

И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ

ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

И.В. МЕЛЕКЕСЦЕВ

ВУЛКАНИЗМ
И
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

3286



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980



Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. — М.: Наука, 1980.

В монографии впервые детально рассмотрена проблема вулканического рельефообразования. На примере Курило-Камчатской и других молодых вулканических областей подробно проанализирована роль вулканизма в формировании рельефа в современную эпоху и в антропогене. Дано принципиально новое представление о морфоструктуре Курило-Камчатской области и других родственных им образований переходных зон от океана к континенту. Сделан вывод о том, что главные этапы развития вулканического рельефа служат индикатором глубинных процессов определенных стадий геологической эволюции Земли.

Табл. 6. Илл. 55. Библ. 576 назв.

Ответственный редактор

К. Н. РУДИЧ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема соотношения вулканизма и рельефа очень сложна, а многие аспекты ее до сих пор не имеют однозначного решения. В особенности это касается оценки рельефообразующей роли вулканизма и установления закономерностей образования и пространственного размещения вулканических форм рельефа в древние и древнейшие периоды истории геологического развития Земли. Но ряд нерешенных вопросов связан и с молодым кайнозойским вулканизмом. Правда, резко увеличившийся в последние десятилетия объем вулканологических и палеовулканологических работ, опирающихся на передовые методы исследований (широкое использование методов определения абсолютного возраста вулканогенных пород, массовое применение материалов аэро- и космической съемки, изучение вулканических форм Луны и других планет земного типа), а также разработка некоторых важных моментов теории палеовулканологических реконструкций позволили сделать в этом отношении заметные успехи.

Важность же решения рассматриваемой проблемы очевидна как с теоретической, так и с практической точек зрения. Вулканизм был и остается в настоящее время одним из ведущих рельефообразующих факторов, активно изменяющих земную поверхность. Вулканизм и вулканические формы рельефа являются индикаторами глубинных процессов определенных стадий геологического развития Земли. Вулканические продукты и сложенные ими формы рельефа — наиболее "материальные" объекты, доступные для изучения начиная с древнейших времен. Наконец, с вулканами и вулканогенными толщами, ранее слагаемыми вулканические постройки, связана значительная часть полезных ископаемых.

Ответ на многие вопросы по проблеме "Вулканизм и рельефообразование" можно получить, изучив территорию Сибири и Дальнего Востока СССР, поэтому она и выбрана в качестве объекта исследований. Вулканизм здесь проявлялся начиная с древнейших эпох и был приурочен к разнообразным геотектоническим обстановкам — геосинклинальной, орогенной, платформенной. Здесь имеется большое количество выраженных в рельефе вулканических форм, идет интенсивный современный вулканизм. На этой территории в последнее время осуществлен большой комплекс вулканологических и палеовулканологических исследований, проводятся систематические наблюдения за действующими вулканами Камчатки и Курильских островов. Полученные материалы позволяют не только оценить рельефообразующую роль вулканизма на разных этапах истории геологического развития Сибири и Дальнего Востока, но и наметить общие закономерности строения, развития и размещения вулканических форм рельефа, определить соотношение вулканической деятельности и экзогенных рельефообразующих факторов в процессе формирования вулканических областей.

Для более успешного рассмотрения отдельных аспектов проблемы история вулканической деятельности, а соответственно, и история формирования вулканического рельефа, разделена на четыре этапа, отличающиеся по длительности, объектам изучения, методике и задачам исследований: 1) современную эпоху — последние 2,0—2,5 тыс. лет; 2) новейшую (антропогенную) эпоху — последние 2,0—2,5 млн. лет; 3) древнюю эпоху — поздний докембрий—миоцен; 4) древнейшую эпоху — ранний докембрий. Анализу вулканического рельефообразования каждого из этапов посвящен самостоятельный раздел. А предваряющий их раздел "Специфика проблемы вулканического рельефообразования" служит своего рода введением к рассматриваемой работе.

Автор выражает благодарность профессору С.С. Воскресенскому и О.А. Брайцевой, ознакомившихся с рукописью и сделавших ценные замечания.

СПЕЦИФИКА ПРОБЛЕМЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Вулканизм занимает особое место среди рельефообразующих процессов. Во-первых, вулканические формы рельефа в отличие от всех прочих либо создаются непосредственно из ювенильного магматического материала, либо являются прямым следствием его прорыва на земную поверхность. Во-вторых, по сравнению с другими рельефообразующими факторами вулканизму свойственна максимальная площадная концентрация энергии. В-третьих, магматическое вещество — движущая сила вулканического процесса — по своим параметрам (запасу энергии, температуре, плотности и т.д.) резко отличается от вещества среды рельефообразования на Земле — атмосферы и гидросферы. Наконец, вулканизм — самый "старый" из рельефообразующих факторов: вулканическая деятельность началась на ранних стадиях эволюции Земли и продолжается до настоящего времени, активно преобразуя земную поверхность.

Вулканизм — в известной мере локальный процесс, поскольку в каждый из моментов геологической истории он проявляется на ограниченной территории, наиболее проницаемой для глубинного магматического вещества. Однако на земной поверхности, по-видимому, нет ни одного крупного участка, где бы в прошлом не было вулканизма.

Вулканизм в обычном понимании аazonален, так как расположение вулканов не зависит от широтных и климатических зон, хотя морфология вулканических форм рельефа во многом и определяется физикогеографическими условиями (своеобразный элемент зональности). Однако для него наиболее типична зональность иного рода — тесная связь с тектоническими обстановками (платформенной, орогенной, рифтовой и т.д.), тектоническими структурами и отдельными их элементами, а также тектоническими движениями.

Участие вулканизма в формировании рельефа заключается, с одной стороны, в создании вулканических форм, а с другой — реализуется через влияние вулканической деятельности на ход других рельефообразующих процессов как в региональном (в вулканических районах и областях), так и глобальном масштабах.

Вулканические формы рельефа независимо от размеров, типа и морфологии — это лишь верхние надлитосферные части очень сложных "многоэтажных" образований, уходящих своими корнями в нижние горизонты земной коры и в верхнюю мантию. Это вытекает из неразрывной связи вулканизма и плутонизма, служащих составными элементами единого магматического процесса. Магматизм же, по Г.Л. Поспелову [1973], есть самая концентрированная форма энергостокowych процессов нашей планеты, поскольку он характеризуется истечением вещества, находящегося в высокоэнергизированном состоянии, и переносом энергетических потоков, способных породить магматическое состояние вещества. Г.Л. Поспелов указывает, что именно при помощи магматизма Земля в основном "сбрасывает" свои "критические" запасы энергии.

Таким образом, по своей природе вулканизм — глобальный процесс, связанный с расходом внутренней энергии Земли. А вулканы — своеобразные "предохранительные клапаны Земли", как назвал их знаменитый немецкий естествоиспытатель А. Гумбольдт. Подобная природа вулканизма обеспечивает ему энергетические возможности, максимальные по сравнению со всеми другими рельефообразующими факторами.

Формирование рельефа земной поверхности всегда связано с затратой энергии. Можно утверждать, что интенсивность создания и преобразования рельефа, площадное распространение, размеры и скорость возникновения форм рельефа прямо зависят от общей энергии, мощности и удельного энергетического потенциала рельефообразующего процесса. Под удельным энергетическим потенциалом рельефообразующего процесса здесь понимается количество энергии, заключенной в 1 см^3 вещества, служащего его движущей силой.

Чем выше энергия и мощность рельефообразующих процессов, тем крупнее возникающие формы рельефа и тем быстрее они создаются. Чем больше раз-

ность удельного энергетического потенциала рельефообразующего фактора и среды рельефообразования, тем меньше создаваемые формы испытывают воздействие среды и соответственно имеют более яркие генетические признаки.

По всем перечисленным энергетическим параметрам вулканизм занимает среди рельефообразующих процессов первое место. Достаточно отметить, что суммарная энергия крупнейших исторических извержений оценивается в 10^{25} – 10^{27} эрг [Hedervari, 1968; и др.], а их мощность превышает несколько десятков миллиардов киловатт. Каждый кубический сантиметр базальтовой лавы обладает энергией в 1000 кал, а кинетическая энергия вулканических газов при скорости 500–600 м/с в десятки и сотни раз больше таковой самых сильных ветров на Земле.

В земных условиях магматизм и в том числе вулканизм обуславливают сквозной массоперенос вещества, который объединяет кору с глубинами Земли в единую систему массообмена. С названными явлениями связан чрезвычайно широкий комплекс процессов, начиная от механических и вплоть до молекулярных [Поспелов, 1973]. Однако с позиций вулканического рельефообразования их роль далеко не равноценна. Наибольшее значение имеют механические процессы, так как именно они приводят к подъему из глубин Земли магматических продуктов и перемещению их на земной поверхности, способствуя возникновению вулканических форм рельефа, хотя суммарная энергия этих процессов, по данным различных исследований [Поляк, 1966; Токарев, 1967; и др.], примерно на два порядка меньше, например, только тепловой энергии извержений.

При движении магматического вещества в литосфере интенсивность механических процессов, как правило, невелика, поскольку по своим параметрам (температуре, плотности, вязкости, избыточному давлению и т.д.) это вещество, особенно на больших глубинах, сравнительно мало отличается от вмещающих пород литосферы, а условия в самой земной коре меняются относительно постепенно. Энергия поднимающегося магматического материала в коре расходуется преимущественно на преобразование вещественного состава и структуры вмещающих пород путем магматотипного замещения. Магматизм здесь выступает как процесс, идущий главным образом на микроскопическом уровне, где преобладают движения атомов и молекул и обменные явления типа химических реакций и ионообменной сорбции [Поспелов, 1973]. С глубиной роль подобных процессов усиливается, а механических — уменьшается. Поэтому, в нижних горизонтах коры не могут возникать какие-либо формы рельефа в традиционном понимании, т.е. геоморфологические объекты с ярко выраженными индивидуальными чертами и резко очерченными границами (склонами, гребнями, подножиями, днищами и т.д.). Не исключено, что на глубине границы раздела внутри и между оболочками формируются, как в очень вязкой жидкости, в связи со значительно меньшей, чем в верхней части коры, вязкостью вещества, замедленностью и инерционностью процессов и относительной стабильностью условий. И только при аномально высоких скоростях глубинных процессов — как в твердом теле.

Исключением, вероятно, могут служить лишь зоны глубинных разломов и верхние горизонты земной коры до глубин в несколько километров. В последнем случае относительно резкие перепады условий связаны как с проникновением сюда с поверхности большого количества разрывных нарушений, так и с присутствием здесь менее прочных и плотных по сравнению с кристаллическим фундаментом неконсолидированных осадочных толщ. Подтверждением служит широкое распространение в верхних горизонтах коры гипабиссальных, субвулканических и жильных тел, по ряду своих признаков близких к обычным вулканическим формам рельефа.

По достижении же магматическим веществом земной поверхности его поведение резко изменяется, так как на границах литосфера — гидросфера и особенно литосфера — атмосфера по сравнению с литосферой скачкообразно падают плотность и давление среды (табл. 1). Вследствие этого из-за смены условий происходит быстрая активизация механических процессов как за счет уве-

Таблица 1

Параметры среды вулканического рельефообразования на планетах земного типа

Планета	Сила тяжести ¹	Характеристика среды			
		Атмосфера			
		Давление, атм	Температура, °С	Плотность, г/см ³	Вязкость, П
Земля	1	0,5-1	от -50 до +50	0,0013	1,8·10 ⁻⁴
Луна	1/6	0	от -175 ² до +125	-	-
Венера	1	90-100	450-500	0,07-0,08	?
Марс	0,38	0,01-0,001	от -110 до +30	?	?
Меркурий		0	от -124 ² до +450	-	-

¹ В единицах земной силы тяжести.² Температура поверхности

личения их скорости, так и в связи с мгновенным переходом части тепловой, химической и других видов энергии магматического вещества в механическую. Таким образом, именно наличие гидросферы и атмосферы, в корне отличных по своим параметрам от литосферы — "материнской среды" для магматического вещества — есть самая общая причина возникновения вулканических форм рельефа.

Поэтому сущность вулканизма как рельефообразующего фактора можно правильно понять, лишь имея представление о механизме подъема магматического вещества в литосфере и его поведении в среде рельефообразования (т.е. в атмосфере и гидросфере), а также изучив динамику роста и разрушения конкретных вулканических форм рельефа и закономерности формирования рельефа разнообразных вулканических областей.

Хорошо обоснованной однозначной гипотезы подъема магматического вещества в литосфере, к сожалению, пока не создано. Судя по данным, приведенным в работе И.В. Лучицкого [1971], большинство исследователей придерживается так называемой гидростатической модели. Согласно ей выплавленное тем или иным способом и несколько увеличившее свой объем (на 5-25%) по сравнению с первоначальным глубинное магматическое вещество поднимается вверх под действием сил, возникающих в связи с ростом объема и в результате давления вышележащих пород литосферы. С позиций гидростатической модели объясняется и предельная высота вулканических сооружений [Холмс, 1949; и др.].

В последние годы гидростатическая модель подробно проанализирована С.А. Федотовым [1974, 1976а, б], который показал принципиальную возможность подъема выплавленного из ультраосновных пород мантии базальтового вещества с глубин от 100 до 220-230 км и базальтового расплава из периферических мантийных очагов с глубин 30-70 км. По его представлениям, магмы среднего и кислого состава могут быть подняты гидростатическими силами из любых горизонтов мантии.

Однако сейчас, по справедливому замечанию Э.Н. Эрлиха [1973], гидростатическая модель, опирающаяся на представление о наличии на глубине

Характеристика среды							
Гидросфера							
Подводные извержения				Подледные извержения			
Давление, атм	Температура, °С	Плотность, г/см ³	Вязкость, П	Давление, атм	Температура, °С	Плотность, г/см ³	Вязкость, П
0-1100	от -2 до +50	1	10 ⁻²	0-300	от 0 до -50	0,8-0,9	?
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	?	?	?	?
-	-	-	-	-	-	-	-

крупных резервуаров жидкой магмы, вступает в противоречие с геофизическими данными о капельном распределении жидкой фазы. Согласно им расплавленное базальтовое вещество в количестве от 11-15 до 25% общего объема пород магмообразующих зон заполняет межзерновые пространства, а не образует значительных сплошных скоплений. Поэтому Э.Н. Эрлихом предложен другой механизм подъема магм, аналогичный фонтанированию нефти при вскрытии пласта скважиной. Движущая сила процесса — разность упругого давления в магмогенерирующем слое и в ослабленной зоне, связанной с глубинными расколами или с растяжением земной коры.

Далее, гидростатическая модель, примененная в чистом виде, встречается с большими трудностями при интерпретации ряда других фактов вулканической деятельности и вулканического рельефообразования: разной высоты рядом расположенных, близких по возрасту, составу изверженных продуктов и стадии развития вулканов одного типа; большей абсолютной высоты находящихся рядом вулканов, сложенных средними и кислыми породами, по сравнению с основными вулканами; ритмичности вулканических проявлений.

Однако подобные факты можно сравнительно просто объяснить действием сил, вызванных чередованием периодов общего и избирательного (послойного) сжатия и растяжения (ослабления сжатия) литосферы, причиной которых являются, в частности, движение плит, становление магматических очагов и т.д. В случае многократного изменения тангенциального сжатия подъем относительно маловязкого и пластичного магматического вещества, занятого между более твердыми блоками литосферы, должен, вероятно, происходить по принципу работы своеобразного перистальтического насоса.

Интересна гипотеза "Газового бура" Л.Л. Перчука [1973], который предполагает, что при миграции магматического вещества в разуплотненных зонах на фронте внедряющихся водонасыщенных расплавов идет непрерывное выделение газов, избыточных по отношению к равновесной растворимости их в магме. Возможно, что принцип действия "газового бура" облегчает движение вверх магматического вещества и способствует увеличению скорости его подъема в литосфере, поскольку с этим может быть связана интенсификация меха-

нических и химических процессов у кровли внедряющегося магматического тела, а соответственно, и ускорение разрушения толщи вышележащих пород.

Поэтому на современном уровне знаний целесообразно принять комплексный механизм подъема магматического вещества в литосфере, который включает гидростатическую модель, гипотезу "нефтяной скважины" Э.Н. Эрлиха, гипотезу "газового бура" Л.А. Перчука, а также учитывает действие сил, связанных с многократными изменениями горизонтального сжатия литосферы ("литосферный перистальтический насос").

По А. Ритману [1964], вулканическая деятельность охватывает не только катастрофические кратковременные кульминационные пароксизмы вулканической активности, но и широкий круг явлений, прямо или косвенно связанных с вулканизмом. К последним он относит гидротермальную деятельность, а также процессы, идущие на вулканах в межпароксизмальные стадии. Этот вывод, верный с позиций общей вулканологии, полностью относится и к вулканической геоморфологии, хотя рельефообразующая роль вулканических процессов в пароксизмальные и межпароксизмальные стадии деятельности вулканов весьма неравнозначна. В пароксизмальные периоды осуществляется главная работа по созданию и преобразованию вулканических сооружений, в межпароксизмальные — лишь их моделировка, возникновение некоторых мезо- и микроформ рельефа, а также подготовка мест будущих извержений.

Как показали исследования современных наземных извержений, независимо от физико-географической и тектонической обстановок, вулканическая пароксизмальная деятельность есть результат быстрого прорыва на дневную поверхность магматического вещества в газообразном, жидком, твердопластичном состоянии, а также в виде богатой газом взвеси, включающей расплавленный материал. Фазовое состояние магматического вещества во многом определяет характер его поступления на поверхность, скорость, интенсивность, режим, длительность и т.д. А от всего этого в конечном итоге зависят особенности вулканической деятельности, тип и морфология создаваемых вулканических сооружений. Таким образом, логично связать образование вулканических форм рельефа именно с фазовыми состояниями выносимого с глубины магматического вещества, разделив их на четыре комплекса, отвечающих его фазам и главным типам вулканической деятельности: эксплозивно-фреатический, эксплозивно-пирокластический, эффузивный и экструзивный.

А. Эксплозивно-фреатический комплекс вулканических форм рельефа связан с прорывом на земную поверхность летучих веществ, т.е. газовой составляющей магматического вещества.

Б. Эксплозивно-пирокластический комплекс возникает в результате извержения богатого газом ювенильного магматического вещества в виде взвеси, содержащей различное количество пластичного или жидкого материала.

В. Эффузивный комплекс формируется при извержении магматического вещества в расплавленном состоянии.

Г. Экструзивный комплекс образуется при внедрении магматического вещества в твердопластичном и твердом состоянии.

Необходимо отметить, что приведенная классификация в значительной мере условна, так как в природе образование форм вулканического рельефа, относящихся в чистом виде только к одному из названных комплексов, обычно не наблюдается. Как правило, в ходе извержения (за исключением фреатических взрывов) на разных его стадиях последовательно возникают формы нескольких (двух или даже трех-четырех) комплексов: А+Б; Б+В; А+Б+В+Г и т.д. Хотя чаще всего формы какого-либо из комплексов и доминируют.

В свою очередь состояние магматического вещества, параметры магматических очагов и подводящих каналов определяются процессами, идущими в коре и мантии Земли. Следовательно, выделенные комплексы вулканических форм рельефа имеют в известной мере глубинную природу, так как являются опосредствованным выражением на земной поверхности глубинных процессов.

В настоящее время существуют два класса вулканических форм рельефа — наземный и подводный, объединяющие вулканические формы, возникшие в атмосфере и гидросфере. Правда, название первого из них не совсем точно, так как туда входят не только наземные вулканические образования, но и надводные части островов-вулканов.

Наиболее бурно протекает процесс создания наземных вулканических форм рельефа, поскольку именно на границе литосфера-атмосфера происходит самая резкая смена условий, в которые попадает поднимающееся к поверхности Земли магматическое вещество. На несколько порядков падают давление среды (с десятков и сотен до 1 кг/см^2), плотность (с $2-2,8$ до $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$), вязкость и другие параметры. При этом магматическое вещество, "приспосабливаясь" к скачкообразному перепаду условий, так же скачкообразно изменяет и свое состояние. По сравнению с земной корой в атмосфере возрастает роль механической составляющей магматической деятельности, происходит многократное увеличение скорости самого магматического процесса. Бóльшей интенсивности вулканизма на земной поверхности способствуют также огромная разница (более чем на пять порядков) удельного энергетического потенциала магматического вещества и воздуха и малая плотность и вязкость воздушной среды. Благодаря этому скорость выноса магматического вещества при крупных извержениях достигает $500-600 \text{ м/с}$, а мощность извержений в кульминационные моменты превышает десятки и сотни миллиардов киловатт. Гигантскими вулканическими взрывами массы обломочного материала объемом $20-30 \text{ км}^3$ нередко перебрасывались на расстоянии в $40-50 \text{ км}$ (приведенные цифры характеризуют только четвертичные взрывы; в древние эпохи, вероятно, происходили и еще более мощные взрывы, см. ниже). Скачкообразный перепад давления на границе литосфера-атмосфера — главная причина широкого развития эксплозивных процессов практически при всех типах вулканизма на поверхности Земли.

Огромное разнообразие наземных вулканических форм рельефа определяется агрегатным состоянием, составом и объемом попадающего на дневную поверхность магматического вещества, интенсивностью и характером его поступления с глубины, а также тектонической и физико-геофизической обстановками областей вулканической деятельности. Главная роль при этом принадлежит самому магматическому веществу. Морфология конкретных типов наземных вулканических сооружений есть результат сложного взаимодействия магматического вещества, физико-географических и тектонических условий вулканических районов в период создания этих форм. Поэтому генетическая классификация вулканических типов и форм рельефа чрезвычайно сложна и до сих пор до конца не разработана даже для известных сейчас вулканических образований, не говоря уже о наиболее древних. В последнем случае осложняющим моментом служит эволюция геологических процессов в истории Земли, предполагаемая А.Л. Яншиным [1974].

Возникновение подводных вулканических форм рельефа по сравнению с наземными происходит в условиях значительно более плотной и вязкой среды — гидросферы — и давлениях порядка $1-1100 \text{ бар}$. Все это накладывает заметный отпечаток на характер подводного вулканизма, а через него и на морфологию подводных вулканических форм рельефа. Естественно, чем больше глубины, тем значительнее влияние гидросферы на вулканический процесс, поскольку рост давления столба воды с глубиной становится соизмеримым с давлением летучих в магме — главной движущей силой этого процесса. На глубине свыше 2000 м давление воды превосходит критическое давление паров воды в магме, поэтому образование пара начиная с этой глубины уже невозможно [Ритман, 1964]. На дне океанических впадин глубиной $4500-5500 \text{ м}$, где также отмечаются вулканические формы рельефа, по-видимому, почти прекращается свободное выделение и других газов. Поэтому большинство исследователей предполагало, что глубоководные вулканические извержения происходят при относительно спокойном излиянии лавы. В последние годы подобное предположение подтверждено прямыми наблюдениями американских и французских

ученых за формами извержения лавы в рифтовой зоне Атлантического срединно-океанического хребта, сделанными с глубоководных подводных лодок. Здесь хорошо видно, что лавовое вещество спокойно выдавливается из трещин, как паста из тубика. Малая разница давления летучих в магме и воды на больших глубинах, а также сравнительно высокая (по сравнению с воздухом) вязкость воды делают невозможным образование в сколько-нибудь значительных количествах пирокластического материала. Поэтому наиболее вероятно, что все возникшие на глубине свыше 1,5–2 км вулканические формы рельефа сложены преимущественно лавой, чем и объясняются характерные морфологические особенности этого типа подводных вулканических сооружений (см. ниже). Большая удельная теплоемкость воды и обнаруженная океанологическими исследованиями конвекция водной толщи на всех глубинах вплоть до максимальных способствуют более быстрому, по сравнению с атмосферными условиями охлаждению изверженного магматического вещества. Это позволяет предполагать, что излившиеся под водой лавовые потоки должны быть более короткими и мощными, чем потоки того же состава и температуры на дневной поверхности. Теоретически подводные лавовые потоки могут обладать и специфическим, резко отличным от наземных, микро- и мезорельефом поверхности. К сожалению, этот вопрос еще слабо изучен.

Для дна океанов и морей характерно широкое распространение неконсолидированных и слабо уплотненных, богатых водой осадков с объемным весом $1,5-2 \text{ г/см}^3$, которые по своим свойствам, по-видимому, занимают промежуточное положение между обычными горными породами и водой. Исходя из этого вполне вероятно предполагать наличие под каждым подводным вулканом своеобразного нижнего этажа, сформированного многочисленными пластовыми телами, которые обладают чертами типичных подводных лавовых потоков и силлов. Подобные образования, возможно, широко распространены и вне выраженных в рельефе подводных вулканов. Во всяком случае, на это может указывать наличие локальных отражающих площадок в пределах глубоководной Курильской котловины Охотского моря [Соловьева, 1967] и в других местах.

Значительно более высокие по сравнению с воздухом плотность и вязкость воды, а также малая разница давлений летучих в магме и столба воды не позволяют материалу глубоководных извержений удаляться за пределы вулканических построек. В результате последние теоретически должны расти быстрее, чем наземные, при одной и той же интенсивности подачи магматического вещества. Водная оболочка способствует длительной консервации возникших вулканических сооружений. Поэтому здесь могут сохраняться в слабо измененном виде вулканы, созданные 80–100 млн. лет назад, как это показали многочисленные результаты определения абсолютного возраста пород подводных вулканов [Геологическая карта Тихоокеанского..., 1970; Clague, Dalrymple, 1975; и др.].

Большим своеобразием отличается вулканическая деятельность и на малых глубинах. Здесь она, в частности, характеризуется значительной эксплозивностью извержений, обусловленной взаимодействием раскаленного магматического вещества и воды. Поэтому даже при базальтовых извержениях, которые на суше чаще характеризуются малым коэффициентом эксплозивности, в подводных условиях количество пирокластики очень велико (Сюртсей в Исландии, Такетоми на Курильских островах и др.). Этот фактор накладывает заметный отпечаток на морфологию и геологическое строение вулканических построек, возникших в подобной обстановке.

Уменьшение плотности, вязкости и давления среды на границе гидросфера-атмосфера служит причиной существенных отличий морфологии и внутреннего строения подводных и надводных частей островов-вулканов, поскольку здесь также заметно изменяется поведение магматического вещества.

Особый подкласс вулканических форм рельефа гидросферы составляют образования, созданные при подледных извержениях. В настоящее время подледные извержения типичны для вулканических областей высоких широт (Исландия, Антарктика), а также для имеющих значительные абсолютные отметки

вулканов умеренных и тропических зон. Однако в ледниковые эпохи подобные извержения играли намного большую роль, чем теперь. По своей морфологии и внутреннему строению вулканические формы рельефа подледных извержений также весьма специфичны. Это обусловлено прежде всего тем, что при такого рода извержениях образование вулканических форм идет параллельно с проплавлением льда, а возникшие при плавлении льда полости служат для них естественными вместилищами.

Наличие трех четких границ раздела (литосфера-атмосфера, литосфера-гидросфера и гидросфера-атмосфера) создало благоприятные предпосылки для возникновения на Земле наиболее разнообразных вулканических форм рельефа по сравнению с другими планетами земного типа. Дело в том, что на всех них имеется единственная граница раздела: литосфера-атмосфера. Поэтому возможно возникновение только одного класса вулканических форм рельефа — подобия наземных вулканических образований. Однако сами атмосферы этих планет резко отличаются от земной как по давлению на границе раздела, так по составу и температуре газов (см. табл. 1), а следовательно, даже по этой причине наземные вулканические формы рельефа Земли и других планет не могут быть прямыми аналогами.

