновое время различна. Однако представляется важным подчеркнуть единую природу этой структуры в преднеогеновое время, предопределившую специфику его дальнейшего развития. Единство этой структуры подчеркивается полем развития метаморфических толщ и характером распределения крупных массивов гранитоидов. Выходы метаморфид занимают почти всю южную часть Срединного хр., где они образуют Срединный массив Камчатки, значительную часть Ганальского хр. (Ганальский выступ).

Наиболее восточные выходы полосы метаморфид отмечены в последние годы на Петровской сопке в г. Петропавловске-Камчатском. Далее — на любой геологической карте Камчатки отчетливо видно, что крупные массивы гранитоидов в южной и центральной частях полуострова полностью локализованы в пределах выделяемых границ блока. Определения калий-аргоновым методом (сводка по данным геологосъемочных работ КТГУ — рис. 5) возраста этих гранитоидов показывают, что интрузии эти формировались в несколько временных интервалов от 89—90 до 10—12 млн. лет. При этом во всех случаях гранитоидный состав интрузий и их пространственная приуроченность к границам блока сохраняется.

Привлекает внимание совпадение наиболее молодого абсолютного возраста метаморфических пород в пределах блока с возрастом отдельных фаз становления гранитоидов. Это свидетельствует о неоднократном возобновлении фаз метаморфизма в периоды, совпадающие с внедрением гранитоидных интрузий. Фации метаморфизма в пределах блока изучены пока недостаточно, но уже сейчас, видимо, можно говорить о некоторых различиях метаморфид Ганальского хр., где отмечаются фации высоких давлений, и Срединного массива, где развиты фации термального метаморфизма наиболее высоких ступеней. Обе зоны разделяются грабеном южной части Центральной Камчатской депрессии. Разлом этот, как мы видим, достаточно древнего заложения и в преднеогенное время играл ту же роль, что и аналогичные разломы Японии и Нов. Зеландии, разделяющие так называемые парные метаморфические пояса. Блок в плане имеет конфигурацию, напоминающую букву Z. Северным его ограничением служит глубинный разлом северо-западного простирания, описанный В. К. Ротманом под названием «диагонального шва Камчатки». Подобная форма жестких блоков, вовлеченных в подвижные неогеновые пояса, как увидим ниже, обычна во многих районах. Такого типа структуры впредь будем называть Z-структурами.

Распределение структур неогенового времени подчиняется четкой закономерности, общей для всех островных дуг и близких к ним структур (рис. 5). Во фронтальной части располагалась зона поднятий, занимавшая территорию нынешних полуостровов восточного побережья. К западу от нее образовался Восточно-Камчатский прогиб, выполненный мощными (7—8 км) осадочными и вулканокластическими породами богачевской и тюшевской свит и их аналогов. Снизу вверх по разрезу аргиллитовые толщи сменяются пластическими породами со все возрастающей крупностью обломков. Вулканические породы практически отсутствуют. На широте Шипунского п-ова простирание выходов отдельных толщ Восточного прогиба резко разворачивается в юго-восточном направлении. Здесь на границе с жестким блоком четко читается центриклинальный поворот структуры. На территории нынешнего горст-антиклинария Восточного хр. Камчатки, т. е. непосредственно к западу от Восточно-Камчатского прогиба, располагалась цепь поднятых блоков, сложенных мел-палеогеновыми толщами и служивших областью размыва. Границей между этой системой поднятых блоков и Восточно-Камчатским прогибом служит крупный надвиг, по которому верхнемеловые отложения надвинуты на выполняющие прогиб олигоцен-миоценовые толщи. К южной части пояса поднятий, находившегося на месте современного Восточного хр., примыкал обширный свод, также выступавший в качестве области размыва. Территория этого свода охватывала Ганальский выступ и южную часть Срединного хр.— Срединный массив и прилегающую к нему зону развития кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела. Другими словами, свод занимал всю территорию описанного жесткого блока — Z-структуры Центральной Камчатки. На продолжении меридиональной оси этого блока на север располагалась Тигильская система складок основания. Здесь верхнемеловой фундамент выступал на поверхность в отдельных поднятых блоках. Вся же эта система в целом выражалась резко пониженными мощностями неогеновых отложений (Горячев, 1966).

Территория между Тигильской системой складок на западе, геоантиклинальной зоной Восточного хр. на востоке и Ганальско-Малкинским сводом на юге в этот период представляла собой зону общего опускания. По центральной оси зоны, по диагонали угла, образованного зоной поднятий Восточного хр., северной границей Ганальско-Малкинского свода и Тигильской системой складок, протягивался неогеновый вулканический пояс, названный Г. М. Власовым Центрально-Камчатской вулканической зоной. Он занимал территорию нынешних хр. Козыревского и Быстринского и части Срединного хр. На юге он примыкал к Ганальско-Малкинскому своду по диагональному шву Камчатки и частично накладывался на жесткий блок, протягиваясь вдоль его восточной границы в виде узкой редуцированной полосы эффузивов и цепочки интрузивных массивов диорит-гранодиоритового состава. Абсолютный возраст развитых в Центрально-Камчатской вулканической зоне мелких субвулканических интрузий гранитоидов в основном соответствует 12—16 млн. лет (см. рис. 5), отдельные точки дают 10 и 25—29 млн. лет. Тот же возраст имеют и

мелкие тела гранитоидов в южной, редуцированной части зоны, где она наложена на жесткий блок Z-структуры.

Западнее и восточнее вулканического пояса располагались прогибы, выполненные осадочными толщами неогена. Прогиб между Центрально-Камчатской вулканической зоной и Тигильской системой складок представляет собой восточную часть Западно-Камчатского тылового прогиба. Прогиб между Центрально-Камчатской вулканической зоной и геоантиклинальным поясом Восточного хр. скрыт под мощным чехлом рыхлых четвертичных осадков Центральной Камчатской депрессии. Однако по геофизическим данным в этих районах меловой фундамент резко опущен, и образовавшиеся впадины заполнены осадками, мощность которых достигает 5000 м. Судя по тем отложениям, которые развиты на продолжении этих структур на север, в верховьях р. Еловки, главную роль в разрезе играют олигоцен-миоценовые толщи. Отрицательные магнитные аномалии или нейтральное магнитное поле, фиксирующееся в этом районе, свидетельствуют о практическом отсутствии в разрезе эффузивных пород. Вся система структурных зон неогенового времени очень напоминает нормальную зональность структур островных дуг. Изменения в характере структур связаны с наложением на жесткие массивы сформировавшейся коры. Действительно, можно провести прямую аналогию по мощности и характеру осадков между Восточно-Камчатским прогибом и современными желобами, развивающимися близ тектонических систем типа Камчатки. Пояс поднятий на месте современного Восточного хр. по положению, соотношению с Восточно-Камчатским прогибом и тектоническому режиму (в неогене) аналогичен геоантиклинальному поясу внешней дуги. Центрально-Камчатская вулканическая зона соответствует вулканическому поясу внутренней дуги, а Западно-Камчатский прогиб — впадинам окраинных морей в тыловой части систем островных дуг.

Преобразование структуры Центрально-Камчатского блока в плиоцен-четвертичное время связано с двумя явлениями — смещением фронта структур на восток, в сторону океана, и общим воздыманием. Преобразование структуры происходило в две стадии. Первый этап, датируемый концом миоцена — началом плиоцена, связан с отмиранием структуры Восточно-Камчатского прогиба. В среднем плиоцене на его месте развивается Восточно-Камчатский вулканический пояс. Образование этой структуры связано с развитием по простиранию вулканического пояса Большой Курильской гряды и Южной Камчатки. Таким образом, в этот период фронтальная часть Центрально-Камчатского блока смещается на восток, в сторону океана, а Курильские структуры развиваются по простиранию, перерабатывая южную часть жесткого блока — структуры Центральной Камчатки и накладываясь на отмерший, заполненный осадками желоб Восточно-Камчатского прогиба. На широте Кроноцкого п-ова вулканическая зона плиоцен-нижнечетвертичного времени разворачивалась в северо-западном направлении, пересекала нынешний хр. Тумрок и смыкалась с Центрально-Камчатской вулканической зоной.

Второй этап тектонических преобразований начинается после формирования комплекса плато-эффузивов и датируется концом нижнечетвертичного — среднечетвертичным временем. В этот период отмирает вулканический пояс Центрально-Камчатской зоны. На его месте формируется система линейных сводов. Отмирают Тигильская система поднятий и Западно-Камчатский тыловой прогиб, на месте которых формируется пенеппен равнины западного побережья. Образуются новые вулканические зоны — Центральной Камчатской депрессии, Срединного хр. и грабен-синклинали Восточной Камчатки. Наконец, формируются южная и центральная части Центральной Камчатской депрессии. Южная часть представляет собой линейный грабен, образовавшийся в нижнечетвертичное время в ходе неравномерного поднятия Ганальско-Малкинского свода, Центральная часть формируется как грабен-синклиналь одновременно с образованием двух смежных зон поднятий — горст-антиклинали Срединного хр. и Козыревско-Быстринской системы линейных сводов, сформировавшейся на месте Центрально-Камчатской вулканической зоны. Отмирает вулканизм в хр. Тумрок и южной части жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Происходит общее воздымание блоков Малкинского свода, Восточного хр. и поднятий зоны полуостровов восточного побережья. В результате неравномерного и интенсивного поднятия в пределах горст-антиклинали Восточного хр. образуется несколько наложенных грабенов, таких как Щапинский, рек Лев., Прав, и Сред. Авача.

В современном структурном плане Центрально-Камчатский блок представляет собой серию эшелонированных линейных поясов поднятий (горст-антиклиналей), разделенных зонами относительного опускания (грабен-синклиналиями). На востоке расположена зона горст-антиклинальных поднятий полуостровов восточного побережья Камчатки. Это п-ова Шипунский, Кроноцкий и Камчатского мыса. Все они образованы дислоцированными толщами верхнего мела, к кото-

рым с запада примыкают блоки, сложенные неогеновыми вулканогенными и осадочными толщами. Поднятия характеризуются высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге. При общей вытянутости оси зоны в направлении на северо-восток отдельные блоки поднятий имеют четкую северо-западную ориентировку. Полуострова восточного побережья продолжают в виде подводных хребтов в шельфовой зоне. Северо-западная ориентировка блоков полуостровов сменяется меридиональной в их подводных продолжениях. Некоторые меридиональные подводные хребты по касательной смыкаются с краем глубоководного желоба.

Вторая линейная система поднятий — горст-антиклиналь Восточного хр. Она в основном наследует положение геоантиклинали внешней дуги неогенового времени. Однако на юге (в районе Ганальского хр.) она захватывает часть жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки, в центральной части — отмерший участок вулканического пояса (в хр. Тумрок) плиоцен-нижнечетвертичного времени и в различных участках — консолидированные блоки окраинных частей Восточно-Камчатского неогенового прогиба. На этом субстрате развивается единая линейная система поднятий шириной около 25 км. Высота современного тектонического рельефа в среднем 1300—1500 м. Она состоит из четырех блоков сигмоидальной формы. Это (с юга на север) хр. Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч. Границей между блоками являются узкие (3—5 км) зоны четвертичных грабенов: грабен р. Ковычи между хр. Ганальским и Валагинским, р. Прав. Шапиной между хр. Валагинским и Тумроком и в районе верховий р. Хапицы (у г. Успенской) между Тумроком и Кумрочем.

Такая конфигурация блоков, разделенных грабенами, отражающими обстановку растяжения, напоминает картину деформации балки под действием растягивающих напряжений, направленных вдоль ее оси. И действительно, в южной (в районе рек Быстрой и Плотниковой), центральной (в бассейне рек Лев. Шапиной, Чажмы и Андриановки) и северной (у северного окончания хр. Кумроч) частях этой системы поднятий поднятые блоки рассечены системой сдвигов. Они имеют простирание северо-восток 45° , соответствующее простиранию сдвиговых зон на Южной Камчатке. Как видно из рис. 2, амплитуда горизонтального перемещения по ним за четвертичное время составляет 7—10 км, что примерно соответствует суммарной ширине грабенов, разделяющих отдельные поднятые блоки. Эта величина соответствует средней скорости горизонтальных смещений 10 мм в год, т. е. близка к цифре, полученной для сдвига Сан-Андреас. Можно предположить, что особенности конфигурации современных поднятий Восточного хр. связаны с воздействием этой системы сдвигов. В поле силы тяжести поднятия Восточного хр. выражены зонами положительных аномалий, интенсивность которых, однако, ниже, чем в геоантиклинальном поясе полуостровов восточного побережья.

Третий линейный пояс поднятий — Козыревско-Быстринская система сводов формируется в восточной части отмершей Центрально-Камчатской вулканической зоны. Он образован вулканическими толщами миоцен-плиоценового времени и частично нижнечетвертичными вулканическими плато. Структура его изучена недостаточно. Можно, тем не менее, уже сейчас говорить о том, что пояс состоит из системы блоков, сходных по конфигурации с отдельными блоками Восточного хр. В связи с этим можно предположить и сходную динамику его образования — под воздействием сдвиговых систем с ориентировкой СВ 45° , т. е. секущих структуру под острым углом. Отдельные зоны такого типа отчетливо прослеживаются геологически. Таковы разломы по р. Половинной, к северу от г. Шишель, в верховьях р. Прав. Начики. Общий уровень абсолютных отметок рассматриваемой системы поднятий 1200—1500 м, т. е. такой же, как и в горст-антиклинали Восточного хр. Однако амплитуда поднятия за четвертичное время почти на порядок ниже, так как основная часть этих хребтов представляет собой реликты сохранившихся в рельефе аккумулятивных вулканических построек неогена — нижнечетвертичного времени.

В южной и юго-западной частях Центрально-Камчатского блока формируется свод, наследующий, в общих чертах, контуры жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Системы поднятий разделены линейными опущенными зонами — грабен-синклиналями, в пределах которых и концентрируются проявления четвертичного вулканизма. Выделяются три такие структуры: грабен-синклиналь Восточной Камчатки, Центральная Камчатская депрессия и грабен-синклиналь Среднего хр.

Грабен-синклиналь Восточной Камчатки располагается между поднятиями полуостровов восточного побережья (Шипунским и Кроноцким) и горст-антиклинальным поднятием Восточного хр. В пределах грабен-синклинали дочетвертичные толщи практически повсеместно опущены ниже уровня эрозионного вреза (т. е. ниже 500—300 м над уровнем моря). По особенностям тектонического строения, типу и характеру пространственной локализации вулканов отчетливо

выделяется три участка: Авачинско-Жупановский (южный), Центральный (Карымско-Семячикский), Кроноцко-Гамченский (северный).

Структура Авачинско-Жупановского участка определяется крупным гравитационным максимумом, пересекающим грабен-синклиналь к югу от широты Шипунского п-ова. Зона максимума имеет общее северо-западное простирание. На восточном ее окончании, близ побережья, обнажаются осадочные и осадочно-вулканогенные породы олигоцен-миоценового и миоцен-плиоценового возраста. Вся эта структура известна под названием Налычевского поднятия. По бортам его, вдоль зон высоких градиентов силы тяжести локализуются линейные ряды стратовулканов: Авачинский ряд вулканов на южном и Жупановский на северном обрамлении поднятия.

На западном обрамлении аномальной зоны, фиксирующей Налычевское поднятие, на стыке с горст-антиклинальным поднятием Восточного хр. располагаются вулканы Купол, Вершинский, Китхойский. В этом районе миоцен-плиоценовые вулканические породы приподняты на высоту до 500—800 м.

Идущая к северо-западу от Авачинской группы вулканов полоса развития плато-эффузивов пересекает горст-антиклинальную систему Восточного хр., доходя до Центральной Камчатской депрессии. К западу от р. Правая Авача блоки плато ступенчато поднимаются вплоть до абсолютных отметок 1700—1900 м. Проявления более молодого вулканизма локализуются в этом районе в узких грабенах, пересекающих Восточный хр. Морфологически они выражены в долинах рек Прав., Лев. и Сред. Авача. Здесь расположены многочисленные мелкие шлаковые конусы базальтового состава и один базальт-андезитовый центральный вулкан — Бакенинг. Сходную позицию занимает и расположенный несколько севернее вулкан Заварицкого. Таким образом, на этом участке грабен-синклинали Восточной Камчатки, как и в грабен-синклинали Южной Камчатки, в тыловой, западной части вулканического пояса локализуются многочисленные мелкие по масштабам проявления базальтового вулканизма.

Центральный участок грабен-синклинали Восточной Камчатки не имеет морфологически выраженного восточного борта — структура непосредственно граничит с шельфовой зоной побережья. Новейшие движения по разлому, ограничивающему участок с запада, со стороны горст-антиклинали Восточного хр., проявились слабо. На большей части разлом здесь залит покровами лав. Блоковая тектоника в пределах рассматриваемого участка также проявлена слабо. Главная особенность структуры Центрального участка — наличие серии крупных вулкано-тектонических депрессий, с которыми ассоциируют огромные по масштабам поля развития кислых пирокластических пород — пемз и игнимбритов.

Центры кислого вулканизма можно условно объединить в две линии северо-восточного (45°) простирания. Первая проходит через вулкан Дзэндзур, Карымско-Жупановскую кольцевую структуру, Семячикскую кольцевую структуру, вторая — через вулкано-тектоническую депрессию Узон-Гейзерная и кальдере Крашенинникова (рис. 6). При общей вытянутости линий на СВ 45° расположение отдельных центров контролируется тектоническими зонами широтного и меридионального простирания. Некоторые центры кислого вулканизма обнаруживают четкую связь с изометричными в плане отрицательными аномалиями силы тяжести такого же типа, что и на Южной Камчатке.

С юго-запада на северо-восток, т. е. по оси участка, последовательно располагаются Жупановская, Семячикская, Узон-Гейзерная кольцевые структуры и крупная кальдера вулкана Крашенинникова. Поперечные размеры структур сокращаются в том же направлении — от 60—50 км для Жупановской до 12 км для кальдеры вулкана Крашенинникова. Общей чертой всех этих депрессий является их приуроченность к крупным щитообразным возвышенностям, образовавшимся, скорее всего, в результате общего сводового поднятия разнородных групп вулканов. Лавы, слагающие эти «щиты», обычно представлены андезито-базальтами и базальтами. В полном объеме щит такого рода можно наблюдать в пределах Жупановской кольцевой структуры и на кальдере вулкана Крашенинникова. На остальных структурах реликты такого рода структур проявляются лишь в кольцевом вале, обрамляющем депрессию, остальные части их скрыты под чехлом кислых пирокластических пород. Другая общая черта депрессий — телескопичность их строения. Она выражается в последовательном развитии в пределах депрессий кольцевых вулкано-тектонических структур все меньших и меньших размеров, накладывающихся друг на друга. Так, в пределах Жупановской кольцевой структуры располагается Карымская кольцевая структура диаметром около 20 км, а в пределах этой последней — кальдеры Академии Наук, Карымского вулкана и Малого Семячика диаметром 7—10 км. Известно телескопическое строение вулкана Крашенинникова и кальдеры Узон (Влодавец, Пийп, 1957). Вулкано-тектонические депрессии ограничены

кольцевой системой сбросов, зачастую трассирующихся дайками. Амплитуда смещения по этим разломам 400—800 м.

В западной части Центрального участка располагается базальтовый купол Верхнего Стана, обрамленный полями игнимбритов. Вулкано-тектонические депрессии и связанный с ними вулканизм в его пределах отсутствуют. Его можно считать недоразвитой структурой того же типа, что и Жупановская, Узонская или Семячикская.

В северной части Центрального участка располагается несколько изолированных вулканических групп — Кихпиныч, Тауншиц, Унана, связанных с пунктирной системой широтных трещин. Важно отметить, что здесь на кальдера-вулканы и стратовулканы центрального типа накладываются линейные зоны трещинного базальтового вулканизма. Одна из них начинается от Кроноцкого оз. и протягивается в общем юго-западном направлении на 25 км, пересекая кальдеру Крашенинникова. Серия мелких базальтовых вулканов расположена к югу и юго-западу от Кихпиныча и в районе кольцевой структуры Узон-Гейзерной. Зоны трещинного базальтового вулканизма имеют резко наложенный характер и отражают новый этап развития тектоники и вулканизма.

Северной границей Центрального участка служит зона разлома северо-западного простирания, идущая вдоль правого берега р. Кроноцкой. В современной структуре зона эта выражена в виде крупноамплитудного сброса, обрывающего лавы древней постройки вулкана Крашенинникова, — к северо-востоку от сброса они погружены ниже уровня эрозионного среза. По этим данным, амплитуду движений по сбросу в верхнечетвертично-голоценовое время можно определить в 200—400 м. Сброс — отражение долгоживущей зоны глубинного разлома, которая, с одной стороны, трассируется в Валагинском хр., а с другой — образует юго-западное ограничение Кроноцкого п-ова.

Северный, т. е. Кроноцко-Гамченский, участок грабен-синклинали Восточной Камчатки протягивается от р. Кроноцкой на юге до г. Тумрок на севере. Длина его более 100 км, ширина 25 км. На западе структура ограничена поднятием дочетвертичного фундамента, занимающим всю площадь Кроноцкого п-ова. Породы палеогена и неогена здесь выведены на абсолютные отметки 1100—1200 м. На границе поднятия с грабен-синклиналью расположен узкий грабен р. Богачевка. Близ р. Богачевка поверхность дочетвертичного фундамента полого понижается до +400—500 м. На ней залегают горизонтально лежащие останцы лав нижнечетвертичного плато, образующие хр. Железнодорожный.

С запада грабен-синклиналь ограничена горст-антиклинорием Восточного хр. Хотя непосредственно разлом на границе между обеими структурами не наблюдается, но резкий перепад высоты положения кровли дочетвертичного фундамента — от 1000—1500 м на водоразделах северной части Валагинского хр. до менее 600 м в западной части грабен-синклинали при расстоянии между точками с минимальной и максимальной высотой всего 10 км — заставляет предполагать наличие здесь крупного нарушения, перекрытого четвертичными лавами и рыхлыми ледниковыми отложениями.

Данные о внутреннем строении Кроноцко-Гамченского участка ограничены. Можно отметить, что он расположен вдоль зоны высоких градиентов поля силы тяжести, ограничивающей зону поднятий полуостровов восточного побережья Камчатки (в данном случае Кроноцкого п-ова). Таким образом, выявляется основная природа грабен-синклинали, отражающей положение глубинного разлома, идущего по границе структурно-фациальных зон. Шовное положение структуры отражается и в строении ее фундамента. С запада она граничит с поднятыми блоками кремнисто-вулканогенных толщ верхнемелового возраста. В восточной части структуры фундаментом вулканогенных плиоцен-четвертичных толщ служат породы миоцен-палеогеновых серий Восточно-Камчатского прогиба. По этим данным можно с уверенностью говорить также о наложенном характере Кроноцко-Гамченского участка. По данным А. Е. Шанцера, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнера (1966), начало вулканической деятельности в этом районе датируется концом нижнего — началом верхнего плиоцена. Структура в большей своей части носит телескопический характер. Плиоцен-нижнечетвертичные лавовые плато на ее бортах — хр. Железнодорожном и Тумрок — захвачены современным поднятием, и кровля их располагается на абсолютных отметках 1000—1200 м. В центральной части структуры эти образования опущены, и абсолютные отметки их кровли не превышают 600—800 м. Во внутренней части грабен-синклинали отмечаются две линейные зоны высоких градиентов силы тяжести субмеридионального простирания. Они отражают положение разломов фундамента и контролируют положение основных вулканов этого района.

Большую роль в структуре Северного участка играют поперечные разломы. Так, в районе к югу от южной оконечности вулкана Шмидта лавы ниже-среднечетвертичного возраста резко погружены и современным эрозионным срезом не вскрываются. По-видимому, здесь в средневерхнечетвертичное время существовала обширная депрессия типа той, которая в настоящее время наблюдается к югу от Авачинского вулкана. В пределах этой депрессии, занимая почти всю ее площадь, располагается массив Кроноцкой сопки. В направлении с юга на север вдоль по простиранию структуры прослеживается подъем поверхности фундамента. В среднем течении р. Богачевка плиоценовые (?) отложения вскрыты на высоте +400 — 500 м, у г. Конечная — 1000 м, а к северу от г. Тумрок на отрогах одноименного хребта они резко воздымаются, достигая отметок 1000—1200 м. В районе г. Тумрок структура поворачивает на северо-восток 45°, выходя к побережью Камчатского залива.