Справедливость данного вывода станет еще более очевидной, если учесть, что Земля обладает максимальной по сравнению с другими планетами этого типа массой, а соответственно большей силой тяжести и запасом внутренней энергии. Так, благодаря значительной силе тяжести и относительно плотной атмосфере, наземные вулканические формы рельефа должны в принципе отличаться от таковых на Марсе, Меркурии и Луне наименьшей площадью распространения изверженных продуктов. Кроме того, при одинаковой энергии извержений они должны обладать еще и минимальными размерами. Поэтому сравнивать, например, близкие по своим параметрам земные кальдеры и лунные кратеры, как обычно делается, неправильно. То же можно утверждать и относительно параллелизации лунных центральных гор с кратером на вершине и земных стратовулканов. Более того, вряд ли на планетах с небольшой массой, малой силой тяжести и сильно разреженной атмосферой имеются условия для возникновения многоактных вулканических форм — аналогов земных вулканов центрального типа [Мелекесцев и др., 1975].

Теоретически не может быть похожих на земные вулканических форм рельефа и на Венере, хотя по массе, размерам и средней плотности обе планеты достаточно близки друг к другу. Главная причина этого — наличие резко отличной от земной атмосферы и высокой температуры на поверхности Венеры. Большие плотность ($\sim 0,07 \text{ г/см}^3$) и давление ($\sim 90 \text{ кг/см}^2$) венерианской атмосферы должны препятствовать значительному разбросу изверженного материала и интенсивному проявлению эксплозивного вулканизма. А высокая температура атмосферы и поверхности Венеры ($\sim 500^\circ\text{C}$) способствует длительному сохранению в сильно нагретом состоянии продуктов извержения. Поскольку, по данным исследования с помощью космических аппаратов "Венера-9" и "Венера-10", на поверхности планеты установлено широкое распространение пород, близких к земным базальтам, логично предположить, что они имеют там намного меньшую вязкость, чем на Земле, так как при небольших давлениях вязкость пород быстро убывает с увеличением температуры [Жарков, 1960; и др.] А из этого следует, во-первых, что при прочих равных условиях лавовые потоки на Венере могут сохранять свою подвижность значительно дольше и достигать большей длины, чем на Земле. Во-вторых, на поверхности Венеры даже при отсутствии экзогенных процессов возникшие вулканические формы рельефа не могут сохраняться в неизменном состоянии в течение продолжительного времени, как на Земле, Марсе и Луне, где температура намного ниже. Вероятным следствием должны быть минимальные относительные превышения всех форм рельефа, и вулканических в частности, на поверхности Венеры по сравнению с другими планетами земного типа.

Начиная примерно с 3 млрд. лет назад, т.е. с момента предполагаемого по современным представлениям возникновения Мирового океана, когда на Зем-

ле появились главные элементы ее современной морфоструктуры — материка и океаны, по-видимому, произошла и четкая дифференциация вулканических форм рельефа в зависимости от их местоположения на поверхности земного шара на материковые, океанические и формы переходных зон. Дело в том, что при признании любой глубины выплавки магматического вещества и любой из существующих в настоящее время моделей подъема этого вещества к земной поверхности, немаловажными факторами являются мощность литосферных плит, гипсометрическое положение их кровли и геодинамическая обстановка в областях вулканизма. По этим же характеристикам материка, океаны и переходные зоны существенно различаются.

В особенности сильно разнятся высоты кровли океанических и материковых плит: средняя высота материков (исключая Антарктиду) равна около 875 м, тогда как дно океанов располагается на глубинах порядка 4,5 + 5,5 км (Пронин, 1973). Таким образом, в настоящее время средний перепад высот суши и дна океанов составляет примерно 5,4 + 6,4 км. Подобная же разница высот была свойственна и более древним эпохам (Ронов, 1961). Общеизвестным фактором является также значительно меньшая мощность океанических литосферных плит по сравнению с материковыми.

При допущении мантийного питания вулканов, как это предполагается сейчас большинством исследователей (Горшков, 1967; Соболев, 1973; и др.), оба фактора, вероятно, следует считать главными причинами различного характера и интенсивности вулканизма материковой суши и дна океанов, начиная с древнейших времен. В пределах океанических литосферных плит выплавленный из мантии магматический материал проходит меньший путь к поверхности, достигает среды вулканического рельефообразования раньше по сравнению с материковыми плитами и поэтому обладает большими энергетическими возможностями. В результате этого на дне океанов создаются предпосылки для более интенсивного, чем на суше, накопления тяжелых недифференцированных базальтовых пород и быстрого возникновения большого количества вулканических форм рельефа, максимально широкого в земных условиях распространения трещинных извержений.

Основанный на общих соображениях вывод о большей интенсивности вулканизма дна океанов хорошо согласуется с оценками скорости современного поступления магматического материала. Так, по прикидочным расчетам Ж.Кулона [1973], только система срединно-океанических хребтов генерирует сейчас 5–6 км³ лавы в год, тогда как общий объем изверженных вулканических пород на всей суше не превышает 1 км³/год. Поскольку вместе с шельфом материка занимают около 40% всей поверхности Земли, а океаны 60%, средняя интенсивность выноса глубинного вещества на дне океанов по крайней мере в 4 раза выше, чем на суше. Для более длительного отрезка времени подобный вывод сделан и Г.У. Менардом [1966].

В свою очередь нагруженность сверху океанических плит плотным базальтовым материалом и продолжающийся интенсивный вулканизм способствуют стабилизации существования во времени системы материк-океан. Базальтовые изверженные породы дна океанов и их дериваты в целом тяжелее пород, слагающих верхние части материков, поэтому их кровля всегда должна быть расположена гипсометрически ниже. В настоящее время, как это уже отмечалось, она опущена более чем на 5 км. При увеличении интенсивности вулканизма эта разница, по-видимому, может даже еще более возрасти.

Переходные зоны между материковыми и океаническими плитами отличаются от тех и других максимальной тектонической мобильностью, широким развитием глубинных разломов и специфическим строением земной коры. Следовательно, вулканические проявления характеризуются в их пределах большим своеобразием. Например, здесь чрезвычайно широко распространены андезитовые породы (Тихоокеанское андезитовое кольцо), типично преобладание эксплозивного вулканизма и связанных с ним форм рельефа (пирокластических покровов, кальдер, отложений мощных направленных взрывов). Наличие глубинных расколов способствует возникновению гигантских коро-мантийных супер-

потоков. В связи с большой интенсивностью тектонических процессов созданные вулканические формы рельефа подвергаются быстрому преобразованию и разрушению [Мелекесцев и др., 1970].

Возникновение вулканических форм рельефа и преобразование земной поверхности вулканическими процессами всегда происходило и происходит в тесном взаимодействии с другими эндогенными и экзогенными рельефообразующими факторами. В наиболее яркой форме это взаимодействие наблюдается непосредственно в самих вулканических областях, где оно проявляется в разных аспектах: в тесной генетической и парагенетической связи вулканических и невулканических процессов, в большом влиянии вулканизма на экзогенные рельефообразующие факторы и обратном влиянии последних на специфику вулканической деятельности и т.д.

Отмечается, например, четкая корреляция тектонических преобразований вулканических областей, с одной стороны, интенсивности и морфологии вулканических сооружений, с другой [Эрлих, Мелекесцев, 1973а,б]. Вулканизм служит причиной появления и широкого участия в формировании рельефа особой разновидности тектонических движений — вулканотектонических и связанных с ними вулканотектонических структур. Вулканизм нередко способствует активизации сейсмических проявлений.

Практически во всех вулканических областях вулканизм накладывает заметный отпечаток на флювиальную деятельность, вызывая даже в условиях гумидного климата широкое распространение так называемых сухих рек [Былинкина, 1954; Краевая, 1964; Мелекесцев и др., 1970]. Под влиянием вулканизма специфические черты приобретают и ледниковые процессы. В свою очередь экзогенные рельефообразующие факторы во многом определяют морфологию вулканических построек, интенсивность их преобразования и длительность существования. В результате одни и те же по происхождению и составу пород вулканические формы рельефа, например, стратовулканы, но возникшие в разных местах, приобретают четкие зональные признаки, свойственные для определенных физико-географических обстановок.

Наряду с большим влиянием на ход рельефообразования в региональном плане, вулканической деятельности принадлежит значительная роль в формировании рельефа земной поверхности в планетарном масштабе. Так, с интенсивным магматизмом и вулканизмом в зонах спрединга тесно связано не только возникновение мировой системы срединно-океанических хребтов общей длиной порядка 70 тыс. км, но и такой глобальный процесс, как плитовая тектоника. Вулканизм опосредствовано, главным образом через климат, оказывается влияние на весь комплекс экзогенных процессов. Более того, поскольку по современному представлению считается, что вулканическая деятельность послужила главной причиной образования гидросферы и атмосферы, можно утверждать, что весь набор современных экзогенных процессов в какой-то мере предопределен вулканизмом.

После возникновения воздушной и водной оболочек климатологический эффект вулканизма был обусловлен главным образом поступлением в атмосферу углекислого газа и загрязнением ее мелко раздробленной (размер частиц 0,5–5 мк) пирокластикой в результате вулканических извержений. Выделение CO_2 , по-видимому, в целом пропорционально объему наземных изверженных продуктов, независимо от их состава и типа извержений. Что касается вулканической пыли, то она в максимальных объемах забрасывается в высокие слои атмосферы (до высот 40–50 км и более) лишь при катастрофических эксплозивных извержениях во время пароксизмов кислого вулканизма.

Теоретически воздействие на климат углекислого газа и вулканической пыли должно быть противоположным и несколько асинхронным по времени. Связанное с загрязнением атмосферы вулканической пылью понижение ее средней температуры наступает практически сразу же после первых сильных эксплозивных извержений и прекращается непосредственно вслед за окончанием мощных этапов эксплозивного вулканизма, так как вулканическая пыль может

находиться в атмосфере не более 5–7 лет в зависимости от высоты выброса и размеров частиц [Lamb, 1970].

Повышение концентрации CO_2 в атмосфере, наоборот, способствует увеличению ее средней температуры в связи с возникновением так называемого парникового эффекта, поскольку углекислый газ беспрепятственно пропускает коротковолновую солнечную радиацию и задерживает длинноволновое излучение Земли. Однако, учитывая данные [Добродеев, 1975] по интенсивности выделения CO_2 за счет вулканической активности (за последние 1–2 млрд. лет в среднем около $1,4 \cdot 10^8$ т/год) и его общее количество в земной атмосфере (порядка $2,5 \cdot 10^{12}$ т), легко видеть, что для сколько-нибудь заметного увеличения концентрации CO_2 необходимы отрезки времени длительностью в десятки тысяч лет. Климатологический эффект от возрастания концентрации CO_2 в атмосфере должен сказываться и после прекращения или ослабления вулканизма до тех пор, пока излишки его не будут поглощены гидросферой или растительностью.

Главная особенность вулканизма заключается в его тесной связи с глубинами Земли. В настоящее время большинством исследователей признается развивавшаяся Г.С. Горшковым [1967; и др.] гипотеза о мантийном питании вулканов. Этот вывод базируется, с одной стороны, на эффекте экранирования сейсмических волн магматическими очагами [Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1966; Фарберов, 1974], а с другой – на результатах петрохимических, петрологических, геохимических исследований и, в частности, на соотношении изотопов стронция в вулканических породах.

Таким образом, вулканизм служит как бы своеобразным индикатором глубинных мантийных процессов. А разновозрастные вулканические формы рельефа являются поверхностным отражением этих процессов на разных стадиях геологической эволюции Земли. Поскольку прямое изучение глубоких горизонтов земной коры и тем более верхней мантии сейчас невозможно, вулканы остаются пока основными источниками информации о глубинах Земли и происходящих (происходивших) там процессах. Подобная информация собирается главным образом при анализе вулканических пород, но она может быть существенно дополнена за счет установления закономерностей формирования, этапности возникновения и пространственного размещения вулканов. В связи с этим изучение вулканических построек целесообразно одновременно вести в двух аспектах: с одной стороны, их необходимо исследовать как собственно геоморфологические объекты земной поверхности, с другой – как образования верхнего этажа очень сложных магматических форм, уходящих своими корнями в нижние горизонты коры или в верхнюю мантию. Наиболее доступны прямому геоморфологическому анализу современный вулканический процесс и выраженные в рельефе наземные и подводные вулканические сооружения.

В настоящее время в результате непосредственных наблюдений за извержениями вулканов собран огромный фактический материал. Описано образование практически всех одноактных вулканических форм рельефа, рост и изменение морфологии большинства типов многоактных вулканических построек в самых различных физико-географических и тектонических обстановках. При помощи геофизических методов в последние десятилетия эти исследования во многих районах увязаны со строением земной коры и геофизическими полями. В первом приближении проведена статистика извержений, дана оценка скорости выноса глубинного вещества. Получены материалы о взаимодействии вулканического и невулканического процессов. Все это помогает подойти к решению проблемы о роли вулканизма в формировании и преобразовании рельефа земной поверхности, разработке генетической классификации вулканических форм рельефа, связи вулканизма с глубинными процессами. А основанный на прямом наблюдении вулканического процесса принцип актуализма, естественно с некоторыми поправками, может быть применен и уже широко применяется при исследовании как выраженных в рельефе вулканических образований, так и вулканогенных толщ [Лучицкий, 1971, 1978; и др.].

В масштабе времени $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^7$ лет главным объектом геоморфологического анализа служат вулканические формы рельефа, в том числе и активные. Их изучение облегчается тем, что сейчас практически на всю поверхность Земли имеется разнообразный картографический материал, аэро- и космические снимки, на которых вулканические образования прекрасно видны. Аэрофотоматериалы и космические снимки, применение методов абсолютного датирования вулканогенных пород (радиоуглеродный, калийаргоновый, трековый и др.) позволяют объективно проводить региональную и межрегиональную корреляцию вулканических образований.

Известное ограничение, правда, накладывает недолговечность существования выраженных в рельефе наземных вулканических образований: в условиях орогенных областей они сохраняются не дольше 1-2 млн. лет, а в благоприятных платформенных обстановках - не более 15-20 млн. лет [Мелекесцев и др., 1970]. Однако появившиеся в последние годы детальные гипсометрические, геоморфологические и геологические карты океанов, где общее количество сохранившихся вулканических форм в десятки и сотни раз больше, чем на суше, позволяют опустить эту границу по крайней мере до 100 млн. лет. А космические съемки Луны, Марса, Меркурия, где имеются вулканические образования с возрастом в 3-4 млрд. лет, дают возможность наблюдать закономерности их размещения, строения и развития начиная с ранних стадий эволюции планет земного типа. С поправками на специфические условия Земли полученные данные могут быть использованы и при изучении земного докембрийского вулканизма.

Объектами геоморфологического исследования в настоящее время все чаще становятся также вулканические образования и вулкано-тектонические структуры мезозойского и палеозойского возраста, вторично выведенные на дневную поверхность в результате их селективной препарировки денудационными процессами. Они хорошо распознаются на аэро- и космических снимках, особенно цветных и спектрональных.

Изучение вулканических форм рельефа позволяет еще более расширить представление о рельефообразующей роли вулканизма в региональном и глобальном планах. На этой основе, во-первых, могут быть решены вопросы, связанные с динамикой формирования и разрушения многоактных вулканических форм, длительностью их существования; установлены закономерности смены вулканических образований во времени для разных вулканических областей и типов вулканизма на протяжении сотен тысяч и миллионов лет. Во-вторых, анализ вулканических форм рельефа дает материал для рассмотрения проблемы о закономерностях проявления вулканизма во времени во всех ее аспектах: степени синхронности вулканизма в региональном или планетарном масштабах, непрерывности или пульсационности вулканической активности и т.д. Исследование вулканических форм рельефа позволяет сделать определенные выводы и по ряду других вопросов, таких как: 1) соотношение вулканизма и новейших тектонических движений; 2) геодинамическая обстановка проявления молодого вулканизма; 3) суммарный геолого-геоморфологический эффект вулканической деятельности в процессе преобразования земной поверхности на протяжении значительных отрезков времени.

Наконец, еще одним объектом геоморфологического анализа, связанного с оценкой роли вулканизма в формировании рельефа Земли древних и древнейших эпох, должны в полной мере стать денудационные срезы земной коры. Теоретической предпосылкой для этого служит тесная связь вулканов и их корней, дающая возможность по корням вулканов реконструировать уничтожение части вулканических сооружений, определить тип последних и оценить масштаб вулканизма.

Существующие в настоящее время разновозрастные денудационные срезы имеют обычно глубину от нескольких сот метров до 4-5 км. В.С. Соболевым [1974] для ряда участков платформы Восточной Сибири предполагается величина среза порядка 15-20 км. Вероятно, столь глубокие денудационные срезы имеются и в других местах. Геоморфологический анализ денудационных

срезов земной коры областей древней вулканической деятельности может быть осуществлен путем дешифрирования цветных и спектрзональных аэро- и космических снимков, опирающегося на материалы наземных палеовулканологических исследований. К сожалению, геоморфологические методы при палеовулканологических исследованиях применяются пока еще недостаточно.

Из изложенного видно, что проблема вулканического рельефообразования имеет множество аспектов и как предмет исследования очень сложна. Решение ее в полном объеме пока невозможно. Однако уже сейчас имеется ряд направлений, для которых современный объем фактического материала позволяет сделать важные теоретические и практические выводы. В особенности это касается вулканических процессов и антропогенных вулканических форм рельефа. Поэтому им и будет уделено главное внимание в настоящей работе. Они рассмотрены во взаимосвязи с другими процессами и факторами рельефообразования. На примере хорошо изученного Курило-Камчатского региона сейчас возможно сделать определенные выводы и в отношении строения и эволюции морфоструктуры вулканических областей переходной зоны от азиатского материка к Тихому океану. Этому вопросу в работе также посвящен особый раздел.

ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Изучение рельефообразующей роли вулканизма в современную эпоху имеет первостепенное значение, так как основано на непосредственном наблюдении вулканических процессов. Чрезвычайно высокая интенсивность протекания последних позволяет выявлять многие особенности вулканического рельефообразования даже при кратковременных исследованиях. Поэтому районы современного вулканизма служат своеобразными естественными полигонами для познания закономерностей возникновения и преобразования вулканических форм рельефа, изменения топографии земной поверхности в ходе вулканической деятельности, корреляции вулканизма с тектоническими движениями, структурами и глубинными процессами, изучения взаимодействия вулканизма и прочих рельефообразующих факторов. Исследование характерных дешифровочных признаков и строения вновь созданных вулканических форм рельефа дает ключ для обнаружения и правильной диагностики вулканических образований прошлого. Наконец, только знание современного вулканического процесса может стать основой для построения генетической классификации вулканических форм рельефа и оценки рельефообразующей роли вулканизма в региональном и глобальном масштабах.

В качестве объекта исследования выступают современные действующие вулканы. Поэтому формально длительность современной эпохи возможно оценить в 2000–2500 лет, поскольку первые известные в истории специальные наблюдения за вулканом Этна на о. Сицилия были проведены Эмпедоклом в V в. до н.э. Фактически же ее можно ограничить последними 200–250 годами, когда изучение вулканов становится относительно систематическим и появляются достоверные данные о геолого-геоморфологическом эффекте извержений.

В настоящее время на земном шаре известно свыше 800 действующих вулканов всех типов, расположенных в самых разных геолого-структурных обстановках и физико-географических условиях. Начиная с XV в. до н.э. зафиксировано более 3070 циклов извержений [Влодавец, 1974]. Наблюдения за ними дали возможность проследить за динамикой роста и изменением большинства известных сейчас вулканических форм рельефа, определить длительность формирования многоактных вулканических сооружений, оценить влияние вулканизма на другие рельефообразующие факторы в зависимости от географической и геологической позиции действующих вулканов, наметить закономерные сочетания вулканических форм рельефа для конкретных регионов. Самая ранняя попытка общего обзора распространения вулканов Земли была предпринята Л. фон Бухом в начале 20-х годов XIX в. (Buch, 1825). Он же заложил и основы морфолого-генетической классификации вулканов, выделив среди них центральные и линейные формы. А. Гумбольдт, по-видимому, первым вывел четкое заключение о связи вулканов с глубинными процессами. Он писал, что "расположение вулканов то отдельными кучевыми группами, то двойными рядами решительно доказывает, что вулканические явления зависят от местных причин, находящихся близко к земной поверхности, то представляют собою крупные явления и вызываются общими причинами, скрытыми в глубине земли" (по Э. Реклю [1914, с. 81]). А. Гумбольдт, Л. фон Бух, Ч. Дарвин, Х.Л. Грин связывали расположение вулканов с глубокими трещинами в земной коре или с пересечением этих трещин; А. Гики указывал, что большинство вулканов приурочено к длительно существующим глубинным зонам вдоль окраин континентов; С.Л. Науманн, К. Шнейдер, К. Заппер отмечали закономерное увеличение вулканов в низких широтах и уменьшение – в высоких; Т. Арльдт

выделил, кроме экваториального, максимумы на 30–40 и 50–60°; Ч. Ляйелль обратил внимание на связь действующих вулканов с землетрясениями (по И.В. Лучицкому [1971]). Практически все исследователи отмечали следующие особенности в географическом распространении активных вулканов: 1) четкую азональность, поскольку вулканы встречаются от экватора до высоких широт; 2) неравномерность распределения; 3) приуроченность к берегам морей или островам; 4) размещение большинства вулканов вокруг Тихого океана.

Высказанные предположения остаются в силе и до настоящего времени, хотя сейчас при анализе распространения действующих вулканов больше внимания уделяется их генетической связи с геологическими структурами и геодинамической обстановкой (Умбгров, 1952; Горячев, 1966; Лучицкий, 1971; Эрлих, 1973; Горшков, 1974; Милановский, 1974; и др.). В наиболее детальной из этих работ И.В. Лучицким подчеркивается тесная связь распределения вулканов с глобальными структурами и конкретной геологической обстановкой. Указывается, что к самым общим чертам глобального распределения относится преимущественное размещение активных вулканов вдоль окраин Тихого океана и их приуроченность к кайнозойским складчатым областям. Автор отмечает, что в пределах западной окраины Тихого океана плотность размещения вулканов, интенсивность и характер современного вулканизма во многом определяются геодинамической обстановкой, типичной для развитых здесь островных дуг разного типа: фронтальных (Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Ново-Гвинейская, Западно-Меланезийская, Тонга-Кермадек, Ново-Зеландская), тыловых (Рюкю, Тайвань-Лусонская зона, Филиппинская) и обращенных (Ново-Британская, гряда Соломоновых островов, Санта-Крус и Новые Гебриды).

Так, в пределах фронтальных дуг действующие вулканы имеются лишь на участках, обращенных непосредственно к океану. Плотность вулканического ряда вдоль гряд колеблется от 1:30 – 1:50 до 1:80 – 1:100. В случае двойных островных дуг действующие вулканы сосредоточены на внутренних дугах. Расположение вулканов в целом контролируется глубинными зонами скальвания, падающими под континент под углом порядка 60° в нижней части и 30–35° в верхней. Размещение конкретных вулканических аппаратов связано с приуроченными к глубинному сколу системами диагональных или поперечных разломов. В области тыловых дуг плотность вулканического ряда обычно равна 1:120–1:150, а в обращенных – 1:90–1:450, т.е. намного меньше, чем во фронтальных дугах. Отмечаются протяженные участки, лишенные активных вулканов.

По И.В. Лучицкому, активные вулканы восточной периферии Тихого океана связаны с линейными зонами, простирающие которых в целом совпадает с ориентировкой кайнозойских структур Тихоокеанского тектонического пояса. Характерно неравномерное распределение участков действующих вулканов вдоль побережья Тихого океана, обусловленное глубинными неоднородностями строения этой территории и особенностями ее геологического развития.

Э.Н. Эрлих [1965, 1966, 1973] на примере четвертичного и современного вулканизма западной части Тихоокеанского кольца обосновал закономерности структурного размещения вулканических центров, показал тесную связь химизма вулканических пород с тектоникой. По его данным, вулканические пояса располагаются вдоль висячего тылового крыла глубинных разломов надвигово-сдвиговой природы. Им отмечена приуроченность действующих вулканов Камчатки к наиболее опущенным частям отрицательных тектонических структур – грабен-синклиналей. Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [1973а, б] сделан вывод о корреляции главных моментов эволюции вулканизма с крупнейшими периодами перестройки структуры в четвертичное время.

Е.Е. Милановский [Милановский, Короновский, 1973] показал, что современные вулканы Альпийского пояса Евразии являются прямым следствием продолжающегося кайнозойского орогенного вулканизма, а их местоположение контролируется новейшими (до современных) разрывными тектоническими нарушениями.

Вне Тихоокеанского подвижного пояса и Альпийского пояса активные вулканы сосредоточены преимущественно в рифтовых зонах континентов, срединно-океанических хребтах и океанических впадинах.

Распространение действующих современных вулканов земного шара показано на рис. 1, вкл. Это несколько видоизмененный автором настоящей работы вариант карты активных вулканов мира, составленной У. Katsui [1971], на которую дополнительно нанесены крупнейшие разрывные нарушения дна Тихого океана, оси кайнозойских подводно-надводных вулканических хребтов и поднятий, а также положение осевой линии мировой системы срединно-океанических хребтов и главных рифтовых зон суши. Благодаря этим дополнениям удалось выявить некоторые новые элементы структурного контроля действующих вулканов.

На прилагаемой карте видна пространственная связь между расположением линейных зон активных вулканов Северной, Центральной и Южной Америки с гигантскими разломами дна Тихого океана Мендосино, Меррей, Кларин и др., а также разрывными нарушениями, вдоль которых сформировались крупные вулканические хребты. Так, на восточном продолжении разлома Кларин в море и на суше располагается более 10 активных вулканических центров, в том числе и недавно возникшие андезитовые вулканы Хорульо (1759 г.) и Парикутин (1943 г.). К предполагаемому пересечению осевой линии Восточно-Тихоокеанского хребта и разлома Мендосино приурочено крупное поле молодых вулканических пород и действующие вулканы Лассен-Пик, Шаста и другие. Еще чаще перечисленные линеаменты служат естественными ограничениями линейных зон действующих вулканов. Подобная пространственная связь региональных долгоживущих структур восточной части Тихоокеанского подвижного пояса, с одной стороны, и активными вулканами - с другой, интересна тем, что нередко эти структуры не имеют видимого продолжения на суше, хотя глубинный контроль ими действующих вулканов и осуществляется. Вулканическая деятельность в свою очередь указывает и на продолжающуюся жизнь данных структур.

Обращает внимание, что действующие вулканы Восточно-Африканской рифтовой системы и Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта приурочены к единой гигантской (4500 км в поперечнике) спиральной структуре [Мелекесцев, 1979]. С элементами другой такой же структуры диаметром 5000 км пространственно связаны действующие вулканы Индонезийской и Марианской островных дуг.

В соответствии со спецификой изучаемых объектов - активные вулканы и извержения - и методики - прямые наблюдения и измерения - основная цель первой части работы - показ вулканического процесса как рельефообразующего фактора во всех наиболее важных аспектах его проявления для главных типов вулканической деятельности (эксплозивно-фреатического, эксплозивно-пирокластического, эффузивного и экструзивного).

1. Собственно вулканического процесса, проявляющегося через создание комплекса разнообразных вулканических форм рельефа. Изучение этого явления дает ответы на вопросы: а) о скорости, динамике роста и последующей эволюции возникающих образований; б) типичных дешифровочных признаках и внутреннем строении различных по генезису форм; в) закономерных парагенезисах вулканических форм рельефа для разных типов вулканизма, структурных обстановок и физико-географических условий; г) для одноактных построек - истинном времени их формирования.

2. Изменения топографии земной поверхности в результате извержений: до, во время и после извержений.