В северной части структура вилкообразно раздваивается. Полоса вулканических толщ поворачивает в широтном и северо-западном направлении и протягивается вплоть до Центральной Камчатской депрессии. Эта часть структуры представляет собой прогиб, совпадающий с хр. Тумрок и северной частью Валагинского хр. Развитые здесь вулканические и вулканогенно-осадочные толщи датируются, по данным А. Е. Шанцера, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнера (1966), плиоценом — нижнечетвертичным временем. Позднее вулканизм в пределах этой ветви структуры отмирает, и единственный расположенный здесь молодой действующий вулкан Кизимен связан с наложенным Щапинским грабеном. Весь район хр. Тумрок и северной части Валагинского хр. испытывает поднятие, включаясь в горст-антиклинальную систему Восточного хр. В то же время наблюдается экспансия пояса четвертичного вулканизма в северо-восточном направлении — по всему побережью вплоть до Камчатского залива протягивается цепь мелких шлаковых конусов и щитовых базальтовых вулканов. Она непосредственно накладывается на породы складчатого фундамента и следует вдоль разлома, разделяющего зону развития кремнисто-вулканогенных толщ и миоценовые осадки Восточно-Камчатского прогиба.

Вулканы северного участка обнаруживают тенденцию к группировке в линейно вытянутые ряды. Постройки имеют характер крупных щитообразных вулканов и стратовулканов. Кальдеры отсутствуют. Не отмечаются и выбросы кислого пирокластического материала — наиболее дифференцированные продукты извержений представлены кислыми андезитами, слагающими небольшие экструзивные купола. Среди вулканических пород резко преобладают андезито-базальты и базальты. На южной оконечности участка всю ширину структуры занимает массив огромного стратовулкана Кроноцкой сопки. Далее на север вулканические постройки образуют два ряда меридионального простирания. Западный следует вдоль границы с горст-антиклинорием Восточного хр. Он состоит из трех стратовулканов — Конради, Иульт и Сокол. Восточный группируется вдоль осевой зоны структуры, но потоки лав образующих его вулканов достигают грабена р. Богачевка. Он состоит из наложенных друг на друга разновозрастных систем вулканов. Это ниже-среднечетвертичные вулканы щитообразного типа — гора Шмидта и две крупные безымянные постройки в основании вулканов Гамчен и Колхозного. На них аккумулятивно насажены средневерхнечетвертичные стратовулканы Сев. и Юж. Гамчен, Комарова, Колхозный, Гаврилова. Они несколько смещаются к востоку относительно древних центров.

Севернее вулкана Гаврилова, кулисообразно смещаясь к востоку, в общем меридиональном направлении следуют еще три постройки — вулканы Богачевский, Пийпа и г. Конечная. В районе г. Конечной А. Е. Шанцером отмечена плиоценовая кольцевая структура, с которой ассоциируют относительно небольшие по площади проявления игнимбритов. Это единственная структура такого рода в пределах северного участка грабен-синклинали Восточной Камчатки. На северном центриклинальном замыкании грабен-синклинали несколько обособленно расположен крупный ниже-среднечетвертичный вулканический массив Тумрок. От него в направлении на северо-восток отходит обширное лавовое плато, на котором насажен меридиональный ряд шлаковых конусов. Вулканы Юж. Гамчен и Комарова находятся в стадии фумарольной активности. В 1929 г. отмечено небольшое извержение Кроноцкой сопки. Остальные вулканы рассматриваемого участка структуры потухшие.

Центральная Камчатская депрессия представляет собой огромную по протяженности структуру. Она прослеживается в общем направлении на северо-восток от среднего течения р. Быстрая и верховьев Камчатки на юге до п-ова Озерного на севере. По морфологии, строению и степени концентрации вулканических проявлений отчетливо выделяются две части.

Южная часть Центральной Камчатской депрессии наложена на жесткий блок Z-структуры Центральной Камчатки. Это типичный грабен, ограниченный хорошо морфологически выражен-

ными в виде уступов рельефа разломами. Длина южной части депрессии 225 км, ширина 5—30 км, причем наблюдается устойчивая тенденция к расширению в северном направлении. Общая северо-восточная вытянутость структуры в значительной мере создается сочетанием протяженных меридиональных участков, смещенных секущими сдвигами северо-восточного (45°) простирания. Восточное ограничение грабена образует горст-антиклиналь Восточного хр., на западе располагается Малкинский свод. Оба борта структуры сложены однотипными толщами кремнисто-вулканогенных осадков верхнего мела, причем высшие абсолютные отметки, на которых располагаются выходы этих пород, для обоих бортов одни и те же (1100—1400 м). Это позволяет уверенно говорить о том, что формирование грабена происходило на фоне сводового поднятия, охватившего оба борта структуры. Дно грабена располагается на абсолютных отметках 200—250 м, до 300 м в области водораздела Камчатки и Быстрой. Мощность выполняющих депрессию рыхлых отложений, условно относимых к верхнеплиоцен-четвертичному времени, по геофизическим данным, 1500—2000 м. Таким образом, общая амплитуда перемещения по разломам ограничения 2500—3000 м, причем около 1000—1500 м не компенсировано осадками.

На всем протяжении грабена широко развиты мощные конусы выноса средне-верхнечетвертичного и голоценового возраста. Проявления четвертичного вулканизма отсутствуют. На время формирования структуры указывает тот факт, что плато, сложенные нижнечетвертичными эффузивами, подходя к грабену в виде полосы северо-западного простирания, со стороны Ганальского хр. на абсолютных отметках более 1500 м, перехлестывают его, и реликты их наблюдаются на западе, со стороны Срединного хр. В то же время в самом грабене выходы их отсутствуют — они погребены под мощной толщей более молодых рыхлых четвертичных отложений.

Центральная часть Центральной Камчатской депрессии от р. Кирганик до Хавывенской возвышенности имеет четкое северо-восточное простирание (СВ 20°). Длина ее 350 км, ширина 50—70 км, т. е. имеет тот же порядок, что и смежные с ней структуры поднятий. Пограничные с депрессией поднятия имеют на рассматриваемом участке принципиально различную природу и возраст заложения. На востоке это все та же горст-антиклиналь Восточного хр., заложившаяся в качестве поднятия, начиная с миоцена. Границей между ней и депрессией служит система крупно-амплитудных разломов, почти на всем протяжении выраженная в современном рельефе в виде тектонических уступов. На западе депрессия граничит со сложенной миоцен-плиоценовыми отложениями Козыревско-Быстринской системой сводов. Отмечается пологое погружение вулканогенно-осадочных толщ, развитых в хр. Козыревском и Быстринском, на восток, в сторону Центральной Камчатской депрессии. В настоящее время нет никаких оснований для проведения здесь разлома, перекрытого толщей рыхлых четвертичных отложений; по данным аэромагнитной съемки (Ривош, 1963), зона сочленения Центральной Камчатской депрессии с Козыревско-Быстринской системой сводов характеризуется полосой отрицательных магнитных аномалий с очень низким градиентом. О существовании здесь зоны напряжений свидетельствует лишь зона ареального вулканизма шириной около 10 км и протяженностью 175 км. Однако появление ее связано, скорее всего, с системой трещин растяжения — никаких смещений здесь не отмечается. Таким образом, Центральная Камчатская депрессия на рассматриваемом участке не имеет ничего общего с грабенами нормального типа — это скорее прогиб типа грабен-синклинали.

Данные о строении фундамента грабен-синклинали на участке от Асхачного увала до вулкана Шивелуч сводятся к следующему. В восточной части депрессии на абсолютных отметках +40 м прослежены выходы кремнисто-вулканогенных толщ, аналогичных развитым в пределах хр. Кумроч и условно датируемых верхнемеловым возрастом. По данным В. А. Ермакова, они протягиваются от юго-восточных подножий вулкана Шивелуч до среднего течения р. Хапица (примерно на широте вулкана Безымянного). Выходы тех же пород располагаются и в районе Асхачного увала, где кровля их выходит на абсолютных отметках +500 м. Обильные ксенолиты тех же пород установлены в лавах Удиных сопков, причем среди ксенолитов отсутствуют породы, которые можно было бы сопоставить с более молодыми (миоцен-плиоценовыми) отложениями. Во всех наблюдаемых случаях выходы кремнисто-вулканогенных пород в восточной части Центральной Камчатской депрессии непосредственно перекрываются комплексом четвертичных вулканических пород. Зона сочленения полосы развития кремнисто-вулканогенной толщи с Козыревско-Еловской системой впадин, судя по району Асхачного увала, приурочена к вулкану Кинчокла, далее на север трассируется к промежутку между Удиными и Толбачинскими сопками и, по-видимому, следует вдоль оси Ключевской группы вулканов к Шивелучу, в лавах которого также преобладают ксенолиты кремнисто-вулканогенных пород. Выражена она либо в виде крупной флексуры, либо

скорее в форме мощной зоны погребенных разломов фундамента, вдоль которой верхнемеловые отложения резко погружаются под осадки Козыревской и Еловской впадин.

Существенную роль в строении рассматриваемой части депрессии играют и поперечные структуры северо-западного (иногда субширотного) простирания. Резко поднят также Шапинский блок, а на продолжении его, непосредственно в долине р. Камчатка, по гравиметрическим данным, фиксируется крупное поднятие фундамента. Блок вытянут в северо-западном направлении, и имеет поперечник 25 км. Поперечное поднятие фундамента, по геофизическим данным, отмечается также в районе устья р. Кирганик.

По данным аэромагнитной съемки, в пределы депрессии трассируются разломы северо-западного простирания, прослеженные на стыке хр. Кумроч и Тумрок, а также по долинам рек Прав. Толбачик и Лев. Щапина. Особенно крупные разломы северо-западного простирания установлены на стыке хр. Кумроч и Тумрок. Здесь автором совместно с В. А. Ермаковым откартирован грабен, заполненный толщей слабодислоцированных вулканогенных отложений, условно отнесенных нами к верхнему плиоцену. Ширина структуры 10 км. Видимая мощность терригенной толщи 400 м. Структура разделяет поднятые блоки хр. Кумроч и северной части Тумрока (в районе г. Адриановской), где выходят кремнисто-вулканогенные толщи, условно относимые к верхнему мелу. Грабен перекрыт мегаплагиофировыми лавами основания Ключевской группы вулканов. Это — единственное место, где эти лавы заливают смежные с Камчатской депрессией горные сооружения. Учитывая превышения водоразделов на бортах грабена, где выходят кремнисто-вулканогенные толщи, и видимую мощность плиоценовых (?) отложений, суммарную амплитуду смещения по кровле кремнисто-вулканогенной толщи можно определить не менее чем в 1000 м. Разломы ограничения грабена трассируются в пределы Центральной Камчатской депрессии в виде зон высокого градиента значений магнитного поля, параллельно которым располагаются крупнейшие вулканические группы Толбачика и Удиных (вдоль разлома южного ограничения) и Зиминых сопкок (вдоль разлома северного ограничения). Точно так же в виде зон повышенного градиента значений магнитного поля трассируются в пределы поля развития вулканических пород разломы северо-западного простирания, прослеженные в верховьях рр. Прав. Толбачик и Лев. Щапина. Сбросы субширотного простирания фиксируются на северном склоне Ключевской сопки и к северу от вулканов Харчинской группы. Возможно, они представляют собой ограничения секущего грабена в фундаменте.

К центральной части депрессии приурочена большая часть проявлений четвертичного вулканизма, связанных с данной структурой. Они группируются в общей полосе северо-восточного простирания, которая, как показано выше, по-видимому, соответствует стыку двух разнородных блоков фундамента. Простирание полосы совпадает с простиранием грабена р. Прав. Щапина, являясь продолжением этой зоны растяжения.

В районе Ключевской группы вулканов, расположенной на юго-западном окончании упомянутой полосы, конусы новейших вулканов аккумулятивно насажены на мощный комплекс вулканогенного плато, сложенного различными по составу (от базальтов до андезитов) лавами. Представляется существенным рассмотреть тектонику верхнего структурного этажа, образованного комплексом лавовых плато. Анализируя абсолютные отметки кровли толщи мегаплагиофировых лав, можно отчетливо выделить три основные структуры.