3. Взаимодействия вулканизма и невулканических процессов при формировании рельефа областей современного вулканизма, приводящего к возникновению характерных парагенезисов вулканических и невулканических форм рельефа, зависящих от типа вулканизма, структурных обстановок и физико-географических условий.

Необходимо отметить, что при вулканологических исследованиях наибольшее внимание уделялось изучению вещественного состава вулканических продуктов

и динамике извержений. Поэтому эти вопросы сейчас и лучше разработаны. Геоморфологические следствия извержений чаще всего рассматривались более схематично: обычно измерялись линейные параметры возникших сооружений, фиксировалось время образования, описывались наиболее заметные элементы их мезо- и микрорельефа, реже оценивался объем. Причем это касалось преимущественно конкретных извержений. Обобщения материала и детального специального комплексного анализа проблемы современного вулканического рельефообразования даже на уровне отдельных областей молодого вулканизма почти не проводилось, не говоря о более крупных регионах.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И СОЗДАННЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В настоящее время вулканологическими исследованиями примерно в равной степени охвачены все типы современной вулканической деятельности. Однако с геоморфологических позиций целесообразно рассмотреть сначала взрывно-фреатический (А), а затем взрывно-пирокластический (Б), эффузивный (В) и экструзивный (Г) типы и соответствующие им комплексы форм рельефа, поскольку в такой последовательности чаще всего и изменяется характер вулканической активности в ходе многих извержений.

Взрывно-фреатический тип (А)

Формой проявления взрывно-фреатической вулканической деятельности служат фреатические взрывы разной силы, от которой зависит масса перемещаемого по воздуху материала и дальность его выброса. Поэтому данный тип деятельности отличается скоротечностью и высокой интенсивностью. Причиной фреатических взрывов считается внезапное многократное увеличение объема магматических газов и (или) водяного пара от поверхности на небольшой (десять-сотни метров, максимум до 1-1,5 км) глубине. Повышенное газоотделение — следствие прогрессивного нагрева магматического вещества или связано с резким падением литостатического давления над внедрившимся магматическим телом, например, при возникновении сквозных трещин в кровле вмещающих пород [Ритман, 1964; и др.]. Паровые взрывы — всегда результат перегрева подземных и поверхностных вод магмой или изверженными продуктами.

Поэтому вещество, выбрасываемое фреатическими взрывами, обычно двухкомпонентное. Оно состоит из газовой составляющей (магматические газы, водяной пар) и холодного или слабо нагретого (до 100-200°C) твердого материала вулканического и невулканического происхождения. Между обеими фазами наблюдается лишь механическое взаимодействие: газовая составляющая обеспечивает только выброс и транспортировку по воздуху обломков резургентных пород. При малой мощности взрывов на значительной глубине на поверхность прорываются только газы, а обломочный материал не выносятся.

Фреатические вулканические взрывы — очень сложные и еще далеко не познанные явления природы. Однако считается, что их в первом приближении можно сравнивать с подземными взрывами на выброс, теория которых сейчас хорошо разработана. Как при искусственных, так и при вулканических взрывах, разброс крупных обломков и компактных масс обломочного материала подчиняется законам баллистики. Дальность выброса определяется энергией и углом наклона оси взрывов к горизонту.

При катастрофических взрывах масса выделяющихся и с громадной скоростью расширяющихся раскаленных магматических газов приводит к возникновению над вулканами мощных турбулентных восходящих вихрей, которые, захватывая массу тонко раздробленного материала, достигают иногда высоты 50-60 км. В атмосфере газы и субмикронные частички вулканического пепла ветром, а в тропопаузе и стратопаузе струйными течениями разносятся на

тысячи и десятки тысяч километров. Благодаря малым размерам частиц и турбулентности атмосферы, пепел может находиться в воздухе несколько лет и выпадать на территории всего земного шара.

Фреатические взрывы можно разделить на три главные группы: магматические, контактные и смешанные. Рабочим телом контактных взрывов служат пары, образующийся при соприкосновении поверхностных и подземных вод с раскаленным магматическим веществом. Магматические взрывы происходят в результате скачкообразного отделения на глубине газов и самого магматического вещества. Движущей силой смешанных взрывов являются оба агента, скомбинированные в различных пропорциях. Контактные взрывы бывают поверхностными и заглубленными в зависимости от положения очага парообразования, а магматические и смешанные — только заглубленными.

По наклону оси взрыва к линии горизонта различаются вертикальные и субвертикальные взрывы, ось которых перпендикулярна к горизонтальной поверхности, и наклонные (направленные), у которых она ориентирована к последней под острым ($40-60^\circ$) углом. Наклон оси определяет морфологию взрывных отрицательных форм рельефа и ассоциирующихся с ними взрывных равнин.

В современную эпоху большинство сильных магматических и смешанных фреатических взрывов служило началом крупных извержений. Они предваряли их в районах кислого и основного вулканизма как в наземных, так и в подводных условиях. Особенно мощные взрывы происходили непосредственно перед выбросом огромных объемов кислой пирокластики при извержениях вулканов Санторин (3400 лет назад), Везувия (79 г.), Тамбора (1815 г.), Косегуина (1835 г.), Кракатау (1883 г.), Катмай (1912 г.) и других. Неоднократно они наблюдались и в Курило-Камчатской области: вулканы Харимкотан (1933 г.), Безымянный (1956 г.), Шивелуч (1854, 1964 гг.). Извержения двух последних вулканов и их последствий, детально исследованные Б.И. Пийпом, Г.С. Горшковым, Г.Е. Богоявленской, Е.К. Мархининым, Ю.М. Дубиком, И.В. Мелекесцевым и другими, позволили впервые на территории СССР наблюдать образование обширных холмистых равнин, сложенных мощной толщей взрывных отложений, связанных с катастрофическими направленными взрывами, и дать наиболее правильное истолкование происходившим при этом процессам. В связи с чем их следует считать своеобразными эталонами таких природных явлений.

В настоящее время принято, что подобные взрывы происходят в результате расширения водяных паров [Мархинин, 1967] или в связи с цепными реакциями во взрывоспособных смесях магматических газов [Гушенко, 1965]. Высокая энергия и большая по сравнению с химическими взрывами длительность определяют специфику вулканических взрывов, для которых свойственно изменение массы рабочего тела (магматические газы) и глубины центра взрыва [Штейнберг, 1973]. Возрастающая масса магматических газов, несмотря на их сравнительно низкие начальные параметры давлений и температур, обеспечивает значительную энергию взрывов. А малая по сравнению со скоростями детонационной волны в твердых породах и газах скорость отделения магматических газов служит причиной большой (десятки секунд-минуты) их продолжительности.

Размеры отрицательных взрывных форм рельефа и дальность выброса обломочного материала определяются кинетической энергией взрывов. Показано [Штейнберг, 1973; и др.], что в результате наблюдавшихся в современную эпоху максимальных значений выделившейся энергии извержений порядка $0,5-1 \cdot 10^{27}$ эрг теоретически могут возникнуть взрывные кратеры диаметром до 11 км. Однако по данным изучения крупнейших современных извержений, сопровождаемых катастрофическими фреатическими взрывами, подсчитано [Горшков, Богоявленская, 1965; Горшков, Дубик, 1969; и др.], что непосредственно на взрывы идет всего 1-10% суммарной энергии извержений. Причем у самых мощных извержений этот процент невелик (1-5%). Поэтому максимальная энергия, расходуемая на собственно взрывы, не могла превышать в современную эпоху $5 \cdot 10^{25}$ эрг, а диаметр чисто эксплозивных воро-

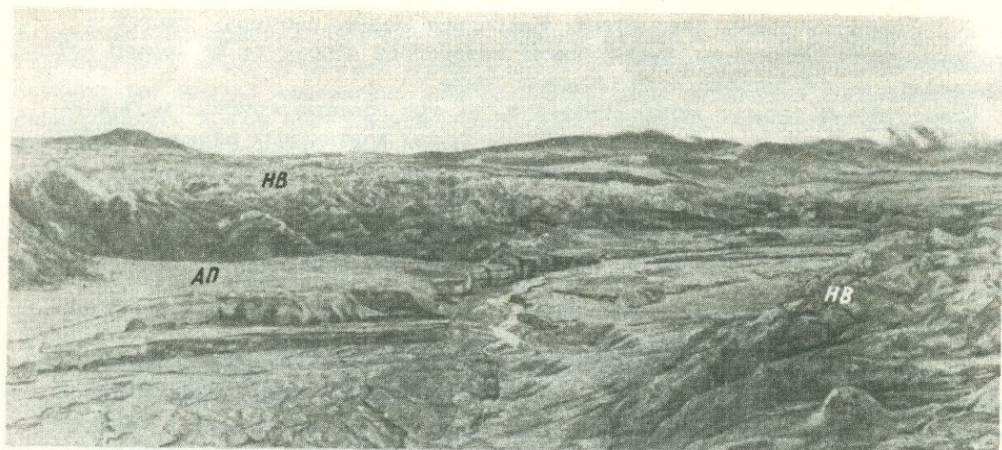


Рис. 2. Отложения направленного взрыва (НВ) и агломератового пирокластического потока (АП) вулкана Безымянного. На переднем плане слева и в центре снимка — террасированная долина р. Сухой Хапицы

нок — 4,5–5 км. Более крупные формы имеют, по представлениям автора настоящей работы, комбинированное взрывно-провальное происхождение.

Кинетическая энергия направленного взрыва вулкана Безымянного оценивается в $1,2 \cdot 10^{24}$ эрг [Горшков, Дубик, 1969; Рябинин, Родионов, 1966], а вулкана Шивелуч — порядка 10^{23} – 10^{24} эрг [Пийп, Мархинин, 1966; Токарев, 1967]. Высота пеплово-газовой тучи достигала в первом случае 40–45 км, во втором превышала 11–12 км. Начальная скорость выброса обломков на вулкане Безымянном, по данным Г.С. Горшкова, равнялась 360–500 м/с. Оба взрыва сопровождалась возникновением мощных горячих ударных волн (на Безымянном их энергия составляла около $3 \cdot 10^{22}$ эрг), на большом расстоянии уничтоживших и опаливших растительность. Рельефообразующая роль этих волн была незначительной.

Взрывом 30 марта 1956 г. на вулкане Безымянный в течение 17 с (оценка Ю.Н. Рябинина) было выброшено не менее 0,9–1,0 км³ материала старой постройки. Большая его часть (около 0,6–0,7 км³) отложилась непосредственно у подножия вулкана, перекрыв площадь по крайней мере в 35–40 км² [Мелекесцев и др., 1970]. В связи с тем, что мощность взрывных отложений местами достигала 40 м и более (при средней мощности 15–20 м) в зоне их выпадения произошла коренная перестройка рельефа, а существовавшие неровности рельефа вплоть до глубоко врезанной (40–50 м) долины р. Сухой Хапицы оказались погребенными. Было установлено, что распространение взрывных отложений в целом не согласуется с рельефом: они имеются и на крутых склонах и выстилают днища долин. На контакте с погребенной почвой видна обугленная растительность. Однако заметной деформации и значительного обжига самого почвенно-растительного слоя не отмечено. Первичная поверхность возникшей равнины отличалась очень неровным холмистым крутосклонным рельефом с относительными превышениями до 15–20 м (рис. 2).

Равнина направленного взрыва вулкана Безымянный в ходе извержения была по большей части перекрыта отложениями агломератового пирокластического потока, поэтому ряд типичных признаков строения рельефа ее поверхности не мог быть установлен. Это удалось сделать при изучении последствий извержения вулкана Шивелуч. Отложения направленного взрыва распространились здесь на площади около 100 км² (рис. 3), а их объем составил не менее 1 км³. Как и на вулкане Безымянный, образование равнины произошло, по-видимому, в течение нескольких минут. Анализ аэрофотоснимков и полевые исследования автора показали, что материал взрывных отложений был спосо-

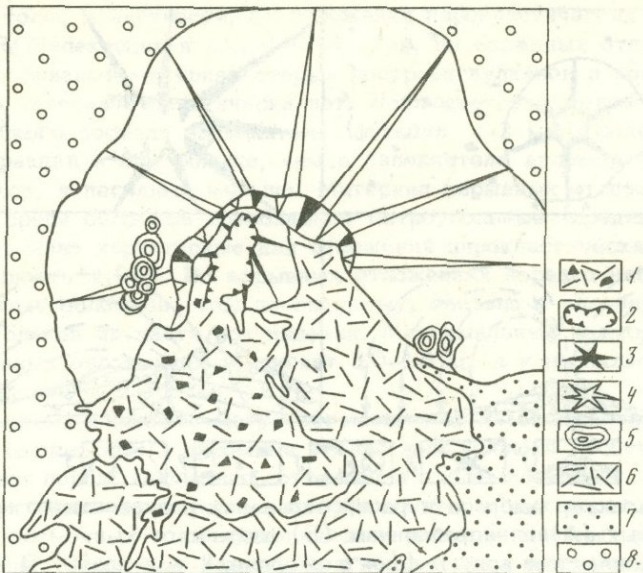


Рис. 3. Схема распространения отложений направленного взрыва вулкана Шивелуч

1 - отложения направленного взрыва; 2 - кратер извержения вулкана Шивелуч, возникший в ноябре 1964 г.; 3 - вулкан Молодой Шивелуч; 4 - старая постройка вулкана Шивелуч; 5 - экструзивные куполы; 6 - голоценовые равнины отложений направленных взрывов и пирокластических потоков; 7 - голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины; 8 - прочие аккумулятивные равнины ($Q_3^4 - O_4$)



Рис. 4. Фронтальный уступ отложений направленного взрыва вулкана Шивелуч (фото Т.С. Краевой)

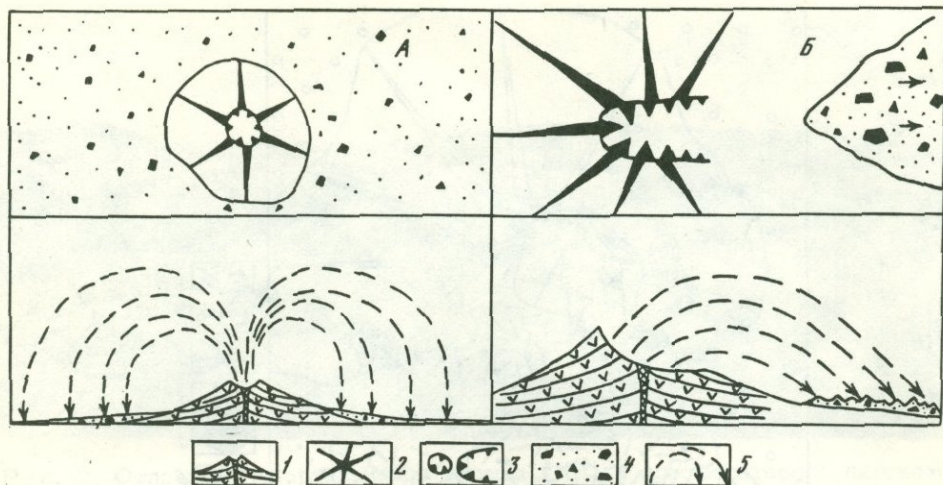


Рис. 5. Характер выброса и распространения резургентного материала при вертикальных (А) и направленных (Б) взрывах

1, 2 - вулканические конусы (1 - в разрезе, 2 - в плане); 3 - кратеры; 4 - взрывные отложения; 5 - траектории выноса материала

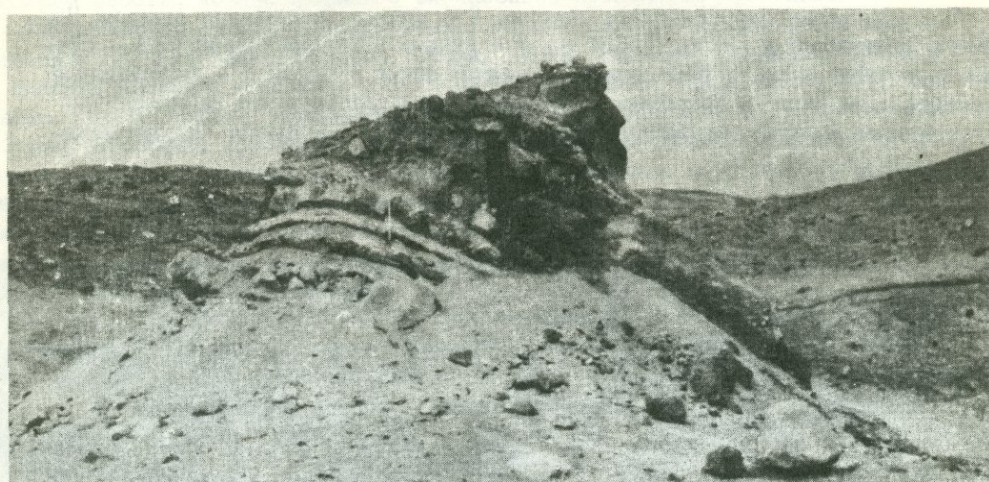


Рис. 6. Блок слоистых рыхлых отложений, выброшенный направленным взрывом вулкана Шивелуч (фото Ю.М. Дубика)

бен к движению и после выпадения из воздуха. На это указывают борозды, оставленные огромными глыбами на поверхности равнины, "обтекание" взрывными отложениями положительных форм рельефа, повсеместное развитие четкого фронтального уступа высотой 10-50 м (рис. 4).

Большая мощность отложений направленных взрывов и специфический рельеф слагаемых ими равнин объясняются двумя причинами: концентрацией главной массы обломочного материала в сравнительно узком (30-70°) секторе подножия вулканов и значительной (сотни метров, возможно, до 1-2 км) амплитудой горизонтального перемещения материала по земле после его выпадения из воздуха. Последнее связано с тем, что обладающие высокой скоростью и кинетической энергией обломки соприкасаются с подстилающей поверхностью под острым углом (рис. 5).

Вещественный состав подобных взрывных отложений также обладает рядом специфических особенностей, позволяющих отличать их от других типов грубо-

обломочных толщ, в частности, от отложений пирокластических потоков тех же вулканов [Мелекесцев и др., 1970]. Так, во взрывных отложениях доминирует разнообразный материал старых построек вулканов и пород фундамента, ювенильного материала практически нет. Наблюдается заметное отличие гранулометрического состава заполнителя (фракции < 2 мм): содержание алевропелитовых фракций в нем больше, чем в заполнителе агломератов пирокластических потоков, а песчаных меньше. Материал взрывных отложений сильнее раздроблен, среди обломков преобладают остроугольные (средняя округленность 1,43), мало характерные для отложений пирокластических потоков (средняя округленность 1,90). Во взрывных отложениях нередко наблюдается гнездовое скопление обломков, что, по-видимому, связано с раскалыванием крупных глыб и блоков на части при падении. Максимальный размер глыб и блоков во взрывных отложениях достигает 10–15 м, а у пирокластических потоков не превышает 0,7–1,0 м.

Направленными взрывами могут перемещаться на большие расстояния (15–20 км), не расплавляясь, огромные глыбы льда и блоки несцементированных, но смерзшихся пород. Последние, оттаивая в толще взрывных отложений, сохраняют структурные и текстурные признаки материнских пород. Наличие в разрезах грубообломочных толщ вулканических районов подобных рыхлых слоистых пород (рис. 6) служит важным диагностическим признаком взрывных отложений.

Весьма значительным преобразованиям подверглись в результате взрывов и сами постройки вулканов. На вулкане Безымянном был создан открытый на юго-восток (аз. 145°) кратер размером $2,8 \times 1,7$ км и глубиной не менее 500–600 м. Высота постройки уменьшилась почти на 300 м, а общее понижение высоты местности в районе вершины вулкана сразу после взрыва оказалось равным 800–900 м. При извержении вулкана Шивелуч двумя-тремя последовательно происшедшими взрывами был образован вытянутый в юго-юго-западном направлении (аз. $200\text{--}205^{\circ}$) кратер размером $1,5 \times 3,5$ км и глубиной до 400 м. Взрывы уничтожили полностью или частично несколько существовавших до извержения экструзивных куполов. Общая высота местности уменьшилась на 400–500 м. Извержениям обоих вулканов предшествовали многочисленные неглубокие землетрясения, особенно участвовавшие перед началом извержений [Токарев, 1967; Пийп, Мархинин, 1965]. При дешифрировании телевизионного космического снимка масштаба 1:1 000 000, сделанного со спутника ERTS-I в ноябре 1973 г., автором была обнаружена система дугообразных разрывных нарушений, проходящих через вулканы Безымянный, Камень и Ключевской, типа крупных зон растяжения, контролирующих расположение эруптивных центров перечисленных вулканов. Активизация зоны растяжения, проходящей через вершинную часть вулкана Безымянный, вероятно, и послужила причиной его извержения. Аналогичная дугообразная зона растяжения проходит и через кратер Молодого Шивелуча, где произошел взрыв 12 ноября 1964 г.

Специфический рельеф поверхности и облик взрывных толщ равнин мощных направленных взрывов, их ассоциация с крупными незамкнутыми кратерами позволяют сейчас сравнительно легко диагностировать эти взрывы даже в тех случаях, когда они непосредственно на вулканах и не наблюдались. Проведенная автором с этих позиций ревизия следов современных и плейстоценовых извержений показала, что катастрофические направленные взрывы на вулканах Безымянный, Шивелуч, Севергина неоднократно происходили и раньше, а также имели место на других вулканах Курило-Камчатской области: Авачинском, Козельском, Алаиде, Туаншице. Есть основания предполагать столь же широкое распространение таких взрывов и в других регионах Тихоокеанского кольца: Японии, Индонезии, Центральной и Южной Америке.

Помимо гигантских направленных взрывов, с которыми связаны крупные преобразования вулканических построек, в эту же Группу входят выделенные Г.С. Горшковым [1962] направленные взрывы, которые не производят значительного разрушения вулканов. К ним он относит взрывы с энергией взрыв-

ной волны порядка 10^{21} эрг на вулканах Мон-Пеле (1902 г.), Лассен-Пик (1915 г.), Ламингтон (1951 г.), Хибок-Хибок (1951 г.). Эти взрывы, захватывая площадь в десятки квадратных километров (до 100 км^2), не образуют холмистых равнин, сложенных мощной толщей взрывных отложений. Выбрасываемый взрывами материал тонко раздроблен, распространяется с большой скоростью независимо от подстилающего рельефа и отлагается в виде мало-мощного чехла. Обычно подобные взрывы происходят при росте экструзивных куполов андезитового и более кислого состава. Иногда они сопровождаются образованием раскаленных лавин.

Кульминационные моменты катастрофических извержений вулканов Кракатау (1883 г.) и Катмаи (1912 г.) фиксировались мощными вертикальными взрывами. При дешифрировании на аэрофотоснимках, любезно предоставленных автору Г.С. Горшковым, последствий извержения вулкана Катмаи было установлено, что в его вершинной части произошло по крайней мере два гигантских взрыва, образовавших частично наложенные друг на друга кратеры диаметром около 2 и 2,5 км. В итоге на вершине вулкана возник восьмеркообразный кратер размером $4,5 \times 2,5$ км. Несмотря на значительный ($3-4 \text{ км}^3$) объем взорванной части старой постройки вулкана, на аэрофотоснимках нигде не удалось обнаружить образований, сколько-нибудь похожих на бугристые равнины описанных выше мощных направленных взрывов. Выброшенный материал отложился в окрестностях вулкана относительно равномерно, а не скопился в одном из секторов подножия вулканической постройки, как это происходило при гигантских направленных взрывах. Подобное распределение обломочного материала типично и для других вертикальных и субвертикальных взрывов.

Особенность мощных магматических фреатических взрывов в связи с их большой глубиной (до $1-1,5$ км) заключается в том, что они, по-видимому, происходят либо непосредственно над внедряющимися магматическими телами, либо даже затрагивают их верхние горизонты. В результате породы кровли и лавовые пробки разрушаются и полностью выбрасываются, обнажая магматические очаги. Вскрытие последних при резком падении литостатического давления создает благоприятные предпосылки для продолжения извержений и выброса ювенильного материала.

Кроме того, массовый вынос ювенильной пирокластики стимулируется, по предположению автора настоящей работы, своеобразным реактивным эффектом таких взрывов¹. Вероятно, в принципе каждый эруптивный аппарат при сильно заглубленной эксплозивной деятельности можно рассматривать в качестве гигантского реактивного двигателя. Причем налицо не только сходство самих систем, но и происходящих в обоих случаях процессов. Рабочим телом "вулканического реактивного двигателя" служат выбрасываемые с большой скоростью обломочный материал и магматические газы.

Известно, что тяга реактивного двигателя, т.е. сила, с которой последний воздействует на оснащенный им аппарат, определяется по формуле $P = mW + F_c(P_c - P_n)$, где m — массовый расход рабочего тела в секунду; W — скорость рабочего тела в сечении сопла; F_c — площадь выходного сечения сопла; P_c — давление газов в сечении сопла; P_n — давление окружающей среды. В рассматриваемом случае аппарат — сам вулкан, а сопло — его кратер.

При катастрофических фреатических взрывах, когда вулкан развивает мощность до $10^{22}-10^{23}$ эрг/с ($10^{12}-10^{13}$ кВт), дно эксплозивной воронки испытывает дополнительно направленную вниз кратковременную нагрузку ("реактивный импульс"), эквивалентную тяге "вулканического реактивного двигателя", измеряемую миллиардами-десятками миллиардов тонн. В случае вертикальных и субвертикальных взрывов дополнительная нагрузка примерно соответствует полной тяге, а при направленных взрывах составляет в среднем около

¹ На наличие реактивного эффекта впервые указал еще Б.И. Пийп [1956]; который допускал, что при сильных взрывах, когда вершина магматической колонны занимает высокое положение, а уровень эксплозий понижен, создается значительное реактивное давление, направленное внутрь выводного канала.

$2/3$ ее величины ($P \cdot \sin \alpha$, где α – угол наклона оси взрыва к горизонту, равный $40-60^\circ$).

Главная часть дополнительной нагрузки, по-видимому, приходится на более мобильную в целом из-за своего относительно малого сцепления со стенками вследствие пониженной вязкости и механической прочности (по сравнению с вмещающими породами) колонну магматического вещества, выполняющего подводящий канал вулкана¹. При допустимых, по современным представлениям, параметрах (длина порядка $5-20$ км, сечение вверху $0,01-0,5$ км², внизу до $1-2$ км²) объем и масса этой колонны соизмеримы с таковыми выброшенных взрывами пород.

В связи с однопорядковостью обеих масс магматическая колонна подводящего канала при прочих равных условиях должна была бы приобрести по закону сохранения количества движения такую же скорость, что и взрывные отложения. Этого, естественно, не может произойти из-за гораздо большего сопротивления среды при перемещении вещества магматической колонны. Однако в результате очень мощного реактивного импульса основание последней все равно вдавится на некоторую глубину в магматический очаг, а сама она быстро затормозится. При этом основная часть кинетической энергии перейдет в тепловую. Максимальное выделение тепла в таких условиях, очевидно, произойдет в двух местах: непосредственно на участке взаимодействия основания колонны и кровли периферического очага, а также в зоне ее контакта со стенками подводящего канала вулкана.

Поскольку вещество очага практически несжимаемо, его излишек при вдавливании в него магматической колонны подводящего канала должен внедриться во вмещающие породы в виде даек, силлов и других субинтрузивных тел. При значительных излишних объемах и недостаточно прочной кровле часть материала извергнется побочными прорывами. Результатом выделения тепла будет дополнительный нагрев находящегося в субкритическом состоянии вещества подводящего канала и периферического очага. С одной стороны, перегрев будет способствовать уменьшению вязкости магмы в зонах повышенного теплоотделения, а соответственно и ослабления сцепления пород жерла со стенками канала, с другой – может привести к вскипанию конституционной воды магматического вещества (как, например, при нагревании перлита или образовании керамзита) и многократному увеличению его объема в результате пирометаморфизма. Следствием этого процесса будет быстрый вынос на поверхность вещества из подводящего канала и верхней части периферического очага.

Выброс первой, самой крупной порции ювенильного материала в свою очередь станет стимулом к подготовке и извержению следующей порции ювенильных продуктов, но меньшего объема вследствие ослабления реактивного импульса, поскольку скорость вылета магматического вещества подводящего канала обычно не достигает взрывной. По той же причине каждая следующая порция пирокластики будет меньше по объему, чем предыдущая, вплоть до полного прекращения процесса извержения ювенильного пирокластического материала.

Таким образом, катастрофические фреатические взрывы могут, вероятно, служить как бы своеобразным спусковым механизмом для массового извержения ювенильной пирокластики – преобразованного вещества подводящих каналов вулканов и верхних частей магматических очагов. Когда в значительной мере дегазированная и потерявшая скорость последняя порция этого вещества достигает дневной поверхности, в эксплозивной воронке возникает экструзивный купол.

Возможны два главных варианта взаимодействия фреатических взрывов и глубинного магматического вещества: а) когда "возмущенное" магматическое

¹ По аналогии с плохо прижатой к плечу в момент выстрела винтовкой. В данном случае роль "винтовки" играет сравнительно малоинерционная и небольшая по массе колонна магматического вещества подводящего канала вулкана, а "стрелка" – несоизмеримо больший по массе и инерционности земной шар.

вещество извергается лишь через вершинный кратер, образованный вертикальными и наклонными взрывами; б) когда оно извергается не только из вершинного, но и побочного центров (Катмаи в 1912 г.).

Магматические и смешанные фреатические взрывы часто наблюдались в начальной стадии извержений и в районах основного вулканизма. Они происходили при извержениях, начинавшихся после длительного периода покоя после закупорки жерла; сопровождали большинство латеральных и эксцентрических извержений и рождение новых вулканов. Однако для этих районов катастрофические взрывы в современную эпоху в целом менее типичны, чем для районов кислого вулканизма. Меньше размеры кратеров, объемы и площади распространения мощных толщ взрывных отложений.

Поверхностные контактные фреатические взрывы наблюдаются, когда лавовые или пирокластические потоки перекрывают заболоченные, сильно обводненные участки, выполняют долины рек и ручьев, оказываются в пределах акватории озер или морских бассейнов. При одноактных взрывах возникают паровые воронки взрыва, при многократных, происходящих на одном месте, — формы, близкие к обычным шлаковым конусам, и маары.

Паровые воронки взрыва — наиболее типичные и распространенные образования, возникающие как при непосредственном контакте раскаленной лавы и пирокластики с водой, так и при нахождении воды на небольшой (до 1–2 м) глубине под ними. Размеры воронок сильно колеблются, изменяясь от 5–10 до 200–300 м, а глубина достигает 60–80 м. При одноактных фреатических взрывах выброшенный обломочный материал откладывается вокруг воронок в виде маломощного (десятки–сотни сантиметров) шлейфа, а кольцевой вал не образуется. Подобные валы возникают лишь в результате многократных взрывов, сила которых последовательно уменьшается.

Возникновение многочисленных бескорневых положительных форм рельефа описано С. Тораринссоном в Исландии [1970]. В озере Миватн струи водяного пара из-под лавового потока захватывали фрагменты пластичной, не успевшей застыть лавы и формировали в местах их выхода на дневную поверхность небольшие и средние по размерам шлаковые конусы. Сходное происхождение [Макдональд, 1975] имеют так называемые прибрежные шлаковые конусы в местах, где лавовые потоки при своем движении заходят в море или озеро. Вода поступает в раскаленную центральную часть потока и, превращаясь в пар, выносит наружу обломки лавы, образующие бескорневые шлаковые конусы до 800 м в поперечнике и 60 м высотой.

Контактные фреатические взрывы разной силы всегда сопровождают подводные извержения на дне озер и неглубоких частей морских бассейнов, поскольку для них здесь имеется наиболее благоприятная комбинация условий. В частности, облегчен непосредственный контакт магмы и воды, благодаря чему широкое развитие получают гидроэксплозии, подробно описанные при подводных извержениях вулканов Капелиньош и Сюртсей [Machado et. al., 1962; Thorarinson, 1970, 1967]. При соприкосновении поднимающейся магмы с водой происходили многочисленные характерные кипарисовидные взрывы. Высота выбросов газов и тефры колебалась от нескольких сот метров до 2 км.

Общей чертой гидроэксплозивных взрывов является отделение от основания эруптивной колонны концентрического быстро расширяющегося облака, нагруженного большим количеством пепла и грязи, лапилли, бомбами и крупными глыбами лавы. Это облако перемещается с огромной скоростью и напоминает ударную базисную волну, образующуюся при ядерных взрывах [Moore, 1967]. Облако уничтожает и повреждает растительность, выпахивает на склонах конусов вокруг жерла радиальные каналы, аккумулирует тефру в виде форм, похожих по внешнему облику и типу косої слоистости отложений на дюны. На удалении от эруптивного центра слоистость в толще становится близкой к горизонтальной. Для отложений типична плохая сортировка и присутствие глыб размером до 1–1,5 м. Так, по данным Г.Макдональда, при извержении вулкана Тааль на Филиппинах в 1965 г. косослоистые отложения ударной волны в 800 м от эруптивного центра имели мощность 2,5 м и содержали обломки

до 40–45 см в поперечнике, в 5 км от центра их мощность составляла более 30 см. Действие волны распространялось на расстояние порядка 5,5 км. При извержениях Анак–Кракатау (Индонезия) и Сюртсей сильные взрывы приводили к возникновению лавин из тефры, воды и водяного пара, которые скатывались вниз по склону на расстояние до 400 м.

Заглубленные контактные фреатические взрывы происходят обычно на глубине нескольких десятков метров ниже дневной поверхности (возможно, до 100–150 м) в результате массового парообразования при взаимодействии подземных вод и магматических тел. Поэтому они весьма часты на участках гидротермальной деятельности активных вулканических областей. Типичный пример – извержение на сольфаторном поле Пематанг–Бата о. Суматра. По данным Р.В. ван Беммелена и Ч. Стена, за две недели до начала извержения здесь произошло сильное землетрясение, вызвавшее образование сети трещин, по которым вода проникла до нагретого магматического тела. Более чем в 100 местах вдоль трещин произошли многочисленные взрывы. Самые мощные серии близко расположенных друг к другу взрывов образовали две котловины размерами $2 \times 2,5$ и $1 \times 0,75$ км. Было выброшено около 200 млн. м³ обломочного материала и гряды, покрывших 32,7 км² слоем мощностью до 20 м. Фреатические взрывы подобного типа многократно происходили также в пределах Флегрейских полей – одного из крупнейших районов гидротермальной деятельности в Италии, на участках современной гидротермальной деятельности в Исландии, Японии, на Камчатке и в других местах.

Наиболее распространенные разновидности магматических фреатических взрывов – первичные фреатические (по А. Ритману). Они обычны для вулканов с закупоренным жерлом, находившихся длительное время в состоянии покоя. В ходе извержений разрушаются и выбрасываются пробки, закрывающие жерла вулканов, но не происходит извержения ювенильного материала. Причиной взрывов является мгновенное выделение вулканических газов при резком возрастании их давления в канале или при растрескивании вулканических построек, приводящее к бурному газоотделению в связи с уменьшением литостатического давления в породах на глубине. По данным А. Ритмана [1964], подобные извержения отмечались на вулканах Ирасу в Коста-Рике, Адзума в Японии (1893 г.), Низирос (1888 г.) и других. В результате извержений образуются трубки прорыва: замкнутые и округлые (при вертикальных и субвертикальных взрывах), открытые и удлиненные (при направленных взрывах) кратеры до 1–1,5 км в поперечнике.

Первичные фреатические взрывы нередко наблюдались у подножий и на склонах крупных действующих вулканов, а также вне активных вулканических построек. В пределах Курило–Камчатской области подобные взрывы неоднократно отмечались при побочных извержениях Ключевской сопки, вулканов Алай и Тятя. Поперечник возникших воронок колеблется от нескольких десятков до 400–600 м (прорыв Олимпийский), а глубина от 5–10 до 300 м. Нередко отмечается цепочечное расположение взрывных воронок. Наиболее вероятно, что все они возникли при совместном прорыве на поверхность магматических газов и перегретого водяного пара. Схематично механизм их образования можно представить в следующем виде. При подъеме магматического вещества в результате куполообразующих усилий образуется система трещин, которые, с одной стороны, способствуют притоку подземных вод, а с другой – приводят к снижению общего давления в кровле пород зоны извержения. Вскипание воды и массовое отделение магматических газов приводят в итоге к мощному взрыву. Дополнительный приток воды в образовавшуюся воронку вызывает последующие менее сильные взрывы.

При фреатических подземных взрывах, сила которых недостаточна для выброса всех пород кровли над магматическим телом, магматические газы и пары воды создают в верхних горизонтах коры своеобразные трубки взрыва – диатремы. Нижняя часть трубок заполнена раздробленными, но не выброшенными на поверхность породами, а верхняя заканчивается обычной взрывной воронкой.

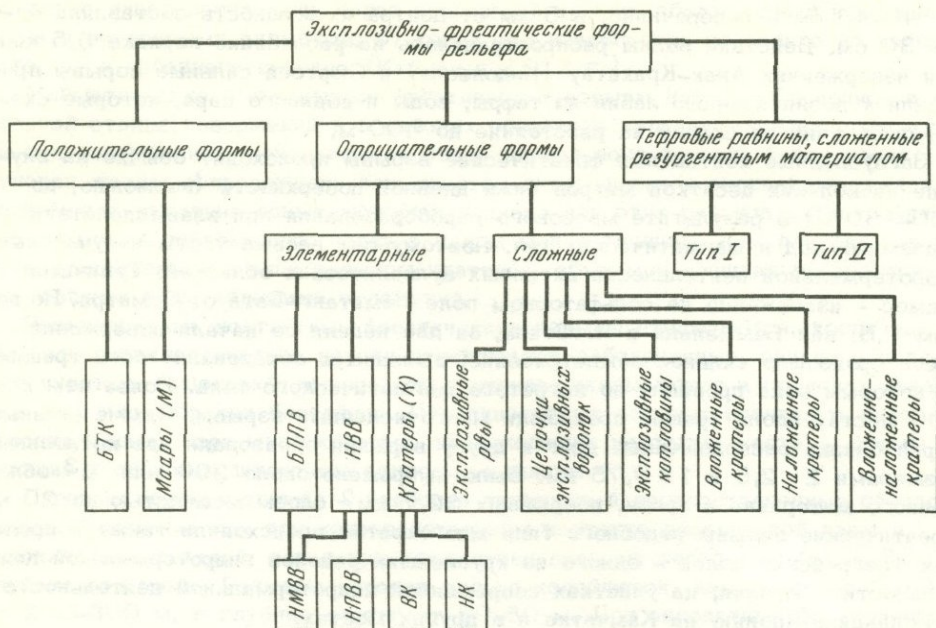


Рис. 7. Классификация эксплозивно-фреатических вулканических форм рельефа

Таким образом, эксплозивно-фреатический тип деятельности и генетически связанные с ним формы рельефа отличаются в современную эпоху большим разнообразием (рис. 7). Среди них преобладают отрицательные формы от небольших по размерам паровых воронок взрыва до гигантских кратеров диаметром 4–5 км. Несмотря на разницу в размерах и морфологии, они характеризуются мгновенностью образования: секунды – десятки секунд. Диаметр этих форм и функционально с ним связанная их глубина прежде всего определяются энергией взрывов. Очертания в плане зависят от крутизны подстилающей поверхности и угла наклона к горизонту оси взрыва. При малых уклонах поверхности и вертикальных взрывах возникают круглые формы. На крутых склонах (конусы вулканов и др.) и при направленных взрывах, ось которых ориентирована под острым углом (30–60°) к горизонту, образуются овальные формы. Вытянутость овала тем больше, чем круче подстилающая поверхность и "наклоннее" взрыв.

По механизму образования и местоположению отрицательные элементарные эксплозивно-фреатические формы рельефа закономерно подразделяются на три главные группы: 1) бескорневые паровые воронки взрыва (БПВВ), 2) нормальные воронки взрыва (НВВ) и 3) кратеры (К).

Бескорневые паровые воронки взрыва возникают при перекрытии раскаленными лавовыми и пирокластическими потоками заболоченных участков, русел рек, прибрежных частей озер и морских бассейнов, ледников, мощного снежного покрова. Поэтому они могут и не иметь прямой связи с вулканами. Среди нормальных взрывных воронок выделяются две разновидности: магматические взрывные воронки (НМВВ), образующиеся в результате избыточного давления магматических газов, и паровые взрывные воронки (НПВВ), причиной возникновения которых служит контакт раскаленной магмы с грунтовыми водами, а также с погребенным льдом и мерзлыми породами. Как правило, большинство этих форм приурочено к крупным, ранее возникшим вулканическим сооружениям. Относящиеся к обеим группам воронки взрыва обычно образованы одним взрывом. Последующие взрывы (если они бывают) по энергии на несколько порядков слабее и поэтому лишь незначительно преобразуют первичные формы. Выброса ювенильного материала не наблюдается или он извергается в незначительном количестве.

Выделение кратеров в самостоятельную группу вызвано необходимостью придать этому термину более узкий генетический смысл. Предлагается называть кратерами лишь отрицательные взрывные формы на вершинах центральных вулканов, непосредственно связанные с их главным подводным каналом. Кроме того, целесообразно разделить кратеры на две подгруппы: 1) кратеры, образованные вертикальными и субвертикальными взрывами (ВК), и 2) кратеры направленных взрывов (НК). Кратеры первой подгруппы замкнутые и округлые, второй – разомкнутые (открытые, подковообразные) и сильно вытянутые по направлению оси взрыва. Различаются они и по характеру распределения (рис. 8). Четко выраженный пик количества открытых кратеров шириной 1–2 км и их приуроченность к вулканам, сложенным кислыми и средними по химическому составу породами, указывают на большую специфичность таких кратеров как в энергетическом, так и в генетическом плане по сравнению с замкнутыми кратерами. Последние в одинаковой мере развиты на самых разнообразных по составу вулканах. Количество кратеров обратно пропорционально их диаметру.

Наряду с элементарными современная взрывно-фреатическая деятельность привела к возникновению и более сложных образований – закономерных комбинаций элементарных форм. Принципиальные схемы строения наиболее распространенных из них представлены на рис. 9. Это взрывные рвы, цепочки взрывных воронок, вложенные, наложенные и вложенно-наложенные кратеры.

Взрывные рвы образованы слившимися между собой воронками, днища которых отделены узкими крутыми перемычками. В пределах рва первичный рельеф полностью переработан. Цепочки взрывных воронок состоят из нескольких расположенных на одной линии воронок, между которыми сохранились участки первичной подстилающей поверхности. Взрывные котловины созданы при слиянии нескольких взрывных воронок, образованных сконцентрированными на небольшой площади взрывами. Вложенные кратеры возникают при резком уменьшении энергии взрывов в ходе извержения, наложенные кратеры – при миграции в плане выводного канала, вложенно-наложенные кратеры – при комбинации обеих причин. Часто наблюдаются сочетания открытых и замкнутых кратеров.

Генетически с отрицательными взрывно-фреатическими формами связано возникновение разнообразных тефровых равнин¹. При вертикальных и субвертикальных взрывах наблюдается относительно постепенное уменьшение крупности и мощности вулканокластического материала. Поэтому образующиеся равнины (тип I) имеют ровную слабо наклонную во все стороны от эруптивного центра поверхность (см. рис. 5). При наклонных направленных взрывах большая часть выброшенного материала отлагается на некотором удалении от вулкана в довольно узком (60–120°) секторе, который под действием кинетической энергии продолжает двигаться и после выпадения на землю. Поэтому равнины направленных взрывов (тип II) имеют неровную бугристую поверхность с относительными превышениями до 10–15 м, а фронтальная их часть отделена от подстилающей поверхности крутым (15–45°) уступом высотой до 40–50 м. В современную эпоху I тип равнин преобладает, а II тип имеет более ограниченное распространение и в целом занимает значительно меньшую площадь. Время образования элементарных тефровых равнин, т.е. равнин, связанных с единичным взрывом, несколько больше длительности последних и достигает нескольких минут – время, необходимое для выпадения из воздуха главной массы изверженного материала. Тефровые равнины формируются в непосредственной близости от эруптивных центров, где тефра, мощность которой измеряется метрами и десятками метров, погребает неровности подстилающего рельефа. На большом удалении от вулканов тефра форми-

¹От термина "тефра", применяемого сейчас для общего названия выброшенного и перемещенного по воздуху вулканокластического материала независимо от его состава и крупности.

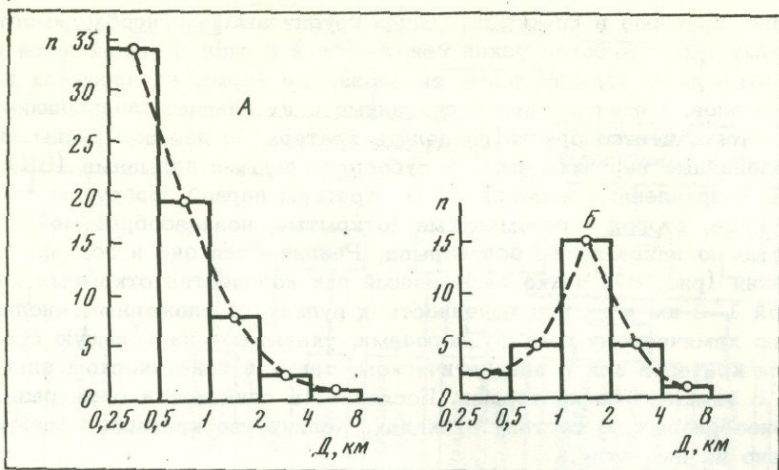


Рис. 8. Соотношение различных по размерам закрытых (А) и открытых (Б) кратеров

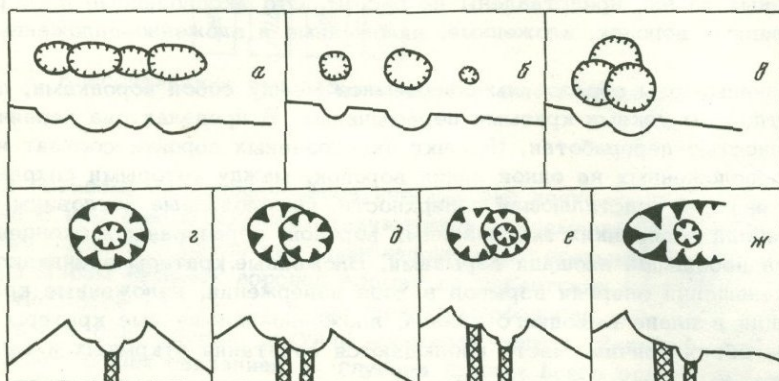


Рис. 9. Принципиальные схемы строения сложных отрицательных эксплозивно-фреатических форм рельефа

а — эксплозивные рвы; *б* — цепочки взрывных воронок; *в* — эксплозивные котловины; *г* — вложенные кратеры; *д* — наложенные кратеры; *е* — вложенно-наложенные кратеры; *ж* — одна из комбинаций открытого и вложенного закрытого кратеров

Вверху — форма в плане, внизу — поперечный профиль

рует лишь облекающий рельеф почвенно-пирокластический чехол [Мелекесцев и др., 1969].

Положительные эксплозивно-фреатические формы представлены бескорневыми тефровыми конусами (БТК) и маарами (М) с кольцевым валом. Для образования БТК необходима длительная фиксация слабых по энергии паровых взрывов в одном и том же месте. По своим размерам БТК обычно меньше нормальных тефровых конусов, которые ассоциируются с эксплозивно-пирокластической деятельностью и имеют подводящие каналы; они отличаются от них и по составу тефры, представленной главным образом обломками раздробленной лавы. Маары формируются серией взрывов, постепенно уменьшающихся по силе. Вызванное этим последовательное сокращение радиуса разброса обломков приводит к резке выраженной концентрации материала и образованию кольцевого вала вокруг эрутивного центра. Возникновение мааров нередко сопровождается извержением значительных объемов ювенильной пирокластики. Маары образуются как на крупных вулканах, так и вне их.

Эксплозивно-пирокластический тип (Б)

Эксплозивно-пирокластический тип – своеобразный тип вулканической деятельности. С одной стороны, он близок к eksploзивно-фреатическому типу, поскольку в обоих случаях движущей силой процесса служит бурное выделение магматических газов. С другой – имеет заметные отличия, так как в случае eksploзивно-пирокластического типа деятельности функции летучих более разнообразные, чем при eksploзивно-фреатическом. Энергия газов здесь используется не только для транспортировки обломочного материала по воздуху в момент выброса, но и нередко служит еще и для перемещения этого материала на большие расстояния по земной поверхности после выпадения его из воздуха, становясь причиной автоэксплозивности обломков, а также одним из факторов, вызывающих спекание и сваривание пирокластических продуктов. При этом извергаемый материал представлен главным образом ювенильным веществом, нагретым до 600–1100°C.

Имеются и другие отличия: например, сами eksploзии и агрегатное состояние извергаемого вещества. При eksploзивно-пирокластическом типе деятельности скорее наблюдается "взрыво-выдувание" (термин Б.И. Пийпа) при большой энергии процесса, или "переливание" (по А. Ритману) в ходе более слабых извержений раскаленного пирокластического материала из центров эрупции, чем настоящий eksploзивный выброс типа выстрела (взрыва), как при eksploзивно-фреатической деятельности. Само же вещество представляет собой очень подвижную взвесь небольших пластичных фрагментов стекла, обломков пород и изолированных вкрапленников в раскаленном газе.

По соотношению газовой и твердой компонент, особенностям их взаимодействия в ходе извержения, энергетическим параметрам и геолого-геоморфологическому эффекту можно выделить два подтипа eksploзивно-пирокластической деятельности: 1Б и 2Б. Первый подтип отличается от второго сравнительно небольшой интенсивностью выноса вещества, его более разнообразным химическим и агрегатным составом, а также более ограниченной ролью газовой составляющей – газы лишь выбрасывают и переносят по воздуху обломочный материал, т.е. здесь их функция в принципе такая же, как при eksploзивно-фреатической деятельности. В подтипе 2Б тесное взаимодействие газовой составляющей и других компонентов осуществляется на всех стадиях извержения и аккумуляции пирокластического материала. Кроме того, подтип 2Б характерен главным образом для кислого вулканизма, тогда как eksploзивно-фреатическая деятельность разных модификаций подтипа 1Б сопровождается многими видами современной вулканической активности. Это обусловлено физическими особенностями кислой магмы и спецификой разделения фаз в ней.

Генетически подтип 1Б чаще связан с eksploзивной деятельностью, сопровождающей образование шлаковых конусов и стратовулканов. Причиной взрывов служат газы, быстро выделяющиеся при дегазации столба магматического вещества. В зависимости от положения расплава в канале вулкана взрывы выносят либо шлаки и лавы, либо пеплы. Эксплозивная деятельность с выбросом шлаков и лавы наблюдается, когда кровля расплава находится близ устья канала [Ритман, 1964]. Обычно выброшенные взрывом первоначально раскаленные фрагменты лавы затвердевают уже при полете в воздухе, превращаясь в шлаки и пористые шлакоподобные породы. Однако при положении расплава непосредственно у устья канала обрывки лав не успевают полностью остыть и падают на склоны конусов еще в пластичном состоянии. При падении они сминаются и свариваются, образуя сварные шлаки – агглютинаты. Эксплозивная деятельность с выбросом пеплов бывает в тех случаях, когда колонна расплава в жерле вулкана перекрыта обломочным материалом.

При извержениях вулканов относительно более или менее ритмичная eksploзивная деятельность с выбросом пепла, шлаков и фрагментов лав обычно продолжается в течение многих дней, недель и месяцев, а в исключительных случаях и дольше. Так, практически непрерывная деятельность вулкана Изалько

(Сальвадор) длилась почти 200 лет. До 1850 г. взрывы повторялись через каждые 2 мин, а в 1854 г. — через каждые 8–10 мин [Реклю, 1914].

Несколько другая картина эксплозивной деятельности наблюдается при разделении газовой и жидкой фаз магматического вещества в ходе смешанных эксплозивно-эффузивных извержений. Предполагается [Ритман, 1964; Макдональд, 1975], что при медленном подъеме магматического вещества по подводящему каналу и особенно при стоянии магмы у устья жерла канала выделяющиеся при дегазации H_2 , CO , CH_4 , H_2S и другие вещества окисляются кислородом воздуха с образованием большого количества тепла. За счет этого тепла лава сильно нагревается, ее вязкость уменьшается, облегчая дальнейшую дегазацию. Подобный процесс может привести к быстрой потере магмой огромных объемов газов. Интенсивно выделяющиеся газы вызывают множество следующих друг за другом взрывов, сливающихся, по сути дела, в единый продолжительный (до нескольких суток) взрыв. Как правило, взрывы отличаются большой мощностью, в результате чего материал прямо выбрасывается ими на высоту до 2–3 км.

Последнее извержение такого рода на Камчатке — Толбачинский прорыв 1975–1976 гг. При формировании в 1975 г. Первого шлакового конуса Северного прорыва за 15 дней было выброшено не менее $0,5 \text{ км}^3$ обломочного материала [Федотов и др., 1976]. Во время непрерывной серии эксплозий материал выбрасывался на высоту более 1,5–2 км (рис. 10). Сходная картина наблюдалась и при формировании шлакового конуса Южного прорыва, хотя сила эксплозий была здесь намного меньше.

Рассмотренная разновидность эксплозивной деятельности служит главным фактором формирования шлаковых конусов и существенно пирокластических стратовулканов — наиболее распространенных из созданных в современную эпоху или растущих наземных вулканических форм рельефа. Только в пределах одной Курило-Камчатской области за последние 40 лет возникло более 20 шлаковых конусов. Поперечник их основания не превышает 1,3–1,5 км, высота — 0,3–0,35 км, а объем $0,3 \text{ км}^3$. В среднем же эти параметры значительно меньше: диаметр основания 0,2–0,3 км, высота 0,06–0,1 км, объем $0,001\text{--}0,003 \text{ км}^3$. Объем самых мелких шлаковых конусов не более $10\,000 \text{ м}^3$. Почти все конусы сформировались во время эксцентрических извержений крупных вулканов. Практически только конусы Толбачинского извержения 1975–1976 гг. можно условно связать с трещинным извержением. Время образования шлаковых конусов — от нескольких дней до 1–1,5 лет. Все они одноактны, в период своего формирования исключительно динамичны и меняют свою морфологию и размеры в связи с изменениями вулканической деятельности.

Простые формы, имеющие вид одиночного усеченного конуса с кратером на вершине (рис. 11, А), возникают в ходе извержений, когда не происходит значительных колебаний вулканической активности или миграции в плане питающего канала. Наоборот, при блуждании канала или резкой смене интенсивности выбросов образуются сложные многократерные конусы, напоминающие в миниатюре вулканы типа Сомма-Везувий. Наиболее правильные по форме конусы создаются при умеренных, чисто эксплозивных извержениях. Крутизна их склонов определяется углами естественного откоса неконсолидируемого пирокластического материала. В среднем она равна $30\text{--}35^\circ$. Если извержения сопровождаются излияниями лавовых потоков, то возникшие конусы сильно деформируются, расплзаются и часто приобретают подковообразный вид. Происходит это потому, что в ходе излияния прилегающий к бровке сектор конуса уничтожается, а отколовшиеся огромные блоки уносятся на поверхности лавового потока [Пийп, 1956; и др.]. Отличаются друг от друга конусы центральных и трещинных извержений. Последние нередко сливаются своими основаниями, образуя один вытянутый вдоль трещины шлаковый хребет с цепочкой кратеров на вершине. Выделение здесь отдельных центров весьма затруднительно, а границы между конусами условные. Особенно типичны шлаковые хребты для трещинных извержений Исландии и рифтовых зон щитовых вулканов.