Первая из них представляет собой устойчивые реликты плато, образованные лавами на стыке Кумроча и Тумрока, упомянутые выше устойчивые останцы, располагающиеся на междуречье Прав. и Лев. Толбачика и, судя по данным Б. И. Пийпа, Кинчоклокский и Асхачный доли. Все они располагаются по южной и юго-восточной периферии Ключевской группы вулканов и, по всей видимости, не испытывали существенных перемещений после излияний образующих их лав.

Вторая структура — крупная вулcano-тектоническая депрессия в южной части Ключевской группы вулканов. Плато, находящееся в районе Хапичинского дола и Асхачного увала на абсолютных отметках около 1000 м, оборвано сбросами значительной амплитуды. Разломы выражены в виде тектонических уступов, которые образуют широкое разомкнутое на север полукольцо. В пределах депрессии лавовые комплексы, слагающие эти высоты, опущены на 400—700 м и выходят на абсолютных отметках 300—600 м. Выходы их располагаются вдоль речных долин по периферии структуры; всю центральную часть ее занимают молодые базальтовые потоки, связанные с многочисленными шлаковыми конусами зоны ареального вулканизма к югу от Толбачика.

С севера депрессию замыкают вулканические группы Малой и Большой Удиных сопкок и массив Толбачикских сопкок, состоящий из двух вулканов — Плоского и Острого Толбачика (рис.

7). Обе группы вытянуты в северо-западном направлении (Пийп, 1956). Для всех этих вулканов характерна асимметрия гипсометрических отметок их основания. Так, однотипные по составу и возрасту комплексы вулканов Большая и Малая Удина на северном и северо-восточном склонах перекрывают лавы фундамента на отметках около 1000 м, т. е. таких же, что и отмеченные на Хапичинском долу и Асхачном увале. На южном и юго-западном склонах они перекрывают лавовые комплексы фундамента на отметках 600 м, т. е. таких, которые характерны для дна депрессии. Аналогично ведут себя и нижние горизонты лав Толбачикского массива, прослеживаемые в восточной части вулкана Плоский Толбачик. Причина подобной асимметрии станет понятной, если учесть, что к вулкану Малая Удина с востока примыкает тектонический уступ северо-западного простирания, по которому лавовые комплексы фундамента смещены как раз на ту же амплитуду. Ясно, что сравнительно молодые постройки вулканов, входящих в группу Удиных и восточной части Толбачикских сопок, располагаются на тектоническом уступе северо-западного простирания, который они маскируют своими лавами (рис. 7).

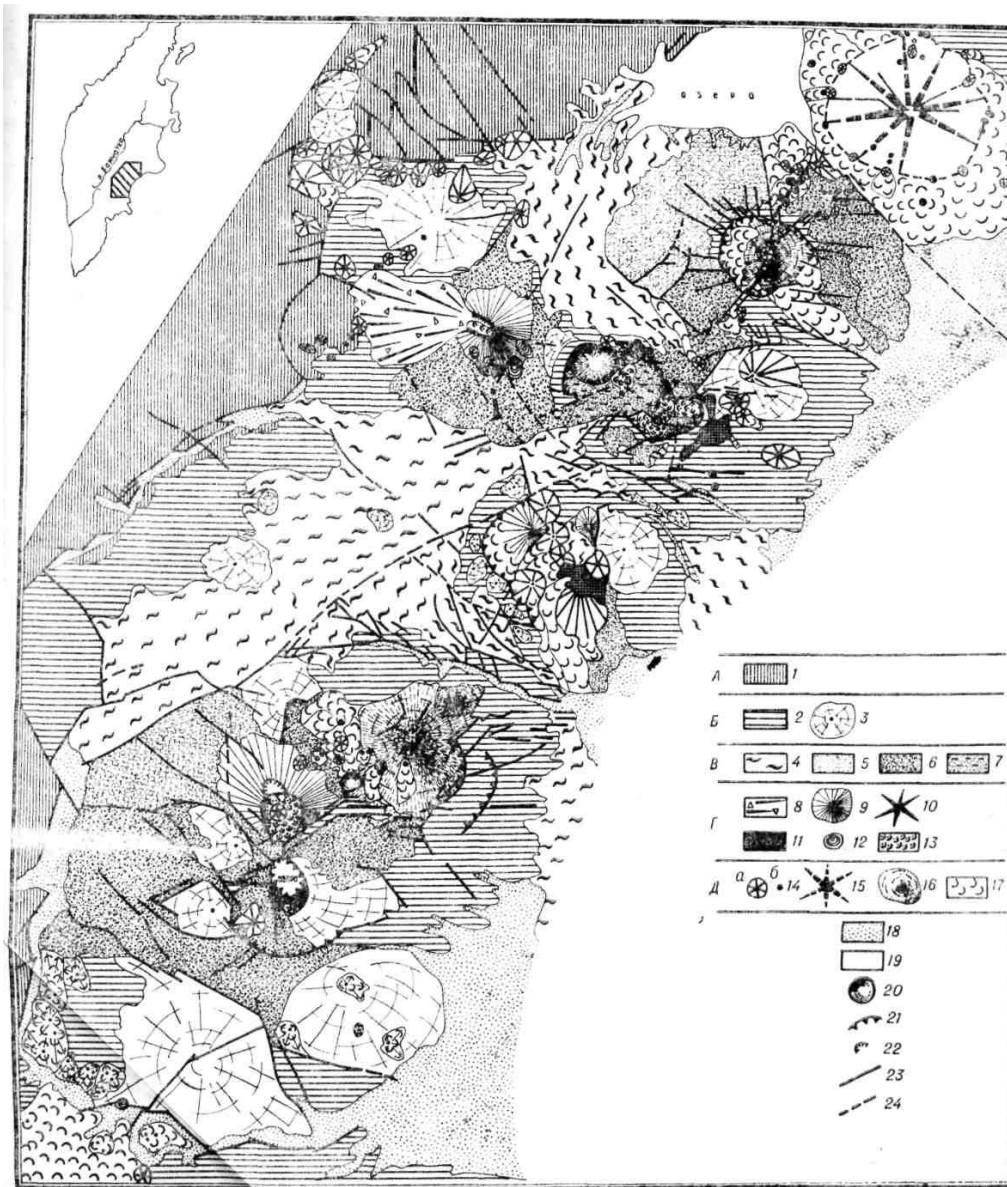


Рис. 6. Геологическая карта района четвертичного кислого вулканизма на Восточной Камчатке (Жупановско-Семячикский район).

А — дочетвертичные складчатые комплексы. *Б* — стадия базальтово-андезит-базальтового вулканизма ($N_2—Q_{1-2}$). (2 — плато-эффузивы, 3 — щитовые вулканы). *В* — главная (кальдерообразующая) стадия кислого вулканизма ($Q^2_2—Q^3_3$). (4 — покровы игнимбритов, 5 — покровы пемзы, 6 — пемзово-почвенные покровы, 7 — пемзово-озерные отложения). *Г* — стадия посткальдерного вулканизма $Q^2_3—Q_4$. (8 — отложения направленного взрыва, 9 — андезитовые и андезитобазальтовые стратовулканы, 10 — дацитовый стратовулкан Карымский, 11 — группы экструзивных куполов, по составу от андезитовых до липаритовых, 12 — отдельные крупные экструзивные купола, в основном наиболее молодые, 13 — потоки вязкой кислой лавы). *Д* — голоценовая стадия базальтового вулканизма (14: а — мелкие базальтовые вулканы, б — шлаковые конусы, 16 — большие базальтовые стратовулканы, 17 — потоки базальтовой лавы, 18 — недиагенезированные четвертичные осадки, 19 — районы, находящиеся под водой — океан и озера, 20 — маары и взрывные кратеры, 21 — разломы вулканотектонического происхождения, 22 — кратеры, 23 — разломы наблюдаемые, 24 — разломы, перекрытые чехлами пирокластики).

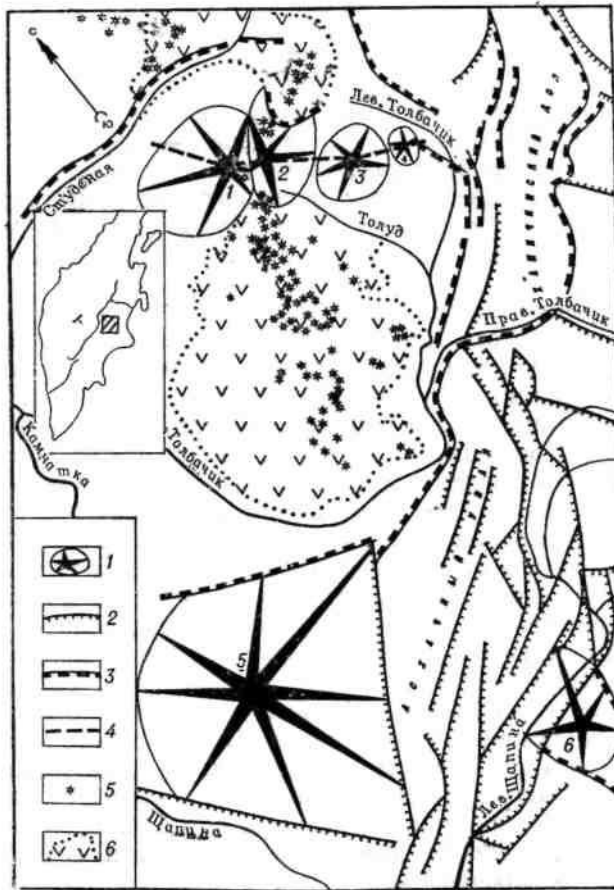


Рис. 7. Вулкано-тектоника южной части Ключевской группы вулканов.

1 — вулканы; 2 — разломы; 3 — сбросы, ограничивающие вулкано-тектонические депрессии; 4 — предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5 — шлаковые конусы; 6 — поле широкого развития молодых лавовых потоков. Цифры в поле рисунка — вулканы: 1 — Острый Толбачик; 2 — Плоский Толбачик; 3 — Большая Удина; 4 — Малая Удина; 5 — Кинчокла; 6 — Кизимен.

На картах изодинам *AT* четко читается зона повышенных градиентов, ориентированная в северо-западном направлении вдоль южного подножия Удиных сопок.

Эта зона продолжается разломами, идущими по долине и правому борту р. Студеная, и представляет собой крупноамплитудные (до 700 м) сбросы, по которым опущено южное крыло. Они имеют форму пологой дуги, разомкнутой на юг. Амплитуда их меняется по простиранию, затухая к западу. На востоке тектонические уступы погребены под лавами молодых излияний многочисленных шлаковых конусов верховий р. Студеная. Эти уступы можно считать элементами системы разломов обрамления рассматриваемой депрессии.

Вся структура, следовательно, представляется в виде открытого на запад овала, протягивающегося от северной оконечности Асхачного увала к Хапичинскому долу, далее под Удиными сопками и, наконец, замыкающегося системой разломов правого борта долины р. Студеная.



Рис. 8. Геологические карты областей кислого четвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки (по Э. Н. Эрлиху, Ф. Ш. Кутыеву).

I — Хангар. II — Ичинский вулкан. А : 1 — дочетвертичные складчатые комплексы фундамента; 2 — миоценовые интрузии гранитоидов. Б. Первый цикл четвертичного вулканизма ($N_2 - Q_1 - 2$): 3 — щитовые базальтовые вулканы; 4 — экструзивные купола (от андезитов до обсидианов по составу). В. Главная стадия кислого вулканизма ($Q_2^2 - Q_4^1$): 5 — стратовулканы (дацитового состава на Хангаре и андезито-дацитового на Ичинском вулкане). Экструзивные купола, сложенные: 6 — амфиболсодержащими андезитами на Ичинском вулкане и ортопироксенсодержащими андезитами на Хангаре; 7 — стекловатые дациты с орто- и клинопироксенами и плагиоклазом № 60 — 80; 8 — амфиболсодержащие андезиты и андезитодациты; 9 — обсидианы. Г. Новейшая стадия посткальдерного вулканизма ($Q_3^2 - Q_4$): 10 — взрывные кратеры; 11 — купола биотитовых липаритов; 12 — дацитовые стратовулканы; 13 — новейшие дацитовые экструзивные купола; 14 — потоки вязких кислых лав; 15 — потоки и покровы пемзы. Д. Стадия новейшего базальтового вулканизма: 16 — мелкие вулканы и шлаковые конусы. 17 — лавовые потоки; 18 — щитовые вулканы; 19 — недиагенезированные четвертичные отложения аллювиальные, гляциальные и флювиогляциальные; 20 — разломы по контуру вулcano-тектонических депрессий; 21 — сбросы (наблюдаемые); 22 — разломы (предполагаемые).