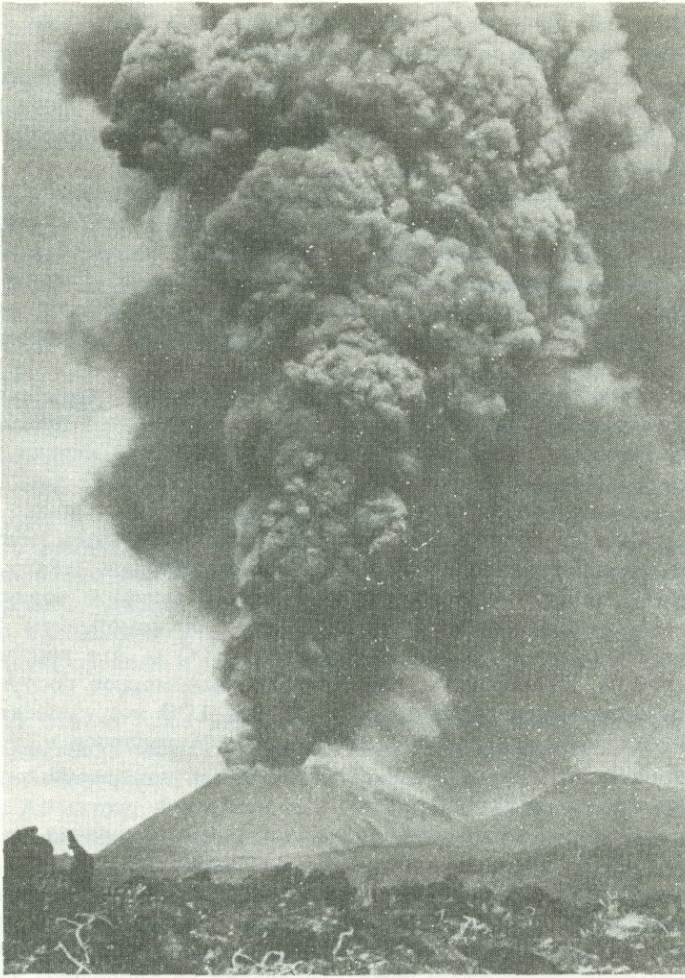


Рис. 10. Непрерывный выброс пирокластики в ходе извержения Северного прорыва Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (фото Н.А. Смелова)

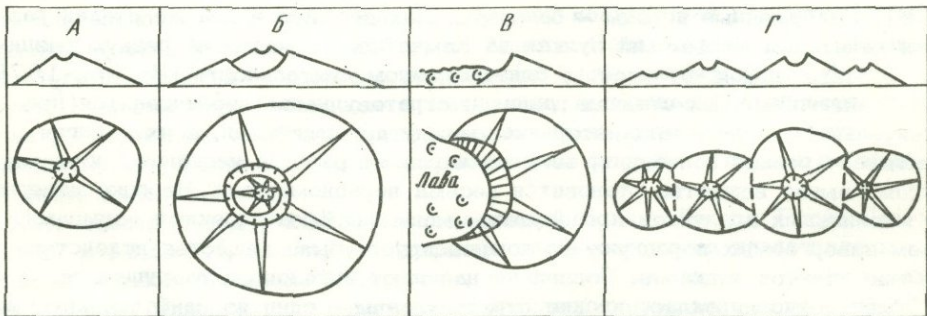


Рис. 11. Принципиальные схемы строения наиболее типичных форм шлаковых конусов. Вверху – план, внизу – поперечный профиль

Характер эксплозий оказывает большое влияние и на внутреннее строение шлаковых конусов. Так, А.Н. Сирин [1968] выделяет рыхлые шлаковые конусы, возникшие в результате чисто эксплозивных извержений и обладающие отчетливой периклинальной слоистостью, связанной с чередованием слоев различного по крупности материала, конусы с внутренним стержнем спекания и конусы с лавовым стержнем.

В отличие от шлаковых конусов, существенно пирокластические стратовулканы — многоактивные постройки, формирующиеся в течение длительного времени. Подавляющее большинство активных стратовулканов возникло в доисторическую эпоху, наблюдавшиеся примеры возникновения новых вулканов немногочисленны. Поэтому данные современных наблюдений позволяют рассматривать главным образом рост и преобразование уже существующих построек данного типа.

О закономерностях роста существенно пирокластических стратовулканов на первых стадиях развития в какой-то мере возможно судить на примере Изалько (Сальвадор). Начиная с рождения (1770 или 1793 гг.) вулкан практически не прекращал своей деятельности (до 1966 г.) около 200 лет. По большей части он выбрасывал пепел и раскаленные обрывки лав. Однако в периоды максимальной активности происходили излияния лав. Отмечалась исключительная регулярность эксплозивных выбросов: величина интервала между выбросами часто не изменялась в течение нескольких лет. С момента возникновения высота вулкана непрерывно возрастала: в 1865 г., по измерениям Зеебаха, она составляла 224 м, в конце XIX в. равнялась 800 м, а в настоящее время достигла 1000 м. Наблюдалось относительно равномерное поступление магматического материала с глубины: а за первые 100 лет существования вулкана и за весь период его жизни вынос материала равнялся в среднем $0,02 \text{ км}^3/\text{год}$ ($\sim 30 \cdot 10^6 \text{ т/год}$). Преобладающий тип изверженных пород — авгит-оливиновые базальты [Katsui, 1971].

Равномерность извержений, относительно небольшие колебания их энергии и интенсивности выноса вещества с глубины — основные типичные признаки эксплозивной деятельности существенно пирокластических стратовулканов в стадии активного роста. Так, по подсчетам автора настоящей работы, вынос глубинного вещества Ключевским вулканом — наиболее крупным в мире и одним из самых активных вулканов этого типа — составил за последние 40 лет в среднем около $0,03 \text{ км}^3/\text{год}$ ($45 \cdot 10^6 \text{ т/год}$). Общий объем извергнутых им пород оценивается в 200–250 км^3 ($400\text{--}500 \cdot 10^9 \text{ т}$). Исходя из приведенных цифр можно определить время его формирования примерно в 10 000 лет, что хорошо согласуется с оценкой возраста тефрохронологическим методом (~ 9000 лет). Вулкан характеризуется также относительной равномерностью и частотой извержений, которые в среднем повторяются через 7 лет [Пийл, 1956]. Изверженные породы — базальты. Находящийся в той же стадии развития дацитовый Карымский вулкан на Камчатке, несмотря на резкую разницу в составе пород, отличается близким типом деятельности [Иванов, 1970].

На заключительных стадиях развития стратовулканов увеличивается продолжительность временных интервалов между извержениями, а их энергия испытывает резкие колебания, изменяясь раз от раза на несколько порядков. Поэтому вынос вещества становится весьма неравномерным. Нередко извержение ювенильных продуктов предвзвешивается мощными фреатическими взрывами. Объем извергаемых пород уже не компенсирует убыль вещества вследствие размыва конусов вулканов. Последние начинают интенсивно разрушаться.

Существенно пирокластические стратовулканы — одни из наиболее крупных форм вулканического рельефа. Большинство их имеет вид слабо усеченного конуса с вогнутыми, постепенно выходящими книзу склонами. Крутизна склонов в верхней части конусов $30\text{--}35^\circ$, в средней — $15\text{--}20^\circ$, у основания, там, где начинаются аккумулятивные равнины подножий, — $8\text{--}10^\circ$. На вершинах многих вулканов располагаются кратеры и кальдеры. Крутизна склонов конусов вулканов и форма их поперечного профиля не зависят от состава пород: несмотря на значительную разницу в составе пород (от дацитов до

базальтов), существенно пирокластические стратовулканы Курило-Камчатской области по этим своим характеристикам всегда близки. Аналогичная картина наблюдается и у однотипных вулканов других вулканических областей. Морфологическое сходство вулканов обусловлено прежде всего тем, что они по большей части сложены близким по физическим константам обломочным материалом. Углы наклона первичных склонов конусов равны или близки к углам естественного откоса неконсолидированного изверженного материала. Параметры стратовулканов изменяются в широких пределах: диаметр основания от 1,5-2 до 15-20 км, относительная высота конусов от 0,5 до 3-3,5 км. В соответствии с этим велика разница и в объеме вулканических конусов: от 0,5-1 км³ у мелких форм, до 100-150 км³ у крупнейших построек. Объем изверженного материала, вынесенного в течение жизни вулканов, колеблется от 1 до 100-250 км³. В среднем же объем изверженного материала, приходящийся на один вулкан, составляет несколько десятков кубических километров. Объем изверженных продуктов также не связан с их составом.

Многие важные параметры первого подтипа эксплозивно-пирокластической деятельности, включая энергетические, обнаруживают сходство во всех регионах и мало зависят от химического состава извергаемых продуктов, но хорошо коррелируются с типом вулканических аппаратов. Максимальные интенсивность выноса вещества и мощность процесса наблюдались при извержениях стратовулканов: десятки тысяч тонн в секунду и десятки миллиардов киловатт¹. При формировании одноактных первичных вулканов и шлаковых конусов эти величины не превышали сотен тонн в секунду и сотен миллионов киловатт. Для извержений средней и малой силы интенсивность выноса вещества 1 - 10 т/с.

На второй подтип (2Б) эксплозивно-пирокластической деятельности впервые было обращено большое внимание после извержения в 1902 г. вулканов Мон-Пеле (о. Мартиника) и Суфриер (о. Сан-Винсент). Т. Андерсон, Дж. Флет и А. Лакруа, изучавшие эти извержения и их последствия, сделали несколько очень важных вулканологических наблюдений и выводов. А. Лакруа [Lacroix, 1904, с. 350] был введен термин "палящая туча". Он выделил в описываемом явлении две части: поднимающееся вверх и быстро движущееся по горизонтали раскаленное облако и перемешающуюся раскаленную богатую газом обломочную часть в основании. Т. Андерсоном и Дж. Флетом [Anderson, Flet, 1903] было сделано первое уникальное визуальное описание раскаленной лавины в основании палящей тучи, связанной с одним из постмаксимальных выбросов Мон-Пеле, а также самой палящей тучи. Пирокластические отложения извержений вулканов Мон-Пеле и Суфриер известны сейчас под названием туфов Пеле. Они представлены несортированной обломочной толщей, состоящей из глыб, щебня и гравия с заполнителем из песчаных и пелитовых частиц.

Дополнительные сведения об эксплозивно-пирокластическом типе вулканической деятельности были получены при изучении последствий грандиозного извержения вулкана Катмай в 1912 г. на Аляске. Одна из главных особенностей этого извержения - выброс огромного (по разным оценкам, от 4 до 29 км³) объема пирокластического материала, выполнившего ряд окрестных долин рек и ручьев. Наиболее крупная из них была названа Р.Ф. Григгсом Долиной Десяти Тысяч Дымов из-за обилия там фумарол в период наблюдений (лето 1916 г.).

К.Н. Феннер [Fenner, 1923], исследовавший Долину Десяти Тысяч Дымов в 1919 и 1923 гг., нашел, что развитые здесь отложения представлены главным образом песчаным материалом, состоящим из осколков риолитового стекла и кристаллов с включениями многочисленных рассеянных по всей толще фрагментов пемзы. Он пришел к выводу, что выполнявший Долину материал обладал большей подвижностью и при своем движении перекрыл более древние

¹ В соответствии с современными представлениями [Yokoyama, 1956; Ковалев, 1971; Влодавец, 1973; и др.]; при оценке мощности принято, что андезиты выносят 350, базальты 400 кал/г тепла.

аллювиальные и ледниковые образования. После прекращения движения поверхность отложений приобрела облик слабо наклонной равнины. Феннер назвал эти отложения "песчаным потоком" и сделал вывод, что он сформирован примерно таким же образом, как и раскаленные лавины Мон-Пеле во время извержения 1902 г. Однако Феннер при объяснении механизма движения потока пришел к заключению, что просто гравитация и сильный первичный взрыв не могут объяснить его распространение. Поэтому он высказал предположение об "автоэксплозивности" отложений потока [Fenner, 1923, с. 74].

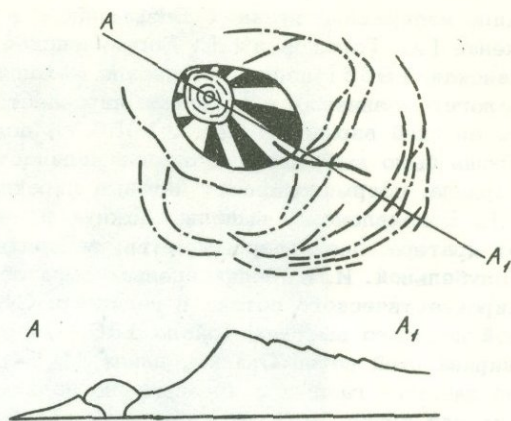
Анализ материалов предшествующих исследователей [Griggs, 1917, 1918; Fenner, 1923; Williams, 1941; Bordet et al., 1963; и др.] и данные проведенного автором дешифрирования аэрофотоснимков на район Катмаи позволяют предполагать, что извержение вулкана Катмаи в 1912 г. отличалось большой сложностью. Отчетливо распознаются два пространственно разобщенных центра эрупции: вершинная часть вулкана Катмаи и район верховьев Долины Десяти Тысяч Дымов, где сейчас располагается экструзивный купол Новарупта. Двумя первыми субвертикальными взрывами был образован кратер на вершине вулкана Катмаи (см. выше), откуда начался выброс ювенильного пирокластического материала, однако его объем по имеющимся данным определить нельзя. Третий сильный взрыв произошел, по-видимому, в верховьях Долины. Вслед за ним из многочисленных трещин последовало извержение огромных объемов богатой газом риолитовой пирокластики. Следы этих трещин хорошо видны на аэрофотоснимках. Вероятно, один из наиболее мощных центров выброса пирокластики располагался в районе Новарупты, где возникло округлое в плане куполовидное поднятие фундамента диаметром около 3-4 км. На одной из конечных стадий центральная часть поднятия была уничтожена сильным взрывом, сформировавшим кратер размером 1,7 × 2 км, на дне которого вырос лепешкообразный экструзивный купол Новарупта. В конце извержения куполовидное поднятие частично опустилось и было разбито сложной системой кольцевых разломов (рис. 12).

Главная масса богатой газом риолитовой пирокластики из обоих центров устремилась в район современной Долины Десяти Тысяч Дымов, дав начало пирокластическому потоку длиной 23 км и мощностью до 350 м. Вначале отложившийся материал был очень рыхлым, так как на снимках видно, что к моменту аэрофотосъемки (1947 г.) он уплотнился примерно на 1/3 первоначальной мощности. Выброс пирокластики из трещин и приуроченных к ним аппаратов центрального типа происходил по крайней мере на высоту нескольких километров, поскольку некоторые пирокластические потоки отделены от предполагаемых центров извержения высокими водоразделами. Судя по имеющимся материалам, объем ювенильной пирокластики реально оценить в 15-16 км³. С учетом резургентного материала общий объем пород, выброшенных при извержении, равен, по-видимому, 18-20 км³. По оценке американского геолога Мартина, этот объем близок к объему тефры (около 19,5 км³).

Таким образом, при извержении вулкана Катмаи наблюдались как эксплозивно-фреатический тип вулканической деятельности, так и эксплозивно-пирокластический.

Не исключено поэтому, что главной причиной, спровоцировавшей массовое извержение ювенильной пирокластики из обоих центров, послужил мощный "реактивный импульс" от катастрофических вершинных взрывов на вулкане Катмаи. Величину этого импульса возможно оценить по характеристикам взрывов в 8-9 · 10⁹ т. При воздействии на подводящий канал (допускается, что верхний диаметр колонны 0,5 км, нижний 1 км, объем 3,5 км³, вес 9 · 10⁹ т) такая направленная вниз дополнительная нагрузка должна с большой силой вдавить его в магматическую камеру. Вероятными результатами могли быть: быстрый нагрев магматического вещества зоны контакта (0,5 км³) на 100-200°С, вскипание в нем конституционной воды, выброс на поверхность пород всей колонны подводящего канала, а также вытеснение магмы на периферию. Подъем последней к поверхности привел к образованию куполовидного вздутия фундамента в верховье Долины. А возникшая при взрыве центральной части

Рис. 12. Куполовидное поднятие в районе экструзивного купола Новарупта, возникшее во время извержения вулкана Катмаи в 1912 г. Вверху — план, внизу — поперечный профиль



эксплозивная воронка послужила еще одним центром извержения ювенильного материала.

Рассмотренный механизм позволяет объяснить не только наблюдавшуюся последовательность событий, но и ряд важных особенностей самой пироклаستي-ки: обилие выделяющихся из нее на поверхности газов, автоэксплозивность, способность к быстрому перемещению по земле после выпадения из воздуха. Дело в том, что при подобном механизме ювенильная пирокластика в значительной мере возникает за счет соответствующего преобразования на поверхности механически вытолкнутых с глубины и практически не дегазированных, но богатых летучими пород подводящего канала. И только в заключительную фазу извержения, по-видимому, выбрасывается вспененное пемзовидное вещество зоны взаимодействия основания подводящего канала и периферической части магматической камеры. Мгновенно оказавшись в условиях резко пониженных по сравнению с глубинными температур и давлений, изверженный материал начинает интенсивно видоизменяться, приспособляясь к новой среде, с бурным выделением газов. В итоге материал в результате массовой дезинтеграции уже на поверхности земли превращается в раскаленную, очень подвижную "суспензию", где каждая частица окружена газовой оболочкой, отделяющей обломки друг от друга и способствующей многократному уменьшению сил трения между ними. В этом заключается одно из коренных отличий ювенильной пирокластики второго подтипа explosively-pyroclastic деятельности от таковой первого подтипа. Последняя, вероятно, по большей части дегазируется еще на некоторой глубине в подводящем канале вулкана или в воздухе сразу после выброса, а поэтому после выпадения на землю уже неспособна к значительному горизонтальному перемещению.

Рассмотренное извержение Катмаи — единственное из современных извержений, в пирокластических отложениях которого наблюдается слабое спекание [Bordet et al., 1963]. Это позволяет предполагать, что спекшиеся туфы и игнимбриты более древних извержений отложены в сходных условиях. Однако механизм подобного спекания не выяснен.

В Курило-Камчатской области explosively-pyroclastic тип деятельности, сопровождающийся возникновением пирокластических потоков, — также весьма распространенное явление. Подобные извержения неоднократно происходили на вулканах Севергина, Сарычева, Авачинский, Шивелуч, Безымянный и других. На них впервые обратил внимание Б.И. Пийп [1946, 1956], изучавший извержения вулканов Авачинской и Ключевской групп на Камчатке. Он ввел понятие агломератовый поток, обозначив этим термином раскаленный, грубообломочный материал, выбрасываемый из кратера вулкана в период поступления туда вещества с низким газовым давлением и скатывающийся по склонам в условиях недостатка влаги.

Главным же толчком к детальному изучению explosively-pyroclastic типа деятельности и ассоциирующихся с ним пирокластических потоков послу-

жило извержение вулкана Безымянный в 1955–1956 гг. Наблюдавшие извержение Г.С. Горшков и Г.Е. Богоявленская [Горшков, 1957; Горшков, Богоявленская, 1965] подробно описали механизм формирования, отложения и морфологию возникших в то время пирокластических потоков. Кульминацией был гигантский взрыв 30 марта 1956 г., вслед за которым через образовавшуюся брешь было выброшено огромное количество богатого газом ювенильного материала, сформировавшего мощный пирокластический поток длиной до 18 км. Г.Е. Богоявленская выделяет южную и центральную ветви, слившиеся в 8 км от кратера, две северные ветви, заполнившие долины сухих рек Лагерной и Голубельной. И.В. Мелекесцевым была обнаружена, кроме того, узкая ветвь пирокластического потока в долине р. Сухой Зимина, отделенная от центральной довольно высоким (около 150 м) гребнем древних пород. Максимальная ширина этой ветви 0,3 км, длина 10,5–11,0 км. Материал потока был обильно насыщен газами и чрезвычайно подвижен, поэтому он не накапливался на склонах круче $2-3^{\circ}$. Эти признаки приближают агломератовый поток вулкана Безымянного к типичным пирокластическими потоками других вулканических областей.

Отложения потока, очень рыхлые в момент образования, сейчас представлены слабо уплотненным материалом светло-серого цвета. Толща лишена слоистости, обломочный материал в ней распределен беспорядочно (рис. 13). Количество крупных обломков (> 2 см в поперечнике) в среднем около 30–35%. Размер обломков не превышает, как правило, 0,5–0,6 м, хотя изредка наблюдались глыбы до 1–1,5 м в поперечнике. Обломки в большинстве оглажены, средняя округленность их 1,90. Оглаженность обломков обусловлена, с одной стороны, сравнительной хрупкостью материала пирокластического потока, с другой — их пластичностью в момент извержения, в результате чего они “обминаются” при транспортировке. Заполнитель, составляющий около 70% объема породы, представлен в основном песком (75,7%) при содержании алеврита 16,8% и пелита 7,4%. Таким образом, заполнитель отложений пирокластического потока гораздо более песчанистый, чем отложения направленного взрыва того же извержения. Коэффициент сортировки для заполнителя составляет 0,37. По данным Г.Е. Богоявленской [1960], в толще преобладают обломки свежих, светло-серых и зеленовато-светло-серых роговообманково-пироксеновых андезитов с содержанием SiO_2 58,80–61,15%. Породы старой постройки Безымянного встречаются редко и составляют единицы процентов. Этот “посторонний” материал, по-видимому, захватывался с подстилающей поверхностью движущимся пирокластическим потоком.

Для ориентированных образцов ювенильного материала пирокластического потока О.М. Альповой были определены векторы естественной остаточной намагниченности. При нанесении на равноплощадную проекционную сетку Шмидта обнаружилась присущая им высокая кучность, что свидетельствует о достаточно высокой температуре потока в момент его отложения: выше точки Кюри (около 300°C) для ферромагнитных минералов андезитов.

Мощность отложений центральной ветви пирокластического потока составляет в среднем 20–25 м, максимум — до 35–40 м, в долинах рек Сухая Зимина, Лагерная, Голубельная — 10–15 м. По классификации Е.Ф. Малеева [1963], его отложения следует называть вулканическим агломератом, а с учетом наиболее крупных обломков — глыбовым вулканическим агломератом. Общий объем пород пирокластического потока, по оценке И.В. Мелекесцева, 0,5–0,7 км³.

Поверхность потока представляет пологопадающую от вулкана равнину (см. рис. 3). Широким развитием в ее пределах пользуются узкие, извилистые в плане, вытянутые по падению равнины валы и ложбины с относительными превышениями 1–2 м. Одни из них первичные, возникшие в период движения самого потока, другие связаны с деятельностью размывающих его поверхностных водотоков. В целом для первичной (до размыва) поверхности пирокластического потока характерно специфическое чешуйчатое строение, где каждая “чешуя” — отдельная микропорция изверженной пирокластики. В местах резких

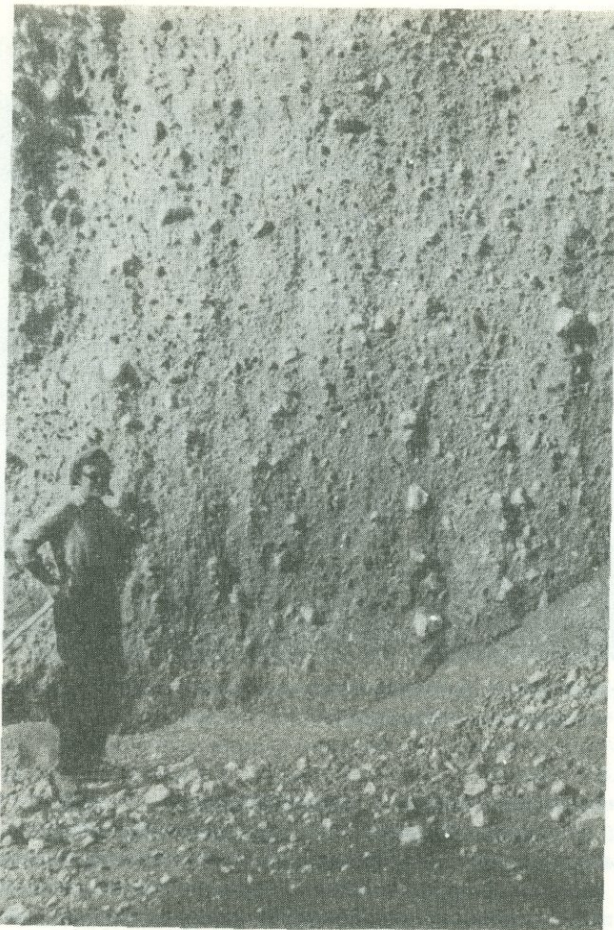


Рис. 13. Характерный облик отложений агломератового пирокластического потока вулкана Безымянного

поворотов пирокластического потока наблюдается четкий наклон равнины в направлении, перпендикулярном к оси движения потока, что обусловлено большой скоростью его перемещения. Аналогичное строение поверхности (рис. 14) имеет и детально изученная Т.С. Краевой [1977] и автором настоящей работы равнина пирокластических потоков вулкана Шивелуч, возникшая в 1964 г.

Как и на Катмаи на вулканах Безымянный и Шивелуч своеобразным спусковым механизмом для массового выброса ювенильной пирокластики также, по-видимому, послужил "реактивный импульс" от предваряющих катастрофических взрывов (см. выше). Для Шивелуча хорошее совпадение получается, если допустить, что подводящий канал имеет форму цилиндра диаметром 0,3 км и длиной 6 км. Последняя цифра взята по результатам геофизических исследований [Токарев, 1967].

На примере пирокластических потоков, связанных с современными извержениями, оказалось возможным выявить типичные черты механизма и скорости формирования, особенности строения, вещественного состава и транспортировки отложений, морфологии поверхности, общие для всех этих образований. К ним относятся: 1) извержение пирокластического материала мощными взрыво-выдуваниями, способными выбрасывать его на расстояние до 5-10 км через хребты высотой в несколько сот метров; 2) сильная газонасыщенность пирокластики и как следствие этого очень большая ее подвижность (выпавшая из воздуха пирокластика скатывается со склонов круче $2-3^{\circ}$); 3) скопление



Рис. 14. Поверхность равнины агломератового пирокластического потока вулкана Шивелуч (фото Т.С. Краевой)

материала в понижениях рельефа и его движение вдоль них со скоростью до 100–150 км/ч; его автоэксплозивность выступает как фактор, способствующий легкости перемещения материала; 4) быстрота формирования равнин пирокластических потоков (десятки минут – десятки часов) при исключительно высокой интенсивности подачи пирокластического материала (возможно, до 0,5–1 км³/ч или более); 5) слабо наклонная первичная поверхность с характерным "чешуйчатым" микрорельефом; 6) отсутствие сортировки отложений на всем протяжении пирокластических потоков; 7) уплотнение на 1/4–1/3 первоначальной мощности материала после его отложения. Однако при формировании конкретных пирокластических потоков могут наблюдаться существенные отличия в типе эруптивных центров (кратер, трещина, комбинация этих форм), направлении выбросов материала (вертикально вверх или под острым углом к горизонту), энергии извержений, объеме, вещественном составе и температуре пирокластики.