Депрессия ограничена в общем одновозрастными лавовыми комплексами, падающими под большими углами по периклинали от депрессии. В западной части — от г. Кинчокла до р. Студеная — структура разомкнута. Весьма возможно, что на этом участке тектонические уступы залиты мощными покровами базальтовых лав новейших излияний. Можно, таким образом, заключить, что мы имеем дело с крупной вулcano-тектонической депрессией. Образование ее предшествует формированию Удиных и Толбачикских сопок.

Наконец, существенным моментом является выделение центрального поднятия, идущего по оси Ключевской группы вулканов. Оно отчетливо фиксируется резким повышением уровня кровли мегаплагиофировых лав. По линии разлома, идущего вдоль ледника Желтый, на северном склоне вулкана Зимина сопка уровень абсолютных отметок кровли мегаплагиофировых лав изменяется на 700 м: от 800 м в верховьях р. Сухая Зимина и к востоку от ледника до 1500 м к западу и северо-западу от него. Аналогичный скачок наблюдается и для абсолютных отметок кровли толщи мегаплагиофировых лав, лежащих в основании Плоских сопкок: от 2100 м в районе между Дальней Плоской сопкой и Камнем до 1000—800 м в западной части массива. Структура центрального поднятия нуждается в дальнейшей детализации и расшифровке. Однако уже сейчас можно отметить, что вдоль его бортов проходят серии крупных разломов. Они отчетливо наблюдаются в районе стыка вулкана Камень и Плоской сопки и вдоль ледника Желтый. Полоса проявлений относительно кислого вулканизма (склоны Зиминой сопки, Плотина, вулкан Безымянный, экструзия Камня) в целом совпадает с выделяемым поднятием.

Расположение вулканических проявлений на этом участке Центральной Камчатской депрессии характеризуется четкой продольной и поперечной зональностью. Условно здесь выделяются три группы вулканов. Первая, южная — Ключевская группа вулканов, расположенных по склонам центрального поднятия: вдоль восточного склона — Ключевская сопка, Камень, Безымянная сопка, на западном борту — массив Плоской сопки. В южной части Ключевской группы вулканов аппараты центрального типа располагаются вдоль линии крупных поперечных разломов фундамента, совпадающих с южным бортом поднятия. Простирание рядов вулканов здесь субширотное — северо-западное. Таков массив Зиминих сопкок, расположенный вдоль линии широтного простирания, северо-западный ряд, вдоль которого следуют вулканы Бол. и Мал. Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик. Поперечная зональность в размещении вулканов Ключевской группы проявляется в приуроченности андезитовых экструзий к восточной ее части и локализации на западе линейных зон ареального базальтового вулканизма и кальдер гавайского типа (вулканы Плоский Толбачик и Дальняя Плоская сопка).

Северное подножие центрального поднятия оборвано зонами разломов широтного простирания, совпадающими с долиной р. Камчатка у пос. Ключи. Разломы имеют дочетвертичный возраст и фиксируются лишь узкими линейными зонами интенсивных магнитных аномалий. К северу от этой зоны расположены два небольших вулкана — Харчинский и Заречный. Они объединяются в группу вулканов Харчинских гор, развитие которой теснейшим образом связано с развитием вулканов Ключевской группы (см. главу V). И наконец, вдоль разлома северо-западного простирания, образующего северную границу центрального участка Центральной Камчатской депрессии, расположен вулканический массив Шивелуч.

Грабен-синклиналь Срединного хр. совпадает с одноименной зоной четвертичного вулканизма. Считалось, что территория зоны полностью отвечает территории горной системы Срединного хр., по крайней мере, в северной ее части. Однако детальные исследования площадей выходов четвертичных эффузивов, проведенные в последние годы, позволили установить, что проявления четвертичного вулканизма в зоне Срединного хр. резко смещены к западу относительно Козыревско-Быстринской системы поднятий и лишь частично накладываются на нее. Анализ геологических данных и дешифрирование аэрофотоснимков, проведенные автором, показали, что граница между вулканической зоной и этой системой поднятий почти повсеместно фиксируется зонами крупноамплитудных сбросов.

Учитывая резкое прекращение четвертичного вулканизма к востоку от этих сбросов, разумно определить их как восточную границу рассматриваемой вулканической зоны. Наиболее западные вулканы зоны располагаются на территории прибрежной низменности, и практически никаких морфоструктур к западу от них нет. Однако следует учесть, что вдоль западной границы зоны располагаются исключительно вулканы ниже-среднечетвертичного возраста (за исключением весьма специфического района Ичинского вулкана). Соответственно, при определении западных границ зоны необходимо искать морфоструктуры, активно жившие в ниже-среднечетвертичное время и прекратившие существование в более поздний период. Структурой такого рода является Тигильско-Паланская система поднятий. Западная граница вулканической зоны Срединного хр. четко следует вдоль восточной границы этой системы. Более того, непрерывная полоса четвертичных вулканов в западной части зоны Срединного хр. протягивается от Ичинского вулкана до Кетепаны, далее она прерывается и появляется вновь лишь к северу от р. Воямполка. Участок, на котором четвертичные вулканы отсутствуют, соответствует району резкого погружения шарнира Тигильского поднятия. Связь, таким образом, устанавливается достаточно отчетливо.

Это позволяет считать Тигильско-Паланскую систему поднятий западным ограничением вулканической зоны Срединного хр. Следовательно, зона приурочена к участку замедленного поднятия, ограниченному двумя системами интенсивно растущих линейных сводов — Козыревско-Быстринского и Тигильско-Паланского.

Поперечные границы зоны четко тяготеют к двум крупным диагональным швам — долгоживущим зонам разломов северо-западного простирания. На юге это разлом, ограничивающий Малкинский свод, вдоль которого происходит резкое погружение метаморфических толщ под осадочные и осадочно-вулканогенные толщи третичного и четвертичного возраста. На севере вулканогенный пояс резко оборван другой системой разломов северо-западного простирания, ограничивающей Северо-Камчатско-Олюторский блок. На северном ограничении вулканической зоны Срединного хр. вдоль нее фиксируется резкое ступенчатое поднятие плиоцен-миоценового комплекса фундамента вулканогенного пояса, далее он примыкает к горст-антиклинальной системе, образующей северную часть Срединного хр.

Зона имеет сложную мозаичную структуру. В крайней юго-восточной части вулканического пояса, примыкая к Козыревско-Быстринской системе поднятий на востоке и диагональному шву на юге, располагается структура, условно названная мной блоком Оччамо. Блок вытянут в общем северо-восточном направлении, простирание его 45° , длина 70 км. Ширина резко меняется от 15 до 50 км. Восточной границей блока, по которой происходит сочленение со сводом Козыревского хр., является грабен Эссо — узкая (6—8 км) шовная структура, которая геоморфологически выражается в долине р. Быстрая (Козыревская). Грабен ограничен сбросами с амплитудой смещения 300—400 м. Если в пределах свода Козыревского хр. абсолютные отметки кровли выходов алнейской серии достигают 1000 м, то к западу, в блоке Оччамо, они не превышают 800 м.

Западной границей служит сбросовый уступ, идущий по правому борту долины р. Быстрая (Хайрюзовская).

Блок имеет ступенчатое строение. Он разбит серией разломов северо-западного простирания, по которым происходит опускание поверхности фундамента — от 1000 м на сочленении с Малкинским сводом у Диагонального шва до 600 м на северо-восточном окончании блока у вулкана Уксичан. Крупные разломы северо-западного простирания отмечаются, в частности, по долинам рек Оемтевлан, Димшикан. В пределах блока локализуются несколько крупных древнечетвертичных вулканов. Все они близки к типу щитообразных построек. Лавы вулканов полностью бронируют поверхность блока, растекаясь по периклинали от центров извержения. Крупнейшие центры такого рода — вулкан Уксичан с кальдерой типа Глен-Ко диаметром 12 км, в центре которой расположен крупный экструзивный купол, вулканы Бонгабти и Оччамо с эрозионной кальдерой. На юг от Оччамо лавы плато-эффузивов бронируют всю территорию, но мощность их невелика и центры извержений, с которыми они связаны, неизвестны. Два небольших молодых стратовулкана располагаются в грабене Эссо, против вулкана Оччамо.

К западу от блока Оччамо вулканические плато оборваны системой крупноамплитудных сбросов (величина смещения более 700 м), проходящих вдоль борта долины р. Быстрая (Хайрюзова). Здесь располагается крупнейшая вулканотектоническая депрессия — Ичинская (рис. 8). Она имеет форму овала, вытянутого в общем север-северо-восточном направлении. Размеры ее поперечника 30 км. Депрессия располагается на стыке нескольких крупнейших структур фундамента. Центральную часть ее пересекает крупный разлом северо-западного простирания — Диагональный шов, по которому Малкинский свод сочленяется с неогеновыми и четвертичными вулканическими поясами центральной и северной частей Срединного хр. Ось депрессии следует простиранию смежных поднятых блоков Тигильской системы поднятий и разграничивает поля развития неогеновых вулканических толщ, подходящих с востока, со стороны Козыревско-Быстринской системы сводов, и одновозрастных ей осадочных комплексов Западно-Камчатского тылового прогиба. В продольном направлении депрессия отчетливо разделяется на три блока.

Наиболее опущенный из них — Центральный расположен в кольцевой системе разломов, идущих от р. Гигигилен на севере до района к югу от вулкана Сев. Черпук, где они совпадают с зоной Диагонального шва. Блок имеет овальную, близкую к изометрической форму. Размер его 30 км. Фундамент в его пределах опущен ниже врезов современной гидросети, т. е. по крайней мере ниже абсолютных отметок 250—300 м. В пределах блока располагается крупнейший вулканический центр зоны Срединного хр. — вулкан Ичинский, сложное сооружение диаметром 25 км и высотой 3600 м, состоящее из окружающих его кольцом блоков останцев базальтовых плато и древних экстрезий (древняя сомма), молодой соммы и центрального конуса. По периферии вулкана

располагается кольцо молодых, голоценовых экструзий с потоками кислых лав, у южного его подножия — молодой базальтовый конус Сев. Черпук. Учитывая кольцевую форму опущенного блока и расположение в его пределах единого крупного вулканического центра, эта структура трактуется как кальдера вулкана Ичинского.

Северный и Южный блоки депрессии приподняты — породы фундамента здесь выходят на абсолютных отметках около 500 м. В северном блоке располагается группа щитообразных бескальдерных вулканов — Бол. Паялпан, Этопань, Нюлканде, Тынуа, Мал. Паялпан и др. Они образуют дугу, следующую контуру основания вулкана Ичинского. Южнее их расположена группа экструзивных куполов района г. Гигигилен. Северное ограничение структуры выражается дуговым сбросовым уступом, идущим по правобережью р. Вторая Белоголовая. Южный блок почти целиком занят крупным щитовым бескальдерным вулканом Лаучан. В центральной части его на древний щит насажен молодой базальтовый вулкан Юж. Черпук, а близ южной границы расположена группа небольших вулканов — Лаучан, Продольный, Кабалан и др., образующие ряд северо-восточного простирания. Общая протяженность этого ряда 40 км. Всего здесь насчитывается 5 крупных центров и много мелких лавовых вулканов.

Севернее Ичинской вулcano-тектонической депрессии между г. Янг-Янг и Янга-Ягай расположен поднятый блок. Здесь неогеновые вулканогенные комплексы подняты на высоту 700—1000 м и перекрыты останцами нижнечетвертичных базальтов. Далее на север вдоль восточной границы Тигильского поднятия, продолжая общее простирание Ичинской депрессии, расположены крупные щитообразные вулканы нижне-среднечетвертичного возраста. С юга на север это сдвоенная группа вулканов Большой и Кекукнайский (Ленинградец) и огромный массив Кетепана. Вершину Кекукнайского вулкана венчает небольшая кальдера диаметром 6 км. Два других вулкана относятся к бескальдерному типу. Фундамент вулканов имеет абсолютные отметки 400 м. В основании вулканов Большой и Кетепана залегают осадочные неогеновые толщи Западно-Камчатского прогиба, а в основании вулкана Кекукнайский — нижнечетвертичные базальты.

К северу от вулкана Кетепана вулканические проявления отсутствуют. Вулканический пояс здесь смещается на восток. Между вулканом Кекукнайский, блоком Оччамо и поднятием Быстринского хр. располагается Анаунский вулканический район (рис. 9). Он занимает ромбовидный в плане блок размером 40x45 км. Фундаментом вулканов являются плато, сложенные нижнечетвертичными базальтами. Высота его поверхности не превышает 800 м. Неогеновые вулканогенные комплексы погружены ниже врезов речной сети, т. е. кровля их залегает глубже 600 м. С трех сторон ограничения блока выражены сбросами. Эти сбросы, идущие вдоль западного борта Быстринского свода, по р. Анавгай и далее по склону массива Окси, разлом северо-западного простирания к югу от верховий р. Тигиль, а с юга — сбросы, ограничивающие блок Оччамо. Вся поверхность блока занята верхнечетвертичными — голоценовыми базальтами, связанными с многочисленными линейно ориентированными мелкими лавовыми вулканами, шлаковыми конусами и щитовыми вулканами исландского типа.

В южной части района преобладают шлаковые конусы, образующие четкие линии северо-восточного простирания (45°). Шлаковые конусы насажены на лавовые валы, связанные, по-видимому, с начальными этапами трещинных излияний. Юго-западные окончания этих линий перекрещивают границы блока и накладываются на склоны вулкана Уксичан. На окончании одной из этих линий расположен крупный щитообразный вулкан Чингейнгейн, а в центральной части другого ряда, судя по данным аэромагнитной съемки, на пересечении его с зоной разломов меридионального простирания — вулкан Анаун. Последний представляет собой сложную постройку, в основании которой лежит щитовой вулкан. На него насажен шлаковый конус, прорванный экструзией андезитов. В северной части вулкана расположен секторный грабен. В северной части района шлаковые конусы отсутствуют. Здесь располагается широтный ряд щитовых вулканов исландского типа и принадлежащий к тому же типу массив Янпат, имеющий сложную конфигурацию. С северо-запада к нему примыкает ряд щитовых вулканов северо-восточного простирания. К западу от р. Тихая широко развиты шлаковые конусы и потоки базальтов на склонах и в кальдере вулкана Кекукнайский, связанные с наложением молодых трещин на это древнее сооружение.

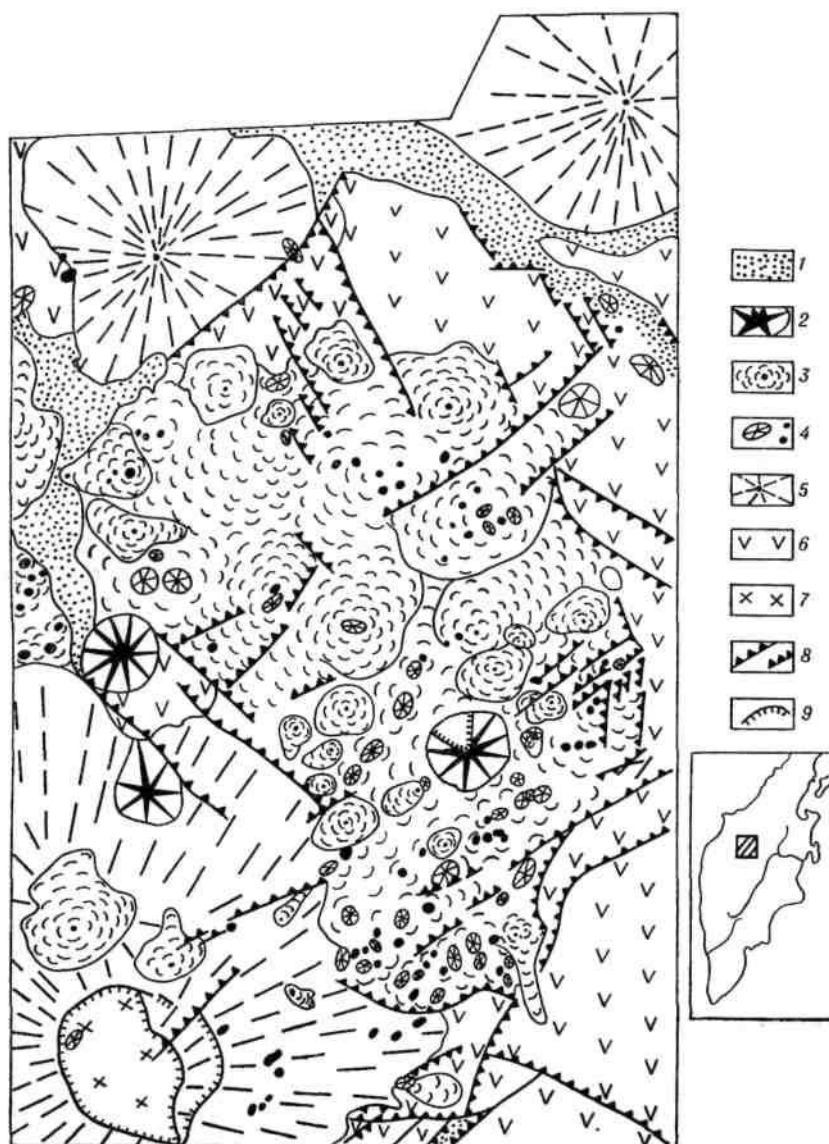


Рис. 9. Схема Анаунского района ареального вулканизма.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — небольшие стратовулканы базальтового и андезито-базальтового состава; 3 — щитовые вулканы исландского типа; 4 — шлаковые конусы; 5 — щитообразные вулканы Q_1 — Q_2 ; 6 — поле развития вулканогенных пород неогена; 7 — кислые экструзивные купола; 8 — сбросы; 9 — кальдера вулкана Уксичан.

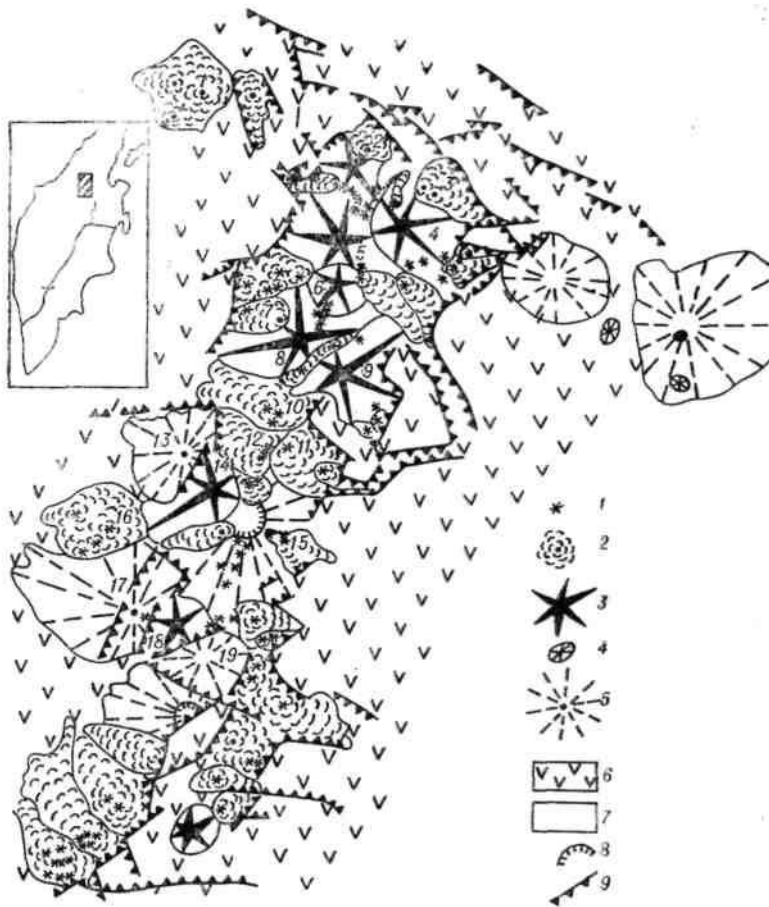


Рис. 10. Схема вулканического района северной части зоны Срединного хребта.

1—шлаковые конусы; 2 — щитовые вулканы исландского типа; 3 — стратовулканы Q_3-4 ; 4 — крупные шлаковые конусы; 5 — щитообразные вулканы Q_1-2 ; 6 — поле выходов вулканогенных толщ неогена и вулканических плато Q_1 ; 7 — новейшие базальтовые потоки; 8 — кальдеры; 9 — сбросы.

Всего в Анаунском районе 100 вулканических центров, а общий объем излившихся за верхнечетвертичное — голоценовое время лав составляет, по подсчетам Н. В. Огородова, 200 км^3 . К северу от Анаунского вулканического района цепь крупных щитообразных вулканов нижне-среднечетвертичного возраста протягивается от вулканов Большой и Кекунайский в направлении на северо-восток, косо секущем по отношению к общей вытянутости орографических элементов. Зона эта (Эрлих, 1960) включает, кроме двух названных центров, такие вулканы, как Мал. Кетепана, Бол. и Мал. Чекчебонай, Переваловый, Овальный. Общая ее протяженность 180 км. Никаких перемещений поверхности фундамента вдоль этой линии не фиксируется. Однако отмечается, что она является границей полей развития вулканогенных толщ алнейской и анавгайской серий и осадочных миоцен-плиоценовых комплексов.

На примыкании этой линии вулканов к своду северной части Срединного хр. расположен крупный долгоживущий вулканический центр Алней-Чашаконджа. Далее к северу прослеживается несколько эшелонированных зон щитовых вулканов исландского типа и шлаковых конусов голоценового возраста. Они имеют то же, северо-восточное, простирание. Протяженность каждой из них 30—40 км. С севера на юг это ряд Леутонгей — вулкан Горного Института, группа Терпука, Кебелей — гора Красная, группа Кебенея — Калгауча и ряд гор Черная—вулканы Олений и Кастрюля (всего 7 рядов). Система эшелонов вытягивается вдоль борта Срединного хр. на 50 км. Наиболее удаленные на северо-восток голоценовые вулканы перекрывают комплекс пород фундамента на абсолютных отметках около 1300 м, в то время как подошва вулканов, расположенных на

юго-западных оконечностях эшелонов, имеет высоты всего около 150—200 м. Это дает основание предполагать в этом районе сбросовый уступ, скрытый под покровами голоценовых базальтов. На продолжении простирания отдельных рядов прослеживаются пунктирные зоны шлаковых конусов и мелких лавовых вулканов, пересекающие свод Срединного хр. Всего здесь около 25 щитовых вулканов и около 400 мелких одноактных лавовых вулканов и шлаковых конусов.

К северу от района Леутонгея основная часть вулканического пояса располагается в узком грабене, идущем в северо-восточном направлении вдоль водораздельной части Срединного хр. Поперечной зоной разлома северо-западного простирания грабен делится на две части.

Южная часть имеет длину 30 км и ширину 20 км. Его восточный борт ограничен четким прямолинейным сбросовым уступом высотой 250 м, обрывающим эффузивно-пирокластические толщи миоцена—плиоцена (анавгайская и алнейская серии). Западный борт структуры выражен менее четко; сбросовый уступ здесь местами сильно разрушен эрозией и следится пунктирно. Максимальная высота его 100 м. Он обрывает осадочные отложения кавранской серии и аккумулятивно насаженные на них останцы вулканических аппаратов ниже-среднечетвертичного возраста. Абсолютные отметки выходов дочетвертичных отложений на восточном борту грабена в среднем 200 м, на западном борту максимальная высота останцев ниже-среднечетвертичных эффузивов 400 м. Абсолютные отметки выходов фундамента в пределах дна грабена вдоль западной его границы равны 300 м, у восточной границы выходы фундамента не фиксированы, но урез воды примыкающих к сбросовому уступу подпрудих озер равняется 400 м. Дно грабена целиком покрыто потоками базальтов, связанными с расположенными здесь голоценовыми щитовыми вулканами и шлаковыми конусами. Крупнейшими из них являются вулканы Рассошина, Титила, Междусопочный и Пирожникова. Кроме них, есть более 30 мелких лавовых вулканов. В южной части грабена вулканы образуют ряды того же кососекущего простирания СВ 45°, что и расположенные южнее ряды районов Леутонгея и Кебенея; севернее вулканы следуют общему простиранию грабена — СВ. К северу от г. Мельпо описываемая часть грабена оборвана разломом северо-западного простирания.