Обращает внимание близкая интенсивность выноса ювенильного вещества при крупнейших современных эксплозивно-пирокластических извержениях независимо от их длительности и состава материала. Так, при извержении Катмаи за 20 ч было выброшено 10–12 км³ пирокластики, Безымянного – 0,5–0,7 км³ за 1–1,5 ч, Шивелуча – 0,3–0,5 км³ за 0,5–1 ч. Эта интенсивность, максимальная для современных условий, по-видимому, определяется энергетическими возможностями исходного магматического вещества – источника ювенильной пирокластики и величиной напряжений в земной коре вулканических областей, от которой зависит предельно допустимый сейчас уровень накопления энергии. Интересно и то, что мощность вулканов во время извержения ювенильной пирокластики (порядка 2–3·10¹¹ кВт) всего примерно в 10 раз меньше мощности тех же вулканов в моменты предшествующих кульминационных взрывов (порядка 2–5·10¹² кВт), несмотря на кажущуюся несоизмеримость этих явлений.

Максимальная интенсивность выноса вещества для подтипа 2Б эксплозивно-пирокластической деятельности по крайней мере в 100 раз превышает такую подтипа 1Б. А максимальная ее величина совпадает с максимальной ин-

тенсивностью выноса вещества подтипа 1Б, который вообще не имеет отчетливо выраженного минимума. В этом заключается еще одно существенное различие подтипов 1Б и 2Б взрывно-пирокластической деятельности.

Установление диагностических критериев пирокластических потоков позволило автору [Мелекесцев, 1967] выявить большое количество подобных образований и для более древних периодов вулканической активности на Камчатке и Курильских островах. Аналогичным образом установлено весьма широкое распространение взрывно-пирокластической деятельности в течение исторической и доисторической эпох во многих вулканических областях.

При извержении больших объемов ювенильного пирокластического материала на месте центров эрупции нередко образуются крупные кальдеры обрушения типа Кракатау. Самая крупная из них — Санторин в Эгейском море площадью 83 км^2 , возникшая около 1400 г. до н.э. [Нинкович, Хейзен, 1969]. При ее образовании выброшено около 71 км^3 материала, а общая энергия извержения оценивается в $0,75 \cdot 10^{27}$ эрг [Hedervari, 1968]. В 1883 г. создана кальдера Кракатау площадью 23 км^2 , когда в результате гигантского трехдневного извержения было выброшено около 18 км^3 пирокластики [Williams, 1941]. Опускание захватило значительную часть дна кальдеры Аскья в Индии, когда в 1875 г. там произошло извержение 2 км^3 пемз. Впоследствии здесь возникло глубокое озеро.

Генетически к пирокластическим потокам близки раскаленные лавины типа Пеле, Мерапи и Суфриер (по Г.С. Горшкову). Р.Л. Смит [1963] утверждает, что между типичными пирокластическими потоками (потоками вулканического пепла) и раскаленными лавинами, сопровождающимися палящими тучами, наблюдаются постепенные переходы. Раскаленные лавины служат средством транспортировки изверженных пород, отлагая их в виде пирокластического материала, содержащего горячие и выделяющие газ обломки. Палящая туча, следующая за раскаленной лавиной, может отделяться от нее и нести значительное количество твердого материала. Р. ван Беммелен [1957] пришел к выводу о зависимости характера извержения от объема изверженного материала. Им показано, что для небольших лавин обычны лишь тучи пыли, тогда как лавины с объемом материала более 1000 м^3 всегда сопровождаются палящими тучами. Сами лавины идут вдоль отрицательных форм рельефа, а палящие тучи могут выходить из долин и существовать на коротких расстояниях независимо от лавин. Впервые на это обратили внимание еще Андерсон и Флет, которые непосредственно наблюдали, как палящая туча шириной 3 км и высотой 1,5 км, сопровождавшая раскаленную лавину одного выбросов Мон-Пеле 9 июля 1901 г., прошла еще некоторое расстояние над морем, прежде чем распалась [Макдональд, 1975].

Еще одним дополнительным фактором, помимо автоэкссплозивности, способствующей быстрому движению раскаленных лавин, служит проникновение воздуха под надвигающуюся лавину [McTaggart, 1960], что способствует движению последней как бы на воздушной подушке. Обломочный материал лавин иногда настолько бывает насыщен газами, что их выделение наблюдается и после остановки лавин, а отдельные глыбы даже взрываются.

На Камчатке раскаленные лавины изучены во время извержений вулкана Безымянного, происшедших после 1956 г. на экструзивном куполе Новом. И.В. Мелекесцевым и Т.С. Краевой установлено, что в результате неоднократного схода лавин у подножия купола сформировалась наклонная равнина, тянущаяся до пирокластического потока 1956 г. Угол наклона равнины в среднем $3-5^\circ$, непосредственно у подножья купола — до $7-8^\circ$. Как правило, раскаленные лавины двигались бесшумно с интенсивным выделением газов, поднимающихся над быстро несущимся раскаленным материалом. Движение лавин целиком контролировалось отрицательными формами рельефа. Длина наиболее крупных лавин не превышала 4 км, ширина — $0,2-0,3$ км. В среднем же их размеры были значительно меньше. Отложения лавин во многом напоминают таковые пирокластических потоков: они пестры по механическому составу, лишены слоистости, однородны петрографически. Отличительная их черта —

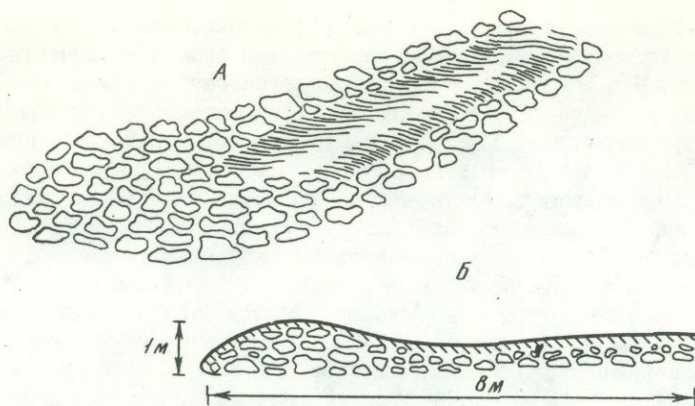


Рис. 15. Окончание одной из раскаленных лавин с купола Новый на вулкане Безымянном (по Т.С. Краевой)

А - вид в перспективе; В - в поперечном разрезе

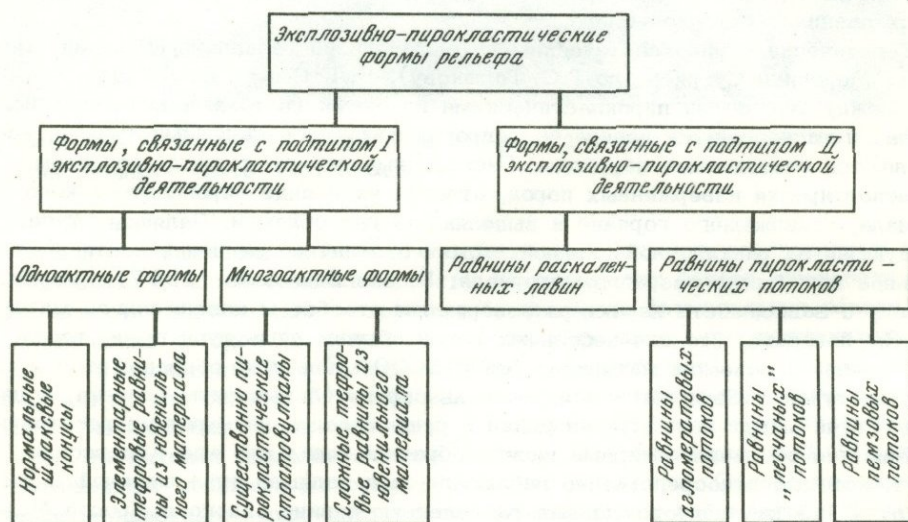


Рис. 16. Классификация вулканических форм рельефа, ассоциирующихся с эксплозивно-пирокластическим типом деятельности

своеобразная сортировка материала по крупности: после прохождения лавин по бокам оставленных ими полос отложений возникают валики (рис. 15) высотой до 0,5–1 м. Валики образуются из прекративших свое движение и отодвинутых в стороны крупных обломков. Заполнитель отложений раскаленных лавин содержит по сравнению с пирокластическим потоком 1956 г. значительно больше алеврита и пелита. Возможно, что это обусловлено более сильным истиранием обломков при транспортировке. Максимальная мощность отложений крупных раскаленных лавин не превышает нескольких метров. Обычно же она измеряется десятками сантиметров. Несмотря на это, среди обломков могут встречаться отдельные глыбы и блоки объемом до 10 м³.

В современную эпоху второй подтип эксплозивно-пирокластической деятельности менее типичен, чем первый, и целиком связан с кислым вулканизмом. Не столь разнообразны и ассоциирующиеся с ним формы рельефа. Помимо образований, связанных раскаленными лавинами, они представлены различающимися друг от друга по материалу и размерам равнинами пирокластических потоков (рис. 16). Шире других распространены равнины агломератовых пи-

рокластических потоков, сложенные пористыми андезитами и андезито-дацитами. В Курило-Камчатской области — пироксеновыми и роговообманковыми андезитами: вулканы Шивелуч, 1854 и 1964 гг.; Безымянный, 1956 г.; Севергина, 1933 г. На втором месте — равнины агломератовых пемзовых пирокластических потоков, в целом более кислые по составу (дацитовые, риодацитовые) и несколько большие по площади. На третьем — равнины пирокластических потоков, сложенные по преимуществу песчаным и пылеватым материалом (Катмай, 1912 г.), максимальные по площади и самые кислые по составу.

Отличительными чертами explosивно-пирокластического типа деятельности современной эпохи (и голоцена в целом) являются: 1) отсутствие игнибрированных пирокластических покровов и вообще сильно- и среднеспекшегося материала, хотя слабые признаки спекания в отдельных случаях и имеются; 2) относительно небольшие по сравнению с предшествующими эталами размеры равнин пирокластических потоков и объемы слагающего их материала; 3) извержение пирокластике преимущественно аппаратами центрального типа. Все это с большей вероятностью указывает на небольшую глубину и сравнительно малый объем магматических очагов, с которыми сейчас связан рассматриваемый тип деятельности.

Эффузивный тип (В)

Эффузивный тип вулканической деятельности наиболее распространен в современную эпоху. Эффузивная деятельность отличается разнообразием состава извергаемых продуктов, скоростью их выноса из глубин Земли, масштабом, а также разнообразием физико-географических условий и геодинамических обстановок проявления. Благодаря относительной доступности для наблюдения детально изучены практически все виды современных эффузий, за исключением глубоководных. Материалы исследований изложены в многочисленных публикациях, включая крупные сводки [Реклю, 1914; Тиррель, 1934; Влодавек, 1940; Пийп, 1956; Шукин, 1960; Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975; Cotton, 1952; Thorarinsson, 1967, 1970; Macdonald, 1970; и др.]. Поэтому в настоящем разделе эффузивная деятельность и созданные ею формы рельефа будут рассмотрены в краткой форме, с упором на геоморфологический аспект проблемы.

Особенности рельефообразующей деятельности эффузий обусловлены способностью к заметному при прямых наблюдениях (в масштабе времени $1-n \cdot 10^6$ с) течению расплава по земной поверхности вследствие его относительно небольшой вязкости: в природной обстановке вязкость лав движущихся потоков колеблется от $2 \cdot 10^3$ до $1 \cdot 10^{12}$ П [Макдональд, 1975]. Она зависит от химического состава лав, объема и состояния содержащихся в них газов, количества переносимых лавой твердых включений и ее температуры.

Чем больше в магме кремния, тем (при прочих равных условиях) она более вязкая. Причина этого — образование в богатых кремнием расплавах цепочек и каркасов из кремнекислородных тетраэдров, которые стремятся придать магме свойства твердого тела, затрудняя ее течение. В богатых основаниями базальтовых и андезито-базальтовых расплавах свободные валентности большинства кремнекислородных тетраэдров замещаются атомами железа и магния. Поэтому в основных лавах связь тетраэдров между собой ограничена, чем и объясняется их большая подвижность по сравнению с кислыми. Твердые включения в лаве увеличивают ее реальную вязкость, так как они способствуют увеличению трения при течении вязкой жидкости. Соответственно, чем больше твердых включений в лаве, тем она менее подвижна. Роль газовой составляющей двоякая. Растворенный или присутствующий в небольшом количестве в расплаве газ в виде пузырьков уменьшает его вязкость. Большое количество пузырьков газа, наоборот, увеличивает вязкость расплава. Однако главный фактор, влияющий на вязкость, — температура расплава. Повышение темпера-

туры всегда приводит к снижению его вязкости, понижение — к увеличению. Способность лавовых потоков к движению и их скорость зависят от уклонов подстилающей поверхности. Чем круче склоны, тем более вязкие лавы могут по ним двигаться и тем выше скорость движения при равной вязкости потоков.

В современную эпоху в наземных условиях большинство эффузивных извержений было приурочено к уже существовавшим крупным вулканическим сооружениям разного типа. Первичные эффузивные извержения вне таких построек редки. Наиболее часто эффузивная деятельность наблюдалась при терминальных и эксцентрических извержениях щитовых вулканов гавайского и исландского типа и стратовулканов, реже — в кальдерах и при формировании экструзивных куполов.

Типичная форма эффузивной деятельности на вулканах центрального типа при терминальных извержениях — деятельность лавового озера. Наиболее яркий пример этого — лавовое озеро Халемаумау на вулкане Килауэа. Оно располагается в крупной (4×4) кальдере с круглыми ступенчатыми склонами сотни лет, временами ненадолго исчезая. Высота поверхности озера и объем лавы в нем меняется год от года, в результате оно то занимает всю полость кальдеры, то ее часть. Обычно лава находится на 200–300 м ниже бровки уступа кальдеры, а поверхность озера покрыта потрескавшейся твердой или пластичной коркой. В ходе извержения по мере подъема уровня озера твердая корка постепенно исчезает в связи с нагревом лавы за счет тепла, выделяемого при экзотермических реакциях части магматических газов с кислородом воздуха. Вязкость лавы уменьшается, облегчая дальнейшую дегазацию и нагрев все больших объемов магмы. Из-за интенсивной дегазации и конвекции лава в озере находится в постоянном движении, над поверхностью его поднимаются лавовые фонтаны высотой до 10–20 м, особенно многочисленные над подводющим каналом. При проплавлении стенок кальдеры и их растрескивании в результате общего подъема и растяжения вулканической постройки в ходе извержения [Decker et al., 1969] лава по образовавшимся трещинам вытекает наружу. Как правило, она бедна газом, имеет высокую температуру и подвижность вследствие малой вязкости (10^3 – 10^4 П). Потоки движутся со скоростью до 30–40 км/ч, имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 3–4 м и длину до 40–60 км. Они могут распространяться на больших площадях даже при уклонах, не превышающих 2–3°.

Иногда лава из озера спускается через огромные трещины на склонах вулкана, как в 1840 г., когда сначала кальдера оказалась заполненной лавой доверху, а затем после излияния из гигантской трещины на склоне лавы, образовавшей поток длиной 60 км и шириной до 25 км, опустошилась [Dana, 1891]. Кальдера оставалась пустой еще некоторое время после извержения, а потом снова стала заполняться лавой. В связи с оттоком лавы каждое такое извержение сопровождается значительной перестройкой полости кальдеры. Происходят дополнительные провалы и просадки на дне кальдеры и обрушение ее склонов.

При спуске аккумулятивной лавы в озерах горячей и очень подвижной лавы наблюдаются максимальные для эффузивного типа расходы магматического вещества, достигающие 5000–6000 м³/с. Так, на вулкане Нирагонго в 1977 г. за 1 ч излилось около 20 млн. м³ лавы (5600 м³/с). Это в несколько раз больше максимальных расходов лавы, когда она непосредственно поступает с глубины, даже у катастрофических трещинных извержений типа Лака.

При застывании лавовых озер непосредственно в кратерах и кальдерах на их дне возникают разнообразные по морфологии лавовые равнины, в том числе ступенчатые, если такие озера существовали неоднократно, а очертания последних по каким-либо причинам (уменьшение масштабов вылавок, появление новых эруптивных центров и т.д.) изменялись.

Лавовые озера в современную эпоху типичны преимущественно для базальтовых вулканов. Кроме Килауэа они есть на вулканах Мауна-Лоа, Мазайя (Никарагуа), Ньямлагира и Нирагонго (Африка), Плоском Толбачике (Камчат-

ка), Матавану (о-ва Самоа). Но лавовые озера существовали и на вулканах другого состава: Везувии, Стромболи [Тазиев, 1961; Ритман, 1964].

Однако чаще излияния лавовых потоков при терминальных извержениях происходят без образования в кратерах постоянных лавовых озер. При относительно малой интенсивности поступления вещества к жерлу вулкана магма в верхней части подводящего канала успевает сильно дегазироваться и нагреваться за счет экзотермических реакций выделяющихся газов. В результате происходят медленные терминальные и субтерминальные эффузии (в понимании А. Ритмана). Потоки этих излияний имеют высокую температуру, бедны газом и отличаются высокой подвижностью. Они быстро теряют скорость и покрываются твердой коркой уже на небольшом расстоянии от бокки. Дальнейшее движение под коркой происходит в туннелях. При высоком гидростатическом давлении на крутых склонах корка может разрываться, из трещин выжимается вязкая кашеобразная масса. На более пологих склонах образуются бескорневые излившиеся куполы.

Сходными признаками обладают и медленные эксцентрические излияния на склонах вулканов, хотя их интенсивность обычно выше, чем у терминальных эффузий: извержение 1955 г. в восточном рифте Килауэа [Макдональд; 1975; Macdonald, 1959]. В течение трех месяцев вдоль рифтовой зоны длиной около 5,5 км возникло множество прорывов, давших несколько лавовых потоков длиной до 6–6,5 км. Всего излилось 0,12 км³ лавы, максимальный расход достигал 120 м³/с. Лавовые потоки двигались со скоростью до 45 км/ч.

Последним примером такого типа извержения на Камчатке может служить Южный прорыв Толбачинского извержения, начавшегося в июле 1975 г. Южный прорыв возник в сентябре 1975 г. Картина начала формирования Южного прорыва практически не отличалась от таковой предыдущего извержения. Однако по своим геолого-геоморфологическим последствиям оно имеет значительные отличия. Во-первых, на месте эффузивного центра почти сразу возник крупный шлаковый конус высотой до 140–150 м и диаметром 500 м (рис. 17). После образования конуса лавовые излияния продолжались из мигрирующих бокк у его подножия. Во-вторых, извержение Южного прорыва шло больше года (до середины декабря 1976 г.). За время извержения излито около 0,9 км³ базальтовой лавы, сформировавшей лавовую равнину площадью 36 км². В-третьих, лавы Южного прорыва более вязкие, а скорость движения лавовых речек не превышала 10 км/ч [Федотов и др., 1976].

Максимальный расход лавы, поступающей непосредственно с глубины, в современную эпоху отмечен при катастрофическом трещинном извержении Лаки в 1783 г. Он достигал 2200–2300 м³/с, что соответствует мощности вулканического аппарата порядка 1·10¹⁰ кВт (при 1000 кал/см³ базальтового расплава). При средних и сильных извержениях расход колеблется от 1 до 100 м³/с, при слабых – он меньше этой величины.

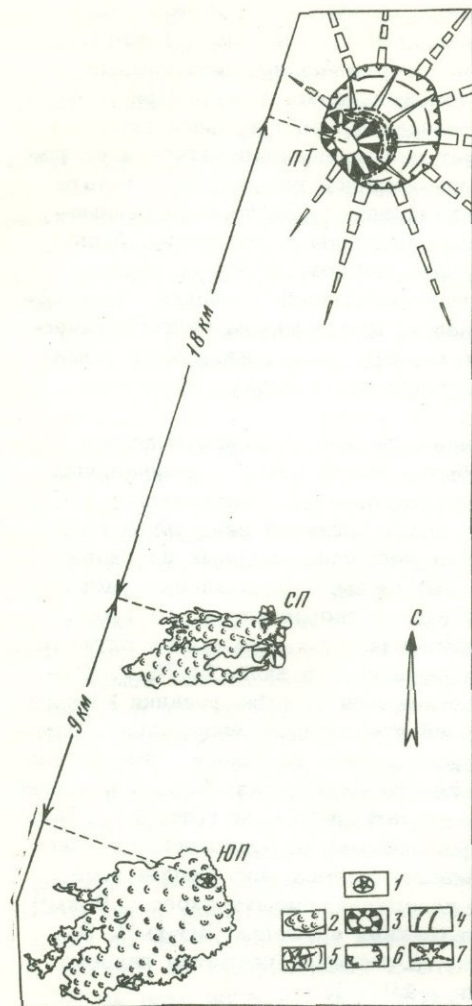
При незначительной интенсивности эффузивной деятельности возникают экзогенные куполы. Они образуются в результате последовательного наложения друг на друга порций вязкой лавы, поступающих из центрального жерла – таков выросший в начале XIX в. купол высотой 25–30 м на вулкане Бурбон в Индийском океане [Макдональд, 1975].

В целом медленные эффузии характерны для крупных вулканов с жидкой лавой. В историческое время подобные извержения многократно происходили на вулканах Средиземноморской зоны (Везувий, Стромболи, Этна), Исландии (Гекла и др.), островах-вулканах Тихого, Индийского и Атлантического океанов.

Медленные эффузивные излияния, судя по наблюдениям в рифтовой зоне Атлантического срединно-океанического хребта [Beillaiche et al., 1974; Ballard, Andel van, 1977; Macdonald, Luyendyk, 1977], по-видимому, наиболее типичны для современной вулканической деятельности на больших глубинах при подводных извержениях.

При быстрой и интенсивной подаче магмы к жерлу вулкана разделение в ней газовой и жидкой фаз выражено слабее. Поэтому при терминальной, суб-

Рис. 17. Вулканические образования Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) на Камчатке



1-4 - вновь возникшие формы: 1 - шлаковые конусы, 2 - лавовые потоки, 3 - провальная (гавайского типа) кальдера на вершине вулкана Плоский Толбачик, 4 - вулcano-тектонические разрывные нарушения; 5-7 - более древние образования: 5 - шитовой вулкан на вершине Плоского Толбачика (O_4), 6 - провальная кальдера (Q_4^1), 7 - конус вулкана Плоский Толбачик ($O_3^4-O_4^1$). ПТ - вулкан Плоский Толбачик; СП - Северный прорыв БТТИ; ЮП - Южный прорыв БТТИ

терминальной и эксцентрической активности имеет место сложный эксплозивно-эффузивный тип извержений, в котором эффузии могут играть роль от резко подчиненной до преобладающей. Подобные извержения свойственны большинству действующих вулканов во всех геодинамических обстановках и сложных различными по составу породами [Catalogue..., 1951-1965].

Смешанные эксплозивно-эффузивные извержения наиболее типичны и для активных вулканов Курило-Камчатской области [Набоко, 1947; Пийп, 1956; Горшков, 1967; Кирсанов, 1968; Ивалов, 1970]. Как правило, все они начинаются с разных по силе эксплозив-

ных выбросов и лишь в кульминационные моменты происходит излияние глыбовых лавовых потоков, которое также сопровождается интенсивной эксплозивной деятельностью. Продолжительность извержений - от нескольких часов до нескольких лет. При эксцентрических извержениях на склонах вулканов в случае образования нескольких эруптивных центров излияние лавовых потоков обычно происходит из гипсометрически самых низких. По-видимому, это один из характерных признаков эксцентрических извержений на крупных вулканах. Нередко терминальные и эксцентрические извержения идут одновременно: извержение Ключевской сопки в 1944-1945 гг. [Пийп, 1956].

При смешанных терминальных и одновременно происходящих терминальных и эксцентрических извержениях объем кластического материала обычно преобладает над объемом лав, хотя изредка бывает и наоборот. Так, при извержении Геклы в 1947-1948 гг. было излито 1 км^3 лавы и выброшено всего $0,22 \text{ км}^3$ обломочного материала [Thorarinsson, 1970]. Однако тогда излияния происходили из пятикилометровой трещины, расщелии не только вулканическую постройку, но и прилегающий блок земной коры. При смешанных эксцентрических извержениях объемы лав и пирокластики обычно соизмеримы. Преобладание лав над пирокластикой отмечается чаще, чем при терминальных извержениях. Иногда разница объемов лав и пирокластики бывает весьма велика: при извержении в 1938 г. Билжоя, побочного кратера Ключевского вулкана, по подсчетам С.И. Набоко [1947], объем лав составил 240 млн. м^3 , а пирокластики - всего 25 млн. м^3 .

Смешанными эксплозивно-эффузивными извержениями образованы и все вновь возникшие (первичные, по А. Ритману) вулканические постройки как центрального, так и трещинного типов. Наиболее детально вулканологами и геологами [Fries, 1953; Bullard, 1962; Ordóñez, 1943] изучено формирование вулкана Парикутин в Мексике, возникшего в 1943 г. Его рождение предвещали учащавшиеся землетрясения, которые начались за 15 дней до извержения. Непосредственно перед извержением раскрылась система трещин, наиболее крупная из них имела ширину около 2 м. Первый довольно быстро двигавшийся (5 км/ч) поток глыбовой лавы мощностью 5 м появился через два дня после начала извержения, когда на месте эруптивного центра вырос конус высотой 30–50 м. Последующие потоки изливались из трещин на конусе, длина одного из них составила 10 км, а максимальная мощность лавовой толщи у подножья вулкана достигла 245 м. Общий объем лавы и пирокластики, изверженных за время деятельности вулкана (1943–1952 гг.), составил примерно 0,4 и 1 км³. Близка картина образования новых вулканов Хорульо (Мексика) и Изалько (Никарагуа), появившихся в XVIII в.

Наоборот, при исторических гигантских трещинных извержениях Эльдгья (950 г.), Лаки (1783 г.) и других в Исландии лавы по объему резко преобладали, хотя в ходе извержений происходил выброс большого количества пирокластики [Bullard, 1962; Тораринссон, 1970]. При трещинном извержении Лаки излилось около 12 км³ базальтовой лавы, образовавшей лавовую равнину площадью 565 км², и выброшено 0,3 км³ пирокластики.

В результате современной эффузивной деятельности возникло множество отдельных потоков, а также обширных лавовых равнин и покровов самого разнообразного химического состава. В тихоокеанской провинции они сложены породами известково-щелочной серии, имеющими состав от риолитов до базальтов, а в атлантической и средиземноморской провинциях – группами пород щелочной и калиевой серий. Отмечаются единичные лавовые потоки карбонатитов (извержение вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании в 1966 г.). Излившиеся породы дна океанов представлены главным образом толеитовыми базальтами.

К лавовым равнинам автором отнесены компактные образования, сложенные излившимися одновременно или в разное время потоками, разобщенными или соприкасающимися своими краями; к лавовым покровам отнесены более сложные формы, образованные не только соприкасающимися, но и перекрывающимися друг друга разновозрастными порциями лавы. Все они сохраняют первичные углы наклона и не деформированы тектоническими движениями.

По мезо- и микрорельефу поверхности современные наземные лавовые потоки делятся на три главных типа: волнистые, типа АА, и глыбовые. В значительной мере строение поверхности лавовых потоков имеет генетическую природу, поскольку является функцией вязкости, содержания газа и характера остывания лавы, а также тесно связано с уклоном подстилающей поверхности и обусловленной всем этим скоростью движения потоков.

Волнистые лавы маловязкие, горячие и подвижные. При движении потоков быстро возникающая на их поверхности богатая газовыми пузырями пластичная корка сминается, образуя при остывании сложную систему складок, напоминающих застывшие волны, а при сильной деформации пленки – формы, похожие на скрученный толстый канат. По данным А. Ритмана, при постоянной скорости движения потоков пленка может превращаться в плоскую плитообразную корку, формируя разновидность волнистой лавы, названную им гладкой волнистой лавой. Возрастание скорости потока при увеличении уклона подстилающей поверхности, а затем ее новое уменьшение приводят к возникновению плоскоглыбовой разновидности. В целом поверхность потоков волнистой лавы всегда пологохолмистая, разбитая многочисленными трещинами. Корка на потоках служит хорошим теплоизолятором, не позволяющим лаве быстро остывать, сохраняя способность к движению. Обычно движение потока происходит до тех пор, пока из жерла продолжает поступать расплав. Однако при большой мощности потоков это движение продолжается спустя некоторое время после прекращения поступления новых порций лавы.

По наблюдениям Г. Макдональда, при излиянии маломощных потоков гавайских вулканов движение расплава неоднородно из-за неровностей подстилающей поверхности, локализованного характера поступления расплава и других причин. В результате происходит более быстрое остывание малоактивных частей потоков и в расплавленном состоянии сохраняются только внутренние участки быстро движущихся потоков. В итоге возникают трубообразные зоны движения расплава в неподвижном или менее мобильном теле потока. При прекращении извержения расплав чаще всего застывает в трубках. Однако нередко он частично вытекает, приводя к возникновению в теле потоков многочисленных туннелей длиной до 1 км и диаметром в несколько метров. Подобные туннели, например, широко распространены на обширных полях волнистых лав голоценового и современного возраста в районе Плоского Толбачика на Камчатке.

При "подпруживании лавовой речки" в теле потока из-за действия гидростатики происходит подъем лавы вверх, что приводит к растрескиванию кровли потока и возникновению на его поверхности своеобразных куполовидных форм — лавовых куполов, вытянутые их разновидности названы хребтами выдавливания. При обрушении вершинных частей этих структур после прорыва лавы здесь образуются округлые или вытянутые впадины. Относительная высота куполов и хребтов достигает 15--20 м, а их диаметр и длина колеблется соответственно от 10 до 100 м и от 50--100 м до 1 км.

При движении и остывании фронтальная часть потоков имеет вид крутого ($30\text{--}35^\circ$) уступа, высота которого зависит от их мощности: обычно 2--5 м и менее. Нередко пластичная корка во фронтальной части уступа разрывается и оттуда выдавливаются или изливаются в зависимости от вязкости и объема накопившегося расплава либо короткие (до 1--2 м) и маломощные (сантиметры--десятки сантиметров), либо значительные (до 1--1,5 км) новые лавовые потоки. И так может повторяться многократно.

Нередко насыщенная газом жидкая лава выбрасывается наверх в виде брызг и капель, образуя на поверхности потоков бескорневые капельные лавовые конусы или горнитосы высотой в несколько метров. Падение жидких капель внутрь лавовых туннелей приводит, по наблюдениям Г. Макдональда, к возникновению своеобразных лавовых сталактитов и сталагмитов.

В целом по сравнению с другими типами волнистые лавовые потоки обладают минимальными мощностями (обычно не более 4--5 м, нередко доли метра) и максимальными (до 60 км/ч) скоростями движения. Как правило, их мощность по длине меняется мало, за исключением тех случаев, когда они выполняют замкнутые отрицательные формы рельефа. Длина лавовых потоков достигает 60 км. Один поток нередко покрывает площадь в десятки квадратных километров.

Обычно волнистые лавовые потоки связаны с щитовыми вулканами гавайского и исландского типов, однако они наблюдались при извержениях вулканов других типов в Восточно-Африканской рифтовой зоне, в средиземноморской вулканической области и в других местах. На территории Курило-Камчатской области современные волнистые лавы известны только в районе вулкана Плоский Толбачик. Они, например, изливались в 1975--1976 гг. в районе Южного прорыва Толбачинского извержения (см. выше). Все лавовые потоки, равнины и покровы сложены основными породами.

Лавовые образования, сформированные потоками типа АА, — средние по вязкости ($10^4\text{--}10^6$ П). Их поверхность неровная, сложенная большим количеством остроугольных или округлых обломков пористых шлаков. На поверхности обломков нередко развиты очень мелкие, тонкие и острые шиповидные выступы. Обилие шлаков и сильно пористых пород объясняется тем, что при движении потоков их верхняя, голстая, полужатвердевшая корка ломается и разрушается, способствуя выделению газа, который нормальным путем из столь вязких пород удалиться не может. Пространство между крупными обломками заполнено мелкообломочным материалом, образованным в результате трения перемещающихся обломков.

ленных обломков в его фронтальной части, поскольку здесь текущая пластичная лава повсеместно погребена под шлейфом застывшего обломочного материала. В целом движение глыбовой лавы у фронта потока напоминает бесконечное движение гусеницы трактора. И как следствие этого – отчетливое трехчленное строение глыбовой лавы. Верхняя и нижняя их части сложены обломочным материалом, средняя – массивной слабопористой лавой. Иногда поток на всю мощность состоит из разноразмерного слабо сцементированного или рыхлого обломочного материала. В целом на долю последнего приходится иногда более половины общего объема потока. На некоторых участках толщина нижнего слоя бывает очень небольшой (доли метра), а местами он вообще отсутствует. В таком случае массивная лава ложится непосредственно на подстилающую поверхность, вызывая ее сильный обжиг на глубину 1–3 м. При наличии обломочного слоя в основании потока обжига либо не бывает, либо он слабо выражен.

Потоки глыбовой лавы имеют состав от базальтов до риолитов (и их аналогов в атлантической и средиземноморской провинциях). Однако они больше типичны для средних и кислых пород. Мощность базальтовых и андезитобазальтовых потоков обычно не превышает первых десятков метров, равняясь в среднем 10–20 м. Но в отдельных случаях она может достигать и больших величин в заполняемых ими долинах рек и ручьев, стесняющих свободное растекание потоков. Длина потоков нередко превышала 20 км, а занимаемая ими площадь достигала многих десятков километров. У андезитовых и более кислых пород мощности могут превышать 200 м: например, короткие (до 1–2 км) каплевидные потоки очень вязких кислых лав, связанных с формированием экструзивных куполов.

Продолжительность формирования лавовых потоков, равнин и покровов сравнительно небольшая. Длительность излияния отдельных даже крупных потоков всех типов не более 1–1,5 лет. Обширные лавовые равнины и покровы площадью в десятки и сотни км² также могут формироваться в течение одного мощного извержения за время от 1 до 10 лет, хотя многие из лавовых покровов в Курило–Камчатской области и других регионов начали формироваться еще в конце верхнего плейстоцена или в начале голоцена. Наиболее крупный одноактный лавовый покров возник при трещинном извержении Лаки в 1783 г. продолжительностью около 1 года. Его площадь 565 км², а объем 11,3 км³.

Обычно лавовые потоки, равнины и покровы приурочены к относительно пологим склонам или подножиям вулканических сооружений, дну кальдер и кратеров. Однако имеются и самостоятельные образования, связанные с ареальными или трещинными типами вулканизма и расположенные за пределами крупных центральных вулканов. Специфические формы лавовых покровов – ступенчатые покровы на вершинах вулканов – связаны с деятельностью лавовых озер (см. выше). Для них характерно горизонтальное и слабонаклонное залегание отдельных потоков и нередко очень большая (200–300 м) мощность лавовой толщи при сравнительно небольшой (1–5 км²) занимаемой площади (вулканы Килауэа, Мауна-Лоа, Нирагонго, Плоский Толбачик и др.).

Продукты подводных лавовых излияний – шаровые лавы и гиалокластиты. Образование шаровых лав в подводных условиях непосредственно не наблюдалось до 1971 г. Этот процесс удалось прямо увидеть при исследованиях Дж. Муром [Макдональд, 1975] фронта активного лавового потока в море у южного подножия вулкана Килауэа. Им было установлено, что поток продвигается под водой в виде стены, состоящей из обломков, которая на расстоянии 90–150 м от берега образует новый уступ. Угол естественного откоса стены равен 45°, а основание ее перекрывает океаническое дно до глубины около 30 м. Языки лавы, округлые в поперечном сечении, протягиваются от фронтальной части стены. Некоторые из них имеют длину до 60 м и диаметр 0,9–1,2 м. От лавовых языков отчленяются типичные подушки. Считается, что типичные шаровые лавы возникают главным образом из волнистой лавы. Поэтому большинство их имеет базальтовый состав. Однако известны и даци-

товые подушечные лавы [Иванов, 1970]. Многие детали образования шаровых лав не выяснены.

Гиалокластиты представлены фрагментами вулканического стекла, образующимися при отслаивании и растрескивании поверхности лавы в результате ее быстрого остывания в воде. Г. Макдональд указывает, что при большом масштабе этого явления возникают настоящие потоки, целиком или частично состоящие из стекловатого песка с характерной формой обломков в виде тонких пластинок или угловатых осколков. Похожий на гиалокластиты материал обнаружен при драгировании Атлантического срединно-океанического хребта и других участков дна Мирового океана. Однако детали строения рельефа гиалокластических потоков и их роль в современном подводном рельефообразовании не установлены.

Указывается [Ритман, 1964; Макдональд, 1975], что образование гиалокластитов типично для подледных и подводных извержений в Исландии и других районах, где имеются крупные ледники. Но подледные извержения тоже мало изучены.

Экструзивный тип (Г)

Под экструзивной деятельностью понимается процесс выжимания очень вязкой магмы в твердопластичном (вязкость порядка 10^8 – 10^{12} П) и твердом (вязкость до 10^{24} П) состояниях. Выжимающаяся магма вследствие своей большой вязкости подвергается лишь слабой дегазации и почти не способна к течению. Поэтому она концентрируется прямо над жерлом или в непосредственной близости от него, образуя крутосклонные экструзивные куполы. Этому типу деятельности отвечает образование выдавленных (пробкообразных) и выжатых (эндогенных) куполов. В первом случае происходит выдавливание снизу почти твердого магматического вещества, слагающего верхнюю часть подводящего канала. Во-втором – купол растет изнутри кнаружи за счет выдавливания снизу все новых и новых порций слабо пластичной лавы.

Особенности формирования эндогенных куполов можно показать на примере самого крупного современного образования этого типа в Курило-Камчатской области – купола Нового на вулкане Безымянном, детально изученного Г.С. Горшковым, Г.Е. Богоявленской, Ю.М. Дубиком, И.Т. Кирсановым и другими. Рост купола начался непосредственно вслед за пароксизмом извержения 1956 г. после массового выброса пирокластики (см. выше). На первой стадии выжимание лавы происходило относительно спокойно, скорость роста купола была значительной: за первые три года он достиг высоты над дном кратера более 400 м при диаметре основания около 1 км. Вторая стадия (с 1959 г. по настоящее время) отличалась резким усилением блоковых движений, когда общее поднятие купола сменилось асинхронным выжиманием отдельных его частей, быстрым замедлением общей скорости поднятия и появлением на поверхности большого количества игл и обелисков, типичных для молодых эндогенных экструзий. Формирование купола сопровождалось многочисленными извержениями типа Мерапи с образованием раскаленных лавин и небольших по объему агломератовых пирокластических потоков. Исследователи объясняют особенности развития купола во вторую стадию достижением им критических размеров. За 10 лет высота купола превысила 500 м, а общий его объем и объем связанных с ним отложений составил около $0,5 \text{ км}^3$. Активная жизнь купола продолжается более 20 лет.

Данные по динамике, механизму и длительности формирования купола Новый хорошо согласуются с результатами изучения аналогичных образований других районов земного шара. Так, И.В. Лучицкий [1971], основываясь на материалах исследования экструзивных куполов, проведенных А. Лакруа, Р. Лейденом и Х. Вильямсом, указывает, что за первые два года купол Санта-Мария в Гватемале достиг диаметра 1200 м и высоты 500 м, скорость его роста

доходила до 100 м в неделю. Купол Мон-Пеле, на о. Мартиника вырос на 400 м при диаметре основания 1000 м всего за полтора года, причем за один из дней он поднялся сразу на 25 м. Однако в целом процесс формирования эндогенных куполов продолжался значительно дольше: Мон-Пеле — 3 года, Санта-Мария — более 14 лет, Мерапи — 47 лет. Продолжительность роста мелких эндогенных куполов измеряется днями или десятками дней и, как правило, не превышает года. Это, в частности, подтверждено наблюдениями за экструзивными куполами во время извержений вулканов Пик Креницына в 1952 г. и Заварицкого в 1957 г. на Курильских островах [Горшков, 1967].

Часто в ходе формирования некоторые куполы начинают заметно разрушаться. Во-первых, их наиболее быстро растущие блоки нередко обваливаются под действием силы тяжести, как это неоднократно происходило, например, на куполе Мон-Пеле. Во-вторых, огромные фрагменты экструзивных куполов уносятся при их прорыве изнутри лавовыми потоками: на вулкане Мерапи в 1934 г. поток вязкой лавы сорвал и унес более половины купола, в связи с чем от него остался серповидный кусок. В тропических областях растескивание и разрушение экструзивных куполов, как это отмечал Нейманн ван Падагг, нередко происходит в результате сильных ливней.

Поскольку лавы куполов содержат значительное количество вулканического стекла, их можно с физико-химической позиции рассматривать в качестве очень вязких жидкостей. Поэтому крупные эндогенные куполы, сложенные сильно нагретыми лавами и долго сохраняющие тепло, могут, вероятно, несколько расплзаться и деформироваться и после стадии активного роста в течение длительных отрезков времени, измеряемых десятками и сотнями лет.

В связи с большой вязкостью пород куполов скорость подачи ювенильного вещества к поверхности при экструзивной деятельности в целом — наименьшая по сравнению со всеми остальными главными типами вулканической деятельности. Она не превышает, по-видимому, 50–100 м³/с даже в фазу наиболее интенсивного роста куполов, а обычно составляет 1–10 м³/с или даже меньше этой величины.

Породы экструзивных куполов имеют состав от базальтов до риолитов. Но подавляющее число их сложено средними и кислыми породами. Для внутренней структуры многих куполов характерно наличие концентрических слоев лав, возникших при неоднократном внедрении изнутри порций вязкой магмы и постепенного расширения купола. У значительной части куполов наблюдается радиально-лучистая, веерообразная в поперечном сечении структура. Лавы некоторых дацитовых и риолитовых куполов иногда бывают покрыты с поверхности слоем сильно пористых вспученных пород и пемзы мощностью до 0,5–1 м.

Из-за большой вязкости лав экструзивных куполов их возникновение всегда предваряется и сопровождается значительными деформациями земной поверхности. Один из первых случаев подобной деформации наблюдался при образовании экструзивного купола Монте-Нуово в 1538 г. близ Поццуоли в Италии. Непосредственно перед рождением купола море высохло на протяжении около 300 м, одни участки опустели, а другие, наоборот, поднялись на высоту в несколько десятков метров [Реклю, 1914, с. 20]. Позднее деформации, связанные с появлением экструзивных куполов, были детально изучены при извержениях вулкана Усу на о. Хоккайдо (Япония) в 1910 и 1944–1945 гг. В 1910 г. за 100 дней местность поднялась на 170 м. Длина поднятого участка составила 2,7 км при ширине 0,6 км. Впоследствии этот участок снова опустился на 400 м. В конце января 1944 г. перед возникновением купола Сюва-Синзан начался подъем местности у южного подножия вулкана Усу, появились многочисленные трещины. В начале апреля центральная часть округлого в плане участка 3,8 км в поперечнике поднялась на 15,9 м, затем центр поднятия переместился на 800 м к северу, а величина достигла 45 м. К концу октября высота куполовидного поднятия с диаметром основания около 800 м составила 140–170 м. В ноябре центр поднятия на площади около 0,1 км² был прорван почти твердой (вязкости 10²⁴ П) рас-

каленной дацитовой лавой, образовавшей обелиск высотой 110 м. На вершине его сохранились остатки прорванной кровли, сложенной обожженной глиной и туфом.

Изучение динамики роста, структурной приуроченности и морфологии экструзивных куполов, анализ деформаций земной поверхности до, во время и после образования куполов и агрегатного состояния слагающих пород позволяют предполагать всего две главные причины их возникновения: 1) тангенциальное сжатие на глубине и 2) выдавливание под действием вертикальных сил при быстром вулканотектоническом опускании отдельных блоков коры. Первая причина, по-видимому, более универсальная, поскольку выжимание более пластичного и менее вязкого магматического вещества, зажатого среди блоков твердых пород, вероятно, происходит при усилении тангенциального сжатия литосферы вулканических областей. Именно этим, скорее всего, объясняется наличие экструзивных куполов в горст-антиклинальных поднятиях, бывших в четвертичное время участками преобладавшего сжатия [Эрлих, 1973]. Кроме того, импульсы локального тангенциального сжатия должны, очевидно, сопровождать быстрое опустошение коровых магматических очагов после извержения оттуда больших порций вещества при эксплозивно-пирокластической деятельности. Суммарному эффекту от действия обеих причин обязаны своим происхождением куполы, расположенные по периметру крупных кальдер обрушения и на их дне. Они возникли в результате выдавливания наверх по ослабленным зонам незатвердевших полностью остатков магмы при опускании кровли частично опустошенных и подвергшихся импульсному сжатию ("схлопыванию") магматических камер.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВУЛКАНИЗМА И НЕВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Несомненно, что главная роль современного вулканизма заключается в создании новых и преобразовании существующих форм вулканического рельефа. Однако при формировании рельефа молодых вулканических областей и рельефа всего земного шара роль вулканической деятельности значительно сложнее. С одной стороны, вулканизм служит активным фактором преобразования земной поверхности и заметно влияет на ход других рельефообразующих процессов, с другой — сам характер вулканизма, внутреннее строение и морфология создаваемых им форм в значительной мере определяются воздействием невулканических процессов. Поэтому рельеф вулканических областей — всегда результат сложного взаимодействия вулканической деятельности и комплекса эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов, определяемых геодинамической обстановкой и физико-географическими условиями участков земной поверхности, где проявляется вулканизм.

Значительным рельефообразующим фактором в областях активного вулканизма служит парагенетически связанная с ним вулканотектоника. Вулканотектонические поднятия и опускания, а также разрывные нарушения оказывают существенное влияние как на формирование вулканических узлов в целом, так и на отдельные элементы рельефа в их пределах. Наиболее ярко проявляются вулканотектонические движения при формировании кальдер обрушения типа Кракатау и кальдер гавайского типа. Возникновение кальдер обрушения сопровождается быстрым опусканием участков земной поверхности площадью в десятки квадратных километров. Амплитуда опускания измеряется многими сотнями метров. Эти кальдеры обычно не приурочены к одному вулкану, а срезают множество разнотипных и разновозрастных вулканических построек. Кальдеры гавайского типа по размерам и величине опускания в целом меньше кальдер обрушения, но также относятся к одним из самых крупных отрицательных вулканических форм: Килауэа и Мокуавеовео на о. Гавайи имеют размеры 5,6 × 4 и 6 × 3 км, Ньямлагира в Африке — 1,5 км в поперечнике. Амплитуда опускания их дна оценивается в несколько сот метров. Наиболее

свежая форма этого типа — кальдера на вершине Плоского Толбачика, возникшая в течение 2–3 месяцев во время извержения 1975–1976 гг. (см. рис. 17). Ее диаметр сейчас равен примерно 1,5 км, а глубина 400 м.

На многих вулканах непосредственно перед извержениями отмечалось увеличение высоты построек и их растрескивание, вызванное подъемом магмы к поверхности, и опускание после прекращения извержений. Особенно хорошо это доказано для вулканов о. Гавайи, где исследования деформации вулканических построек с помощью светодоальномерных лазерных устройств проводятся с 1965 г. [Decker, Wright, 1968]. Описано заметное опускание участка земной поверхности в районе вулкана Сакурадзима (Япония) после его извержения в 1914 г. [Williams, 1941]. Максимальная амплитуда опускания превышала 0,8 м. В связи с тем что для одних и тех же точек амплитуды поднятий и опусканий обычно полностью не совпадают, после каждого извержения происходят необратимые изменения морфологии вулканических построек не только за счет процессов вулканизма, но и вулcano-тектоники (рис. 18). Не исключено, что подобные деформации свойственны вообще всем действующим вулканам.

Крупные и резкие деформации земной поверхности всегда сопровождали рост экструзивных куполов в связи с большой вязкостью их лав. В несколько более слабой форме это отмечалось и при образовании шлаковых и лавовых конусов [Сирин, 1968]. А. Ритман указывает также, что значительные деформации земной поверхности, выраженные в виде вздутий с множеством зияющих трещин, предвещали "первичные извержения", с которыми связано рождение новых вулканов Арсо, Хорульо и Парикутин.

Многие извержения сопровождаются образованием разрывных нарушений в виде трещин и сбросов разной амплитуды. Классические районы в этом отношении — Исландия и о. Гавайи, где длина разрывных нарушений достигает 25–30 км, а их амплитуда — нескольких десятков метров. В Курило-Камчатской области сложные системы трещин изучены на прорывах Юбилейном, Пийпа, Олимпийском, при побочном извержении вулкана Тятя. Интенсивные вертикальные и горизонтальные подвижки земной поверхности сопутствовали Толбачинскому извержению 1975–1976 гг. [Федотов и др., 1978]. Максимальная амплитуда вертикальных смещений для всего района Северного прорыва составила 7,4 м: поднятие на 2,9 м за 8 дней, а потом опускание на 4,5 м за 9 дней. Локальные же вертикальные деформации достигали 30 м (район южной бокки 28–29/VII). Неоднократно возникали трещины шириной до 1 м и длиной до 480 м.

Важная особенность в расположении подавляющего числа активных вулканов мира — приуроченность к наиболее прогнутым участкам областей относительного опускания [Эрлих, 1965; Эрлих, Мелекесцев, 1973 а, б]. Так, на Камчатке они располагаются в центральных частях структур типа грабен-синклиналей. Подобная тенденция наблюдается и на Курилах, где также отмечается четкая корреляция действующих вулканов с опущенными блоками дочетвертичного фундамента.

Таким образом, налицо явная связь между вулканизмом и прогибаниями земной коры. Однако до недавнего времени нельзя было определенно сказать, какая это связь: предшествует ли прогибание вулканизму, происходит ли оно после прекращения или сильного ослабления вулканизма, или прогибание и вулканизм идут параллельно. Проведенные в 60-е годы определения абсолютного возраста вулканических пород калий-аргоновым методом [McDougall, 1964; McDougall, Swanson, 1972; и др.] и инструментальные измерения скорости современных тектонических движений на Гавайских островах свидетельствуют о правильности последнего соотношения. Было установлено, что северо-западная группа островов, где вулканическая деятельность прекратилась около 5 млн. лет назад, испытывает отчетливое поднятие; о. Оаху, где наиболее молодые вулканические породы имеют возраст около 2 млн. лет, стабилен, а острова Мауи и Гавайи опускаются; первый со скоростью 1,7, а второй — 4,8 мм/год [Schminke, 1971]. Разница в скоростях опускания объ-

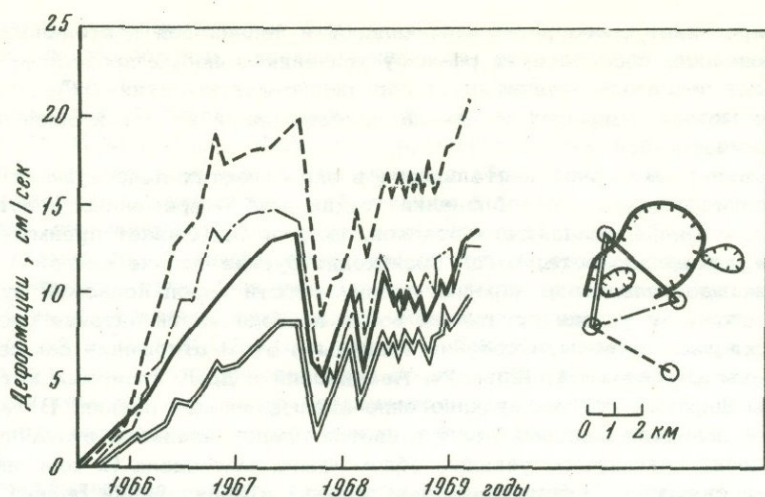


Рис. 18. Характер вулcano-тектонических деформаций на вулкане Килауэа, о. Гавайи (по Шминке)

ясняется исследователями тем, что о. Мауи уже прошел наиболее активную фазу вулканизма, а о. Гавайи отличается весьма интенсивной вулканической деятельностью.

За последние примерно 20 лет средняя скорость поступления магматического вещества к вулканам о. Гавайи составляет около $0,108 \text{ км}^3/\text{год}$ [Swanson, 1972]. Поделив этот объем на площадь основания вулканического сооружения о. Гавайи ($\sim 200 \text{ км}$), получим величину прироста средней мощности пород постройки около $3,4 \text{ мм/год}$, что достаточно близко к измеренной скорости опускания острова. Если же допустить, что опускание имеет вид шарового сегмента (что более вероятно), то это совпадение будет еще более полным: высота такого шарового сегмента равна $4,7 \text{ мм}$, т.е. одинакова со скоростью опускания острова. Основываясь на сходстве цифр, можно, по-видимому, сделать вывод, что вынос магматического вещества из глубин Земли, приводящий к увеличению объема и веса огромного щитового вулкана о. Гавайи, изостатически компенсируется его погружением в земную кору и верхнюю мантию. Реакцией на опускание вулкана, по данным Г.У. Менарда [1966], являются сопряженные между собой ров и вал по периферии вулканического сооружения.

Отчетливая тенденция к опусканию наблюдается и у крупнейших вулканических узлов Камчатки с интенсивным современным вулканизмом — Ключевской и Авачинской групп вулканов и массива Шивелуч [Пийп, 1956; Мелесцев и др., 1970; Камчатка..., 1974]. Максимальная скорость вулcano-тектонических опусканий у Ключевской сопки — самого активного вулкана Курило-Камчатской области. Вывод о тесной связи вулканизма и прогибания можно сделать и применительно к зонам активной вулканической деятельности Исландии, Японии, Новой Зеландии и других областей с массовым выносом магматического вещества.

В ходе формирования рельефа областей современного вулканизма вулканические процессы активно взаимодействуют с экзогенными рельефообразующими факторами, комплекс которых определяется физико-географическими условиями и прежде всего климатом региона. Это взаимодействие сказывается в том, что вулканизм оказывает существенное влияние на экзогенные процессы, а сама физико-географическая обстановка способствует изменениям в морфологии вулканических форм рельефа, созданных одним и тем же типом вулканической деятельности, но в разных условиях (климатических, орографических и т.д.). Последнее относится и к общему геолого-геоморфологическому эффекту современных извержений. В вулканических областях умеренных зон вул-

анизм определяет своеобразие флювиальной и ледниковой деятельности, склоновых процессов, способствует резкому усилению эоловых процессов, а также накладывает заметный отпечаток на абразионно-аккумулятивную деятельность моря. Это можно прекрасно видеть на примере одной из таких областей — Курило-Камчатской.