Расположенная за разломом северная часть грабена (рис. 10) резко расширяется до 25 км. Восточная его граница при этом сохраняет положение и характер, прямо продолжая описанный выше сбросовый уступ. На некоторых участках разлом восточного обрамления смещается небольшими секущими разломами северо-западного и северо-восточного (45°) простирания. Западная граница резко меняет свое положение, смещаясь почти на 12 км. Амплитуда смещения по разлому около 900 м, но к югу от р. Бол. Ликвэн резко затухает, и разлом почти нацело залит лавами молодых голоценовых вулканов. При этом с западного борта грабена выходят не осадочные толщи, как ранее, а эффузивно-пирокластические породы, аналогичные породам восточного борта. В восточном борту грабена эффузивно-пирокластические толщи моноклинально падают на восток, а в западном — на запад (Огородов, 1966). Предполагается, что центры излияний, создавших эти толщи, располагались на месте центральной части грабена. Таким образом, область современного опускания занимает осевую часть вулканической гряды, существовавшей, по-видимому, с плиоцена по нижнечетвертичное время. Сравнивая эти данные с положением южного участка грабена на границе полей распространения осадочных и вулканогенных толщ, можно констатировать секущий характер этой структуры по отношению к комплексам фундамента. Абсолютные отметки выходов пород фундамента у границ грабена 950—1100 м. На дне грабена выходы комплексов фундамента не фиксируются, несмотря на то, что максимальные врезы рек достигают отметок 150—100 м.

Территория рассматриваемого участка грабена, как и южной его части, целиком занята верхнечетвертичными голоценовыми вулканами. Сведения о них крайне ограничены. Преобладают крупные вулканические центры, среди которых имеются и щитовые вулканы, и крупные стратовулканы. Состав лав преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый. Всего здесь двадцать семь вулканов центрального типа, среди них такие крупные, как Алнгей, Хувхойтун, Острая, Снеговой и др., а также около 30 мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов. В основном вулканы образуют ряды, вытянутые вдоль оси грабена в северо-восточном направлении. Однако на юге рассматриваемого участка они четко группируются в линию простиранием северо-восток 45°. Такого же рода линия прослеживается по группировке мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов в центральной части структуры. Линия эта находит прямое продолжение в сбросах, секущих разломы ограничения грабена под пологим углом. Западнее грабена в понижении между аккумулятивно-тектонической структурой неогенового вулканического пояса Козы-

ревско-Быстринского свода и Паланским поднятием расположены плато, сложенные ниже-четвертичными базальтами.

К северу от ограничивающего грабен разлома в верховьях р. Хайлюли сплошное поле четвертичных эффузивов отсутствует. Здесь в непосредственной близости от разлома на ступенчато воздымающихся блоках фундамента расположено несколько изолированных небольших щитовых вулканов. На этом вулканическая зона Срединного хр. заканчивается.

* *
*

Вне вулканических поясов, в горст-антиклинальных поднятиях сосредоточено не более 1—3% общего объема четвертичных вулканических пород Камчатки. Они накладываются здесь на складчатые комплексы дочетвертичного фундамента. Андезитовые стратовулканы, как правило, отсутствуют. Параллельно развиваются два типа вулканических форм — дацит-липаритовые экструзивные купола и шлаковые конусы и мелкие лавовые вулканы базальтового состава. Крупнейшим из такого рода обособленных центров вулканизма является Хангар. Он расположен в центральной части Срединного массива в поле гнейсов. Вулкан и связанные с ним мелкие центры извержения приурочены к вулкано-тектонической депрессии размером 12x15 км. Амплитуда опускания по разломам ограничения структуры 800—1000 м. Первый этап вулканизма в пределах этой депрессии характеризуется ростом крупного дацитового стратовулкана, а на заключительных фазах параллельно возникают шлаковые конусы базальтов и дацит-липаритовые экструзивные купола. Одновременно происходят выбросы пемз. Таким образом формируется своеобразная контрастная серия базальт — дацит — липарит.

Другой район развития контрастной серии такого же рода приурочен к горст-антиклинальному поднятию в южной части жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Здесь в полосе бухта Медвежья — Паратунка — Большие Банные Ключи располагается значительное количество дацит-липаритовых экструзий и рядом с ними шлаковых конусов и мелких лавовых вулканов, сложенных базальтами. Эти центры образуют полосу северо-западного простирания, соответствующего простиранию поднятого блока. Отдельные экструзии или шлаковые конусы располагаются на трещинах отрыва широтного простирания, оперяющих сдвиги северо-восточной и северо-западной ориентировки. Все вулканические проявления этого района носят ареальный характер и не связаны с жизнью какого-либо крупного вулканического центра. Мелкие экструзии дацит-липаритового состава и шлаковые конусы базальтов изредка отмечаются и в других горст-антиклинальных зонах — Валагинском хр., Кумроче, Козыревско-Быстринской системе сводов Максимальное развитие базальтовых шлаковых конусов и мелких вулканов приурочено к зонам секущих грабенов.

* *
*

В целом, несмотря на некоторые различия в структуре, Центральный в Южный блоки Камчатки характеризуются общностью как исторического развития (островная дуга неогенового времени), так и современной структуры. Общими для них являются, кроме того, две важные характеристики современной структуры.

Прежде всего, это характер сочленения Южного и Центрального блоков Камчатки с океаническими структурами. Вдоль границы от мыса Лопатка до п-ова Камчатского мыса проходит глубоководный желоб — северное окончание Курило-Камчатского желоба. Глубина желоба на камчатском его участке уменьшается сравнительно с курильским. Она не превышает 7500 м, а в направлении на северо-восток доходит до 6000 м, т. е. на 1000 — 2000 м меньше, чем на участке против Курильской дуги. Изменяется и ширина желоба. Средняя его ширина на участке против берегов Камчатки 50 км, т. е. он в 1,5 раза шире участка желоба, соответствующего Курилам. Желоб сохраняет форму узкого телескопического грабена, обычную для такого рода структур, входящих в систему островных дуг нормального типа.

От желоба отходят три крупных ответвления — впадины меридионального простирания. Глубина впадин 4500 — 2000 м, протяженность 175—200 км, ширина 50 км. Они прямо продолжают в заливах восточного побережья Камчатки. Впадины разделены подводными хребтами меридионального простирания, примыкающими к п-овам Шипунскому, Кроноцкому и Камчатского мыса. На камчатском участке желоба ось впадин примыкает к оси желоба под углом 45°. В

районе южной оконечности п-ова Камчатского мыса к Курило-Камчатскому желобу примыкает западная оконечность Алеутского желоба. Однако замыкание Курило-Камчатского желоба происходит на 100 км севернее — он продолжается в виде глубоководной (3500—4000 м) впадины, отделяющей Командорские о-ва от п-ова Камчатского мыса.

Другой характерной чертой, в равной мере присущей Южному и Центральному блокам Камчатки, является наличие сейсмофокальной зоны. Основные черты сейсмичности Камчатки рассмотрены в работах П. И. Токарева (1959), С. А. Федотова (1963, 1966), Федотова, Фарберова (1966). По их материалам сейсмофокальная зона протягивается вдоль всей южной и центральной частей полуострова до п-ова Камчатского мыса, т. е. до района, где к Камчатке примыкает тектоническая система Алеутской дуги. Здесь она резко обрывается. Внешней границей поля развития мелкофокусных землетрясений служит западный склон Курило-Камчатского желоба. Зона имеет общее падение на северо-запад. Мощность ее около 30 км.

Для нас важно отметить ряд черт строения сейсмофокальной зоны в пределах Южной и Центральной Камчатки. Прежде всего, судя по пространственному распределению мелкофокусных землетрясений, тыловая часть зоны выходит на дневную поверхность в районе западной границы п-овов Кроноцкого и Шипунского и горст-антиклинали Берегового хр. Южной Камчатки. Таким образом, тыловая граница выхода на поверхность зоны совпадает с глубинным разломом, ограничивающим внешний пояс геоантиклинальных поднятий. Выше мы видели, что разлом этот определяет крупную флексуру коры и выражен линейной зоной высоких градиентов силы тяжести. Следовательно, территория между желобом и западной границей внешнего пояса геоантиклинальных поднятий характеризуется обстановкой общего сжатия. Какие-либо проявления четвертичного вулканизма на указанной территории отсутствуют (см. рис. 2).

Другой существенный вопрос — о закономерностях размещения очагов землетрясений в пределах сейсмофокальной зоны в плане. Для объективного его решения составлена карта плотности очагов землетрясений. Плотность рассчитывалась для квадратов со стороной в 25 км. Изолинии проводились по центру квадратов и частично корректировались по реальному расположению эпицентров (рис. 11). Из этой карты отчетливо видно, что на Камчатке очаги землетрясений с глубиной более 50 км располагаются не непрерывной полосой, а концентрируются в пределах нескольких участков, разделенных асейсмичными зонами или зонами, где сейсмичность резко понижена. В каждом из таких участков в свою очередь выделяется несколько частей, различающихся по простиранию или степени сейсмичности и отделенных друг от друга линейными зонами градиентов плотности землетрясений.

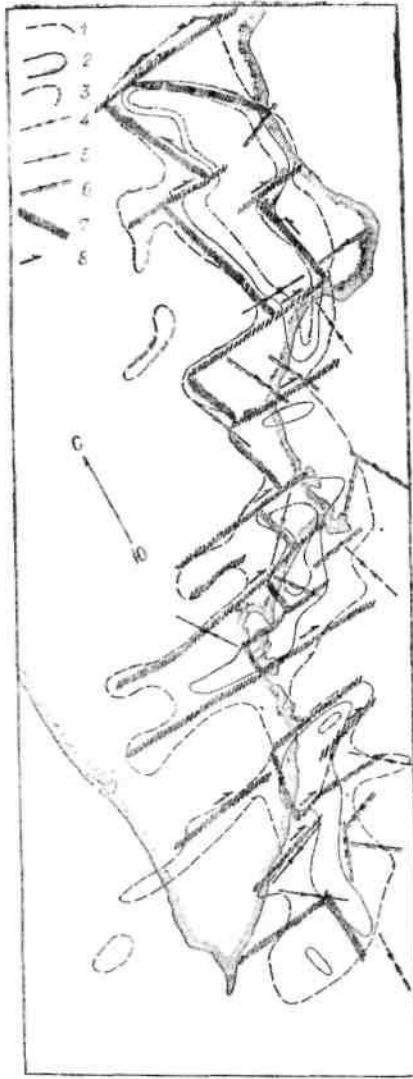


Рис. 11. Плотность очагов землетрясений Камчатки. Глубина эпицентров — более 100 км. Сводка по Токареву и др. (1968, 1970), Федотову и др. (1967, 1970), Аверьяновой (1968)

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 — одно, 2 — три, 3 — пять и более землетрясений. Векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина): 4 — с глубиной 60—70 км, 5 — с глубиной 100 и более км, 6 — с глубиной 100 и более км, 7 — предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 8 — предполагаемое направление смещения.

Приведенный материал позволяет отметить ряд моментов в строении сейсмофокальной зоны Камчатки и подойти к вопросу о влиянии ее на морфоструктуру.

1. При общем северо-восточном простирании сейсмофокальной зоны отмечается разворот ее в северной части, начиная от широты Кроноцкого п-ова, в северо-западном направлении. Здесь (рис. 11) имеются два кулисообразно смещенных блока, в пределах которых погружение зоны идет в общем направлении на юго-запад. Южному из этих развернутых в северо-западном направлении блоков отвечает система структур северо-западного простирания, идущая через п-ов Кроноцкий и хр. Тумрок. Северному блоку соответствуют крупные разломы северо-западного направления в фундаменте Ключевской группы вулканов.

2. Градиентные зоны, разделяющие блоки с различной сейсмичностью, как правило, имеют широтную ориентировку. К северу от каждой из таких зон фронт сейсмофокальной зоны смещается на восток-северо-восток, т. е. в сторону океана. Соответствие смещений на поверхности не линейным полосам глубокофокусных землетрясений, а разделяющим их градиентным зонам связано, по-видимому, с наклоном сместителя поперечных глубинных разломов, отчетливо фиксирующимся по данным В. Н. Аверьяновой (1968). Разломы эти в целом интерпретируются как глубинные правые сдвиги.