Специфика флювиальной деятельности в окрестностях действующих вулканов проявляется здесь в преобладании "сухих рек" — временных водотоков, несмотря на обилие выпадающих осадков. Вода в них бывает преимущественно весной и в начале лета, когда происходит бурное таяние снега. В остальное время года вследствие хорошей проницаемости пород подножий вулканов, низкого положения уровня грунтовых вод и эпизодичности питания русла рек практически лишены воды. Особенно типичны в этом отношении самые активные вулканы (Ключевской, Шивелуч, Авачинский и др.), подножия которых окаймлены широким поясом вулканогенно-пролювиальных равнин. В термин "вулканогенно-пролювиальный" вкладывается представление о вулканическом происхождении слагающего равнины обломочного материала (в том числе извергнутого синхронно с формированием равнин) и образовании равнин временными водотоками.

Во время извержений пирокластический материал или потоки лавы вызывают бурное таяние снега и льда на склонах вулканов и в их окрестностях. Талые воды устремляются вниз, увлекая огромное количество обломочного материала. Водой переносятся как породы, слагающие вулканические постройки, так и свежий ювенильный материал. Выработанные на склонах вулканов долины скоро переполняются, поэтому талые воды скатываются в виде быстро текущих широких нерусловых потоков. Ускоренное таяние снега нередко вызывает мелко раздробленный вулканический пепел, особенно темный базальтовый, когда он тонким слоем ложится на снежный покров. Интенсивное таяние снега связано по большей части не с теплом, заключенным в тефре, а с уменьшением альбедо снежной поверхности. В зависимости от соотношения объема воды и обломочного материала, талые воды дают начало как типичным грязекаменным потокам, в которых вода выступает в виде смазки, так и потокам, содержащим сравнительно мало твердых осадков. Между этими крайними разностями существует ряд переходных. Именно последними и отлагается главная масса обломочного материала у подножий вулканов.

Грязекаменные потоки возникают почти на всех действующих вулканах, поскольку их склоны большую часть года покрыты снегом и льдом. Очень широкий (до 5–7 км) и длинный (~80 км) грязекаменный поток образовался при пароксизмальном извержении вулкана Безымянного в марте 1956 г. Небольшой по размерам поток наблюдался при извержении того же вулкана в 1960 г. Грязевые потоки отмечались Б.И. Пийпом [1946, 1956] во время извержений Ключевского и Авачинского вулканов в 1927 и 1938 гг., а также Шивелуча [Пийп, Мархинин, 1965]. К особой разновидности относятся потоки, переносящие главным образом песчаный материал: наиболее крупные по руч. Киргурич и рекам Пахча и Студеная в Ключевской группе вулканов. Происхождение песка в потоках не совсем ясно. Возможно, что это переотложенная тефра, выпавшая зимой или весной на снег и вызвавшая его бурное таяние.

"Сухие реки" и грязекаменные потоки (лахары) характерны вообще для всех областей активного вулканизма, за исключением аридной климатической зоны [Sandberg, 1927; Беммелен, 1957; и др.]. Различны только причины, их вызывающие. В тропической зоне, например, большинство лаваров связано с прорывом кратерных озер и тропическими ливнями. Однако в ряде случаев они обусловлены и таянием снега на вершинах вулканов, поднимающихся выше снеговой линии (вулканы Анд). Наиболее мощные временные водотоки (йокудль-хлаупы) возникают при подледных извержениях в Исландии (см. ниже). Во многих случаях последние приводят к формированию так называемой палагонитовой формации и гиалокластитов.

Господствующая тенденция к опусканию подножий активных вулканов, исключительно высокая интенсивность эрозии, свойственная "сухим рекам", и

обилие материала способствуют быстрому размыву и захоронению имеющихся здесь даже очень молодых вулканических форм рельефа: шлаковых конусов, лавовых потоков, голоценовых морен и др. Большая скорость размыва свойственна не только для образований, сложенных рыхлыми и слабо уплотненными толщами типа агломератовых и пемзовых пирокластических потоков и равнин направленных взрывов, но и лав, из-за мощного абразивного действия на ложе русла переносимых "сухими реками" с высокой (1-10 м/с) скоростью твердых частиц, суммарный объем которых нередко достигает 10-20% от объема воды. На Камчатке, например, современные агломератовые пирокластические потоки и взрывные отложения уже через год были прорезаны ущельями глубиной до 40 м, а несколько позже здесь возникли и участки террасированных долин шириной в 200-300 м (см. рис. 3). Лавовые потоки быстро разрушаются еще и в результате регрессивной эрозии временных водотоков, которая облегчается тем, что они часто подстилаются рыхлыми толщами. В таких случаях скорость регрессивной эрозии может быть, вероятно, порядка 0,1-1 м/год или более.

Курило-Камчатская область (и другие вулканические области с современным оледенением) служит прекрасным полигоном для изучения воздействия вулканизма на ледники, поскольку высокоактивные вулканы Камчатки - одновременно и крупные центры оледенения. Проведенные исследования показали, что на динамику, морфологию ледников и строение их ледяной массы большое влияние оказывает, во-первых, непосредственно сама вулканическая деятельность (примесь вулканического материала в теле ледников, частичное или полное уничтожение последних во время вулканических извержений) и, во-вторых, особенности рельефа действующих вулканов [Виноградов, Мелекесцев, 1966; Мелекесцев и др., 1970]. Однако в силу локального и асинхронного для разных вулканов проявления вулканизма его влияние также локально. Как правило, отдельные извержения сильно воздействуют на ледники небольшого участка, непосредственно прилегающего к активному центру.

Примерами извержений, оказавших заметное воздействие на ледники, служат извержения вулканов Безымянный в 1956 г. и Шивелуч в 1964 г., побочные прорывы Пийпа в 1966 г. и IV Всесоюзного вулканологического совещания в 1974 г. Особо интересны в этом отношении два последних извержения. Прорыв Пийпа произошел в краевой части обширного ледника Эрмана на северном склоне Ключевской сопки. Непосредственно прилегавшая к прорыву часть ледника была уничтожена, что привело к возникновению мощного потока талых вод, а оставшаяся площадь ледника была перекрыта толстым слоем пирокластики, способствовавшим локализации области таяния, так как в условиях Камчатки слой пирокластики мощностью более 15-20 см способствует консервации ледников, предохраняя лед от поверхностной абляции. После прекращения извержения созданные вулканические формы рельефа, особенно расположенные наиболее высоко по склону, почти сразу же начали испытывать напор со стороны продолжавшего движение ледника. Несомненно, что в ближайшее время они будут сильно преобразованы и частично погребены.

Извержение прорыва IV Всесоюзного вулканологического совещания началось на высоте около 3600 м в средней части крупного ледника [Иванов и др., 1978], где произошло проплавление льда. После чего извержение локализовалось в колодце с вертикальными ледяными стенками. Изливавшийся лавовый поток в непосредственной близости от эруптивного центра двигался в ущелье, выработанном во льду, а на расстоянии около 200-300 м от него скрывался под ледником и продолжал еще некоторое время перемещаться в туннеле подо льдом.

Расплавление и уничтожение взрывами обширных участков ледников отмечено во время гигантского извержения вулкана Катмай в 1912 г. с образованием мощных грязекаменных потоков, прошедших почти по всем долинам в окрестностях вулкана. Однако, несмотря на колоссальную силу взрыва и гигантский объем (15-16 км³) раскаленного до 600-800°C пирокластического материала, большая часть ледников сохранились. Судя по проведенному автором

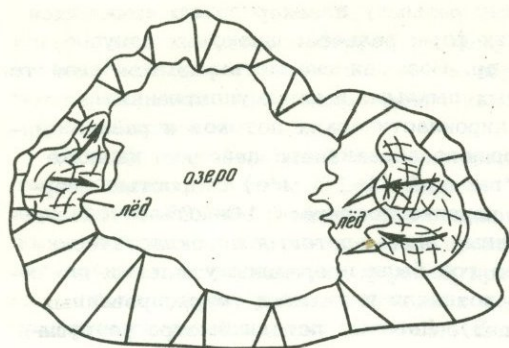


Рис. 19. Вновь возникшие (после извержения 1912 г.) ледники в кальдере вулкана Катмаи (Аляска, США)

вершинной кальдеры появились новые ледники (рис. 19) с площадью около $0,8 \text{ км}^2$ (северный) и $0,5 \text{ км}^2$ (южный). Питание ледников осуществляется снежными лавинами, сходящими с крутых склонов уступа кальдеры.

Масштаб и тип современного оледенения Катмаи соответствуют таковым крупных стратовулканов Камчатки, действовавших во время верхнеплейстоценового оледенения. Поэтому Катмаи служит эталоном для реконструкции взаимодействия вулканических и ледниковых процессов на вулканах Курило-Камчатской области в ледниковые эпохи.

Наблюдения за высокими активными вулканами Курило-Камчатской области, Алеутских островов, Северной и Южной Америки позволяет заключить, что в целом вулканическая деятельность благоприятствует появлению и развитию на них современных ледников. Этому способствуют не только значительные высоты конусов и наличие кратеров, кальдер, атрию, удобных для накопления снега и льда, но и специфический микроклимат в окрестностях действующих вулканов [Мелекесцев, 1969]. Здесь обычно выпадает в 2–4 раза больше осадков, чем на прилежащих территориях, а также отмечается повышенная облачность.

Для регионов, отличавшихся в ледниковые эпохи развитием полупокровного и покровного оледенений, моделью (с поправкой на своеобразный тип вулканизма) может служить Исландия – область интенсивного вулканизма и значительного по масштабам современного оледенения. Многие действующие вулканы располагаются здесь либо в непосредственной близости от ледниковых шитов, либо находятся внутри них. Поэтому почти каждое извержение сопровождается таянием значительного объема снега и льда и образованием мощных потоков талых вод. Особенно большие массивы ледников уничтожаются при подледных извержениях. В подобных случаях в теле ледниковых шитов возникают крупные (при извержении вулкана Гримсвётн в 1934 и 1038 гг. $7,5 \times 6,5 \text{ км}$) кальдероподобные просадки, заполненные водой, которая после прорыва ледяной плотины вырывается из-под ледника в виде колоссальных нерусловых водных потоков шириной до 50 км. При извержении в 1918 г. вулкана Катла, расположенного на южной окраине ледникового щита Мирдальёкудль, расход воды достигал $200\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ (равный удвоенному расходу р. Амазонки), а при извержении вулкана Гримсвётн, находящегося посреди самого крупного ледника Исландии – Ватнайёкудль, – расход в течение 5 дней составлял $50\,000 \text{ м}^3/\text{с}$.

Вероятно, не весь объем талой воды образуется непосредственно во время извержения. Скорее всего, таяние льда идет и в межпароксизмальные периоды, так как количество выносимого в это время тепла, по данным Б.Г. Поляка [1965], тоже весьма велико. Извержение, вероятно, только лишь усиливает процесс таяния льда и способствует прорыву ледяного барьера.

Ледниковые потоки (йокудльхлаупы) в Исландии производят в течение короткого времени гигантскую работу, перенося во взвешенном состоянии и перекатывая огромную массу обломочного материала, в результате которого происходит коренная перестройка приледниковых флювиогляциальных равнин и береговой полосы океана.

Возникающие при подледных извержениях вулканические формы рельефа — туюя отличаются рядом специфических особенностей по сравнению с формами, созданными во время того же извержения, или сходным типом вулканической деятельности во внеледниковой зоне. Анализ аэрофотоснимков на районы современного вулканизма в Исландии показал, например, что для вулканических образований центрального типа подледных извержений характерны уплощенные вершины и крутые (до вертикальных в верхней части) склоны. Во внеледниковой зоне образуются обычные формы рельефа. При трещинных извержениях в подледных условиях возникают вытянутые хребты с зубчатым гребнем, местами встречаются участки хребтов с уплощенными широкими водоразделами. На продолжении тех же трещин, находившихся в период извержения за краем ледника, располагаются цепочки нормальных шлаковых конусов и эксплозивных воронок.

Специфичность дешифровочных признаков вулканических форм рельефа Исландии, созданных при подледных извержениях, позволила автору обнаружить подобные образования и на Камчатке. В отличие от Исландии, они возникли здесь во время верхнеплейстоценового оледенения и располагаются сейчас в пределах Авачинской группы вулканов, в окрестностях вулканов Таушиц, Бакенинг и в других местах.

В тропиках интенсивное химическое выветривание изверженных пород и тропические ливни сильно активизируют развитие эрозионных процессов на склонах действующих вулканов. Поэтому конусы даже очень активных вулканов имеют характерную гофрированную поверхность, указывающую на интенсивный размыв. Обилие осадков способствует также заполнению водой многих кратеров действующих вулканов и как следствие — частоте возникновения лахаров при извержениях. Тропические ливни нередко вызывают растрескивание растущих экструзивных куполов, способствуя их разрушению и образованию раскаланных лавин, как это отмечалось Н. ван Падангом в Индонезии. Взаимодействие вулканизма и флювиальной деятельности в тропической зоне обуславливает специфическое строение поперечного профиля тропических вулканов [Луцицкий, 1971, т. 1, с. 337], на котором К. Шмидт отмечает наличие двух перегибов: на границе рыхлых вулканических отложений и лахаров, лахаров и аллювиальных отложений.

Во всех климатических зонах вулканизм нередко становится причиной образования озер в отрицательных вулканических формах рельефа (кальдерах, кратерах, маарах) и подпрудных озер в перегороженных долинах рек и ручьев. Выбросы больших объемов взрывных отложений, пирокластического материала и излияния лавовых потоков вызывали крупные перестройки гидросети, как это неоднократно наблюдалось при современных извержениях в Исландии, на Камчатке, Аляске, в Японии и в других местах.

Значительное влияние оказывает вулканическая деятельность на морскую абразию и аккумуляцию. Современный вулканизм приводит к образованию новых островов, быстрым, крупным и резким изменениям береговых линий и подводного склона, нарушает динамическое равновесие процесса формирования берега. Применительно к Курило-Камчатской области это хорошо показано в коллективной работе А.С. Ионина, Н.А. Каплина [1971] и др. В последние годы значительные изменения береговой зоны Курильских островов произошли в 1933 г. во время мощного извержения вулкана Севергина на о. Харимкотан и при образовании конуса Такетоми у западного побережья о. Алайд, а также в 1972 г. при извержении прорыва Олимпийского близ северо-западной оконечности Алайда. В первом случае они были связаны с выбросом в прибрежную зону $0,5 \text{ км}^3$ обломочного материала (отложения направленного взрыва и пирокластических потоков), после чего береговая линия острова сместилась в сторону моря на 50–100 м, а его площадь увеличилась не менее чем на $0,5 \text{ км}^2$. Подобные взрывы, приводившие к еще более крупным изменениям береговой линии, неоднократно происходили здесь и раньше. Извержение Такетоми началось в подводных условиях, затем возник остров, образованный шлаковым конусом и излившимся из него лавовым потоком. Впоследствии из

продуктов размыва острова сформировались томболо, соединившие его с Алаидом и превратившие в полуостров. Вследствие излияния лавового потока из нижнего конуса прорыва Олимпийского площадь о. Алаид снова увеличилась на $0,72 \text{ км}^2$ [Авдейко и др., 1974].

Многочисленные изменения береговой линии в результате лавовых излияний наблюдались в Исландии, на о. Гавайи, Азорских островах и в других приближенных к морю районах с эффузивным типом деятельности. Однако самые значительные деформации берега связаны с извержениями типа Кракатау, когда его конфигурация изменяется при опускании крупных блоков земной коры и аккумуляции больших объемов пирокластике в прибрежной зоне (вулканы Санторин, Кракатау, Тамбора, Косегвина).

Гигантские извержения нередко служат причиной появления цунами, также производящих коренные преобразования береговой зоны. Наиболее известно цунами, возникшее при извержении вулкана Кракатау в 1883 г., когда высота волны достигала 30 м. Извержение вулкана Севергина сопровождалось цунами с высотой волны до 6 м [Мархинин, 1967]. Катастрофическое извержение, связанное с образованием кальдеры Санторин около 3500 лет назад, привело к появлению цунами, волны которого достигли европейского и африканского берегов [Нинкович, Хейзен, 1969].

Современная вулканическая деятельность способствует интенсификации эоловых процессов, обусловленной тем, что извержения приводят к появлению в окрестностях вулканов обширных незадернованных и незалесенных пространств (равнин мощных направленных взрывов, лавовых и пирокластических потоков, лахаров). Однако этот процесс тесно связан с широтной и высотной зональностью. Поэтому в наибольшей степени он свойствен областям, расположенным в аридных и семиаридных условиях, где зарастание свежих вулканических форм идет очень медленно или вообще не происходит; в наименьшей – тропикам, где вновь возникшие формы быстро (через 1–2 года) покрываются растительностью.

В Курило–Камчатской области частые и мощные извержения тоже создают благоприятные предпосылки для проявления эоловых процессов. Этому способствуют еще сильные ветры и значительная высота действующих вулканов, склоны которых поднимаются выше границы растительности. В настоящее время окрестности активных вулканов Камчатки – единственные места в центральных частях полуострова, где эоловые формы рельефа пользуются большим распространением, несмотря на обилие выпадающих осадков. Как показали наблюдения автора в районе вулкана Ксудач, поверхность пирокластической равнины извержения 1907 г. все еще подвергается интенсивной эоловой переработке.

Очень активны в молодых вулканических районах склоновые процессы, что в значительной мере, несомненно, объясняется интенсивным современным вулканизмом. Широким распространением пользуются, в частности, обвално–осыпные процессы на крутых (до вертикальных) стенках кальдер и кратеров (рис. 20), где наблюдаются многочисленные крупные скальные обвалы и оползни, объем которых достигает $0,01–0,1 \text{ км}^3$ (кальдеры Ксудач, Заварицкого и др.). Но особенно много обвално–оползневых форм на участках газогидротермальной деятельности, приуроченных к крутым склонам вулканов. Дело в том, что в местах выхода фумарол и гидротерм породы интенсивно изменяются с образованием глинистых минералов и становятся менее прочными. Возникновение крупных обвалов и оползней на вулканах связано с сильными местными поверхностными землетрясениями, нередко сопровождающимися мощными извержениями. Обилие выпадающей пирокластике приводит к формированию у подножий склонов мощных (5–10 м) делювиальных шлейфов. Отсутствие среди свежего вулканического материала глинистых минералов препятствует значительному развитию на склонах действующих вулканов процессов солифлюкции (за исключением лишь участков газогидротермальной деятельности, где эти процессы могут доминировать).

Еще один важный аспект влияния вулканизма на формирование и облик рельефа реализуется через посредство специфического почвообразования [Соколов,



Рис. 20. Развитие обвальных процессов (О) на уступе кальдеры Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова)



Рис. 21. Почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) на морене (М) II фазы верхнеплейстоценового оледенения (Авачинская группа вулканов, Камчатка)

1973] в молодых вулканических областях, где вместо традиционных почв на значительных площадях развит почвенно-пирокластический чехол [Мелекесцев и др., 1969]. Последний представляет собой своеобразный "слоеный пирог" (рис. 21), состоящий из множества прослоев тефры, имеющих разный химический состав, цвет, мощность, гранулометрию и степень разложения. Часть прослоев гумусирована, иногда встречаются горизонты эоловых песков и пыли. Мощность чехла изменяется от 0,1–0,2 до 7–8 м и зависит от многих факторов, так как является функцией длительности его формирования, удаленности от центров эрупции, положения в рельефе (нахождение на склонах разной экспозиции и крутизны, днищах отрицательных форм, ровных площадках). Самые мощные и сложно построенные чехлы наблюдаются на участках интенсивного эксплозивного вулканизма. На Камчатке, Курилах и других современных вулканических областях они покрывают в целом не менее половины их территории, отсутствуя лишь на большом (>200–250 км) удалении от районов активного вулканизма, стенках вертикальных уступов и крутых склонах гор выше границы растительности.

Одна из главных особенностей почвенно-пирокластического чехла – неодинаковая мощность на различных элементах рельефа: минимальная на вершинах положительных форм рельефа и максимальная в нижней части склонов и на дне отрицательных форм. Разница в мощности достигает двух-пятикратной величины. Это объясняется тем, что равномерно выпадающий из воздуха подвижный и рыхлый пирокластический материал геологически мгновенно (в течение дней, месяцев, реже – лет) перераспределяется по площади за счет склоновых процессов и ветрового передувания. Поэтому наличие почвенно-пирокластического чехла всегда способствует нивелировке первичного рельефа, особенно значительному вблизи эруптивных центров. Кроме того, чехол тефры заметно предохраняет породы от физического и химического выветривания, благодаря чему отложения, участвующие в строении приповерхностных частей всех форм рельефа, соответственно и сами они имеют значительно более свежий облик, чем близкие к ним по генезису и возрасту образования невулканических областей.

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИИ

Суммируя материал наблюдений за извержениями активных вулканов Курило-Камчатской и других областей земного шара, можно заключить, что в современную эпоху вулканизм служит одним из важных факторов, преобразующих рельеф Земли. В самих же вулканических областях он, несомненно, – ведущий рельефообразующий процесс. На Камчатке и Курилах площадь, подверженная прямому воздействию вулканизма, равна 8–10 тыс. км². Здесь возникает большое количество новых моногенных форм вулканического рельефа, идет интенсивный рост и преобразование крупных полигенных построек. Широким развитием пользуются свежие выраженные в рельефе вулкано-тектонические нарушения. На этой площади вулканизм полностью предопределяет специфику экзогенных рельефообразующих факторов. На такой же, если не большей, территории вулканическая деятельность контролирует ход процесса рельефообразования. В сумме это составляет не менее 10% всей площади области.

Аналогичная картина характерна и для других вулканических областей. В целом современный вулканизм (с учетом подводных излияний) прямо или косвенно влияет на формирование рельефа на площади, по-видимому, не менее 1 млн. км².

Вулканизм – самый интенсивный и быстрый из современных рельефообразующих процессов. Объем пирокластического материала катастрофических эксплозивных извержений оценивается в 20–80 км³, а трещинных-эффузивных – в 9–12 км³. Объем продуктов многих десятков исторических извержений колеблется в пределах 1–10 км³, сотен извержений – в пределах 0,1–1 км³. Суммарная энергия крупнейших извержений оценивается в 10²⁵–10²⁷ эрг, а мощность достигает 10¹²–10¹³ кВт. Максимальную мощность эруптивные

аппараты развивают при эксплозивно-фреатической деятельности, минимальную - при экструзивной.

Большинство извержений представляет собой закономерное сочетание нескольких типов вулканической деятельности (А, Б, В, Г). Поэтому обычно и возникают соответствующие парагенетические комплексы вулканических форм рельефа и полигенные постройки. Извержения, отвечающие только одному из главных типов деятельности, происходят реже. Каждое из них создает лишь элементарные и сложные моногенные формы рельефа¹. В современную эпоху рассмотренными четырьмя главными типами вулканической деятельности и их комбинациями формировались все аналоги выраженных в рельефе кайнозойских вулканических сооружений.

Элементарные моногенные формы рельефа образуются в течение единичного проявления любого из типов вулканической деятельности независимо от его энергии, мощности и продолжительности, но без какого-либо перерыва в ходе процесса. Сложные моногенные постройки - результат импульсного режима вулканической активности, одновременной работы нескольких сближенных между собой эруптивных центров или миграции этих центров в пространстве во время одного извержения.

Однако не менее 70-80% одиночных извержений приводили к росту одноактных полигенных сооружений и комплексов форм рельефа, создававшихся двумя или более закономерно сочетавшимися типами вулканической деятельности, и различной в зависимости от характера вулканизма, геодинамической обстановки и среды рельефообразования. Причем это относится к образованиям как самым распространенным, так и более редким. Например, практически повсеместно развитые в наземных вулканических областях шлаковые конусы с одним или несколькими лавовыми потоками обязаны своим происхождением двум типам деятельности: эффузивно-пирокластическому (подтип 1Б) и эффузивному. Чаше других встречается комбинация 1Б+В. Возможны и другие комбинации: В+1Б, 1Б+В+1Б. Но образование подобных комплексов в неглубоких акваториях всегда идет по схеме 1Б+В, так как лавовые потоки начинают изливаться лишь после появления вершины конуса над уровнем воды или по крайней мере вслед за извержением первых порций пирокластики.

Возникновение парагенетических комплексов вулканических форм рельефа областей орогенного вулканизма начиналось, как правило, сильными фреатическими взрывами (тип А), создававшими крупные воронки взрыва, из которых затем выбрасывался значительный объем ювенильной пирокластики (подтип 2Б), шедшей на образование пирокластических потоков и тефровых равнин. В одних случаях на этом извержение заканчивалось, в других - дополнительно происходил рост экструзивных куполов.

Своеобразные, хотя и сравнительно редкие, комплексы форм рельефа одноактных трещинных извержений на поднятых блоках срединно-океанических хребтов (Исландия) также создавались несколькими типами вулканической деятельности. В начальную стадию - умеренная эксплозивно-фреатическая деятельность (тип А), сопровождавшая открытие трещин; затем - мощные эффузивные излияния (тип В), формировавшие обширные лавовые равнины и покровы, а на последнем этапе - эксплозивно-пирокластическая деятельность (подтип 1Б), с которой связан рост многочисленных шлаковых конусов вдоль трещин и образование тефровых равнин на прилегающих участках. Щитовые вулканы исландского типа создавались чередующимися между собой мощной эффузивной деятельностью и умеренной эксплозивно-пирокластической (подтип 1Б). Это находит отражение и во внутреннем строении таких вулканов: явном преобладании лав при подчиненном (5-10%) значении пирокластики.

¹ Здесь "моногенные" и "полигенные" в значении единого или множественного происхождения, т.е. созданные одним или несколькими типами вулканической деятельности. Для форм, образованных одним или серией извержений, следует употреблять термины одноактные и многоактные.

В отдельных случаях извержения происходили из нескольких разобщенных и не обнаруживающих явной связи между собой на поверхности эруптивных центров, в каждом из которых возникали различные друг от друга комплексы вулканического рельефа. Таково, например, сложное трехцентровое Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. (см. рис. 17).

Важнейшая особенность одноактных сооружений как моногенных, так и полигенных – чисто эндогенное происхождение (вулканическое или вулканическое + вулканотектоническое), поскольку из-за краткости периода формирования ни один активный (эрозия, абразия и т.д.) экзогенный процесс не может оказать сколько-нибудь заметного воздействия на их морфологию во время роста. Хотя эти формы пассивно и испытывают влияние таких элементов физико-географической обстановки, как подстилающая поверхность и среда рельефообразования (атмосфера, гидросфера).

Образованные большим числом извержений все наземные и подавляющее количество подводных многоактных вулканических форм рельефа полигенны. Исключением, по-видимому, могут быть только лавовые вулканы на дне глубоких океанических впадин, поскольку там из-за высоких давлений воды нет условий для фреатических взрывов и образования пирокластического материала. Более того, они полигенны в самом широком смысле этого термина, так как их облик и внутреннее строение существенно зависят и от действия комплекса экзогенных рельефообразующих факторов, определяемых конкретной физико-географической обстановкой. Это связано с тем, что у большинства вулканов период покоя достаточно велик и обычно во много раз больше периода активности. Длительность периода покоя может нередко достигать нескольких десятков или сотен лет, а в отдельных случаях даже превышать 1000–2000 лет. Что типично, например, для вулканов в завершающей стадии развития или для вулканов, извергающих кислые продукты.

В межпароксизмальные этапы все многоактные вулканы подвергаются быстрому некомпенсированному разрушению при доминирующей роли процессов, которые характерны для тех мест, где они расположены: в низких широтах – интенсивному размыву тропическими ливнями, которому благоприятствует широкое развитие процессов химического выветривания пород; в околополярных зонах – действию ледников и флювиогляциальных вод; на берегу морей – абразии и т.д. Скорость разрушения определяется и рядом "внутренних" факторов, присущих самим постройкам: их размерами, крутизной и протяженностью склонов, стойкостью и однородностью слагающих пород, степенью освоенности, разрывными нарушениями площадей развития гидротермально измененных пород