3. Векторы сжатия в очагах землетрясений ориентируются по простиранию отдельных блоков или по нормали к нему. Учитывая это, можно ожидать, что соответствующие им на поверхности

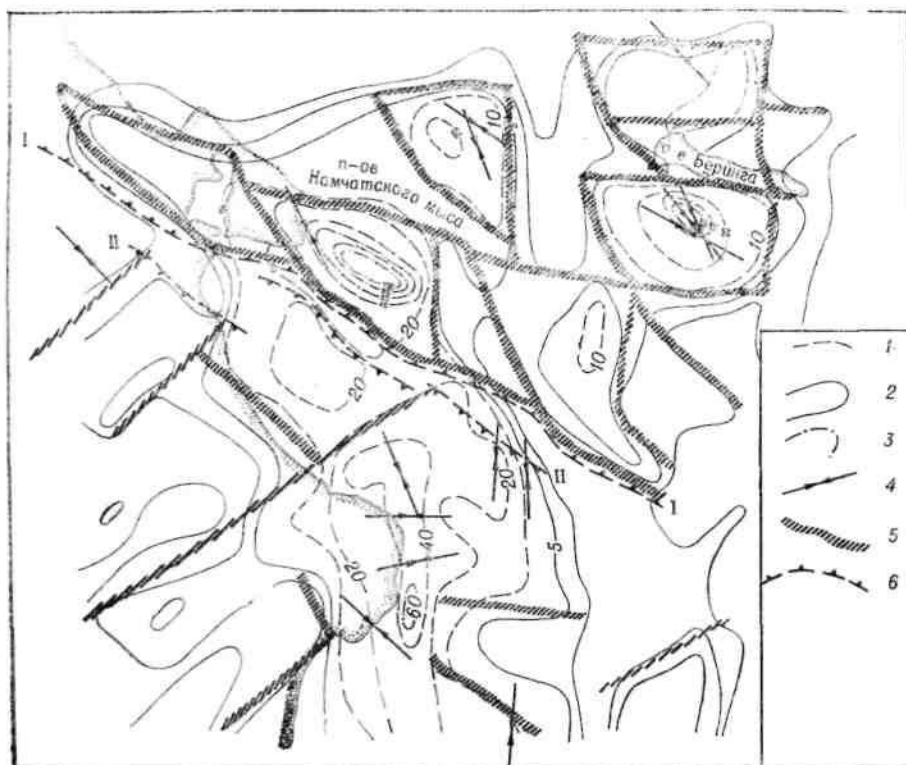
разломы должны иметь северо-западную ориентировку, т. е. должны идти по нормали к общему простиранию структур или вытягиваться в северо-восточном направлении, ссекая структуры под острым углом. И действительно, в районе выхода зон раздела блоков разной сейсмичности на поверхность во всех случаях наблюдаются крупные разломы северо-западного простирания. В то же время ранее отмечалось широкое развитие и большая роль сдвигов с простиранием СВ 45°, секущих структуру под острым углом. Главный горизонтально ориентированный вектор сжатия в зоне развития мелкофокусных землетрясений, как показано В. Н. Аверьяновой (1968), имеет меридиональное простирание. Разложение этого вектора на две составляющие — нормальную и касательную по отношению к простиранию структур — показывает наличие сдвиговой компоненты, направленной вдоль сейсмофокальной зоны. Учитывая это, можно говорить о левом сдвиге вдоль крыла сейсмофокальной зоны близ склона Курило-Камчатского желоба. При такой концепции легко объясняется изменение простирания некоторых блоков в зоне поднятий полуостровов восточного побережья — меридиональная вытянутость подводных хребтов, продолжающих полуострова, связана с подворотом структур под влиянием сдвиговых дислокаций. Общее направление горизонтальных перемещений сохраняется для всей пластины коры в пределах сейсмофокальной зоны, поэтому можно говорить о сдвиговой компоненте (правый сдвиг) вдоль разлома, ограничивающего ее висячее крыло. Такая же сдвиговая зона, как мы видели выше, ориентирована вдоль горст-антиклинали Восточного хр. Сочетание продольных сдвигов с описанной выше системой широтных сдвиговых зон, связанных с неравномерным надвиганием блоков сейсмофокальной зоны на смежные океанические структуры, хорошо объясняет расположение в плане отдельных элементов структуры Камчатки. Развитие обстановки общего сжатия вдоль зон продольных сдвигов и чередование зон растяжения и сжатия на их крыльях определяет парное строение эшелонированной системы структур Камчатки (чередование горст-антиклинальных и грабен-синклинальных поясов), а система секущих сдвигов определяет продольное чередование разнородных блоков и создает дополнительные осложняющие структуры. Ниже, в главе IV, мы увидим, что эта закономерность является общей для островных дуг и сходных с ними тектонических систем.

Северо-Камчатско-Олюторский блок

Границей между Центрально-Камчатским и Северо-Камчатско-Олюторским блоками служит вытянутая в северо-западном направлении система поднятий. Составляющие ее блоки с юго-востока на северо-запад ступенчато смещаются в направлении на север-северо-запад. Таких блоков три: образованное верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами поднятие п-ова Камчатского мыса, сложенная метаморфическими толщами Хавывенская возвышенность, образующая поперечное поднятие в северной части Центральной Камчатской депрессии, и поднятый блок меловых кремнисто-вулканогенных толщ в центральной части Срединного хр. Блоки ограничивают с севера зону активного проявления современных тектонических и вулканических процессов, связанную с Курило-Камчатской провинцией. Так, поднятие п-ова Камчатского мыса — самая северная структура в геоантиклинальном поясе поднятий полуостровов восточного побережья. К югу от него замыкается Курило-Камчатский желоб. Хавывенская возвышенность ограничивает с севера Восточный вулканический пояс Камчатки — к югу от нее на разломе северо-западного простирания расположен самый северный действующий вулкан Камчатки Шивелуч. Южная граница поднятого блока меловых пород в центральной части Срединного хр. — разлом по рекам Хайлюля — Палана ограничивает с севера четвертичную вулканическую зону Срединного хр. К югу от п-ова Камчатского мыса и Хавывенской возвышенности замыкается Курило-Камчатская сейсмофокальная зона.

Природу этого пояса поднятий помогает понять рис. 12. Из него видно, что рой мелкофокусных землетрясений, располагающийся на п-ове Камчатского мыса, к северу от хр. Кумроч и в пределах Хавывенской возвышенности, прямо продолжает кулисообразно расположенные блоки повышенной сейсмичности, связанные с Алеутской сейсмофокальной зоной. Ориентировка векторов сжатия в очагах землетрясений в этом районе совпадает с ориентировкой векторов в очагах землетрясений района Командорских о-вов и значительно отличается от ориентировки в очагах, связанных с Курило-Камчатской зоной (рис. 11, 12). Общая вытянутость длинной оси п-ова Камчатского мыса и продолжающего его подводного хребта совпадает с ориентировкой отдельных блоков Командорских о-вов. Все эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая система поднятых блоков представляет собой линию пересечения Камчатки разломами, связанными с Алеутской островной грядой. Как видим, линия эта проходит севернее, чем предполагал А. Н. Заварицкий (1955), и имеет эшелонированное строение.

Расположенный к северу от этой разломной зоны Северо-Камчатско-Олюторский блок резко отличается от Южно- и Центрально-Камчатского блоков, прежде всего по современному состоянию структуры. Желоб во фронтальной части блока отсутствует.



39

Рис. 12. Плотность очагов мелкофокусных землетрясений в северной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 — от 1 до 5, 2—от 5 до 40, 3—более 40 землетрясений. Изолинии проводились по интервалам 1,3, 5, 10, 20, 40, 60, 80, 100 землетрясений, 4 — векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина), 5 — предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 6 — предполагаемая фронтальная граница сейсмофокальных зон: I — Алеутской, II — Курило-Камчатской. Карта построена по тем же источникам, что и карта рис. 11.

Сочленение с блоком океанической коры котловины Берингова моря происходит по флекуре коры, совпадающей с уступом континентального склона. Сейсмичность блока незначительна — редкие толчки с небольшой (0—30 км) глубиной очага. Сейсмофокальная зона отсутствует. Проявления четвертичного вулканизма представлены двумя вулканами — Начикинским на п-ове Озерном и крупным щитовым вулканом в среднем течении р. Хайлюли. Возраст их ниже-средне-четвертичный. Они располагаются на продолжении линии вулканов северо-западного простирания, замыкающей зону четвертичного вулканизма Срединного хр. Камчатки.

Неогеновый структурный план, для которого характерна зональность, близкая к нормальному типу островной дуги, в определенной мере наследуется современной структурой.

Внешняя зона геоантиклинальных поднятий протягивается здесь пунктирно — с п-ова Озерного через восточную часть о-ва Карагинского и далее на п-ов Говена. Данные о толщах, слагающих этот пояс поднятий, противоречивы. Считалось, что наибольшим распространением здесь пользуются кремнисто-вулканогенные отложения верхнего мела. Однако недавними работами Ю. Б. Гладенкова на п-ове Озерном, Н. А. Храмова на о-ве Карагинском и Г. П. Авдейко на Говене было доказано широкое развитие толщ олигоцен-миоценового возраста, в общих чертах аналогичных тем, которые выполняют Восточный прогиб Камчатки. Положение в разрезе вулканогенных пород трактуется неоднозначно — все названные авторы считают, что они залегают в разрезе согласно, однако, поскольку сплошного картирования проведено не было, не исключено, что они представляют собой (по крайней мере, частично) тектонические блоки меловых отложений. Западная граница поля развития толщ, аналогичных образующим Восточный прогиб Камчатки, смещается сравнительно со смежным с юга блоком почти на 50 км в направлении на запад.

По крупноамплитудному сбросу с внешней зоной граничит прогиб, выполненный миоцен-плиоценовыми отложениями. Прогиб этот — прямое продолжение Центральной Камчатской депрессии, однако ось его смещена на 50 км к западу. В современном структурном плане он пред-

ставляет собой грабен-синклинальную структуру, центральная часть которой занята проливом Литке, а борта и районы периклинальных окончаний подняты выше уровня моря. Вдоль восточного борта прогиба развиты преимущественно осадочные, а вдоль западного — вулканические фации отложений. Вдоль западного борта протягивается цепь руин крупных щитовых вулканов верхнеплиоцен-нижнечетвертичного времени.

Западнее описанного прогиба расположена горстовая система северной части Срединного хр. Она образована кремнисто-вулканогенными толщами верхнемелового возраста, выведенными в результате воздымания на абсолютные отметки 1700—2000 м. Вдоль западного побережья к горсту примыкает Паланская система антиклинальных складок, продолжающая Тигильскую систему складок основания.

Отсутствие желоба, сейсмичности (в частности, фокальной сейсмической зоны), проявлений вулканизма более молодого, чем нижнечетвертичный, позволяет говорить о том, что рассматриваемая часть Камчатки, по крайней мере, с середины плиоценового времени, находится на иной, более зрелой фазе развития и по всем признакам с этого времени принадлежит не к собственно Камчатке, а к Корякской складчатой системе, перешедшей в стадию орогенного развития. Как видно из приведенных описаний, в олигоцене — неогене в пределах Камчатки на фундаменте складчатых систем предшествующего этапа развивается пояс нормальной островной дуги. Развитие его, по всей видимости, отражает переход геосинклинали верхнемелового-палеогенового времени к новой фазе эволюции. Коренные различия в современном состоянии Южного и Центрального блоков, с одной стороны, и Северного, с другой, определяются характером преобразования их структуры в новейшее время. В пределах Южного и Центрального блоков фронт структур перемещается на восток, в сторону океана. Параллельно с этим на юге Камчатки отмечается общее воздымание структуры и телескопирование грабен-синклинали, а в Центральном блоке общее воздымание сопровождается отмиранием старых и образованием новых вулканических поясов. Современный вулканизм и сейсмичность указывают на продолжающуюся активность жизни верхней мантии в этих районах. В Северном блоке перемещения фронта структур на восток, в сторону океана в новейшее время не отмечается. Активность верхней мантии в этом районе полностью прекратилась, проявления сейсмичности и вулканизма отсутствуют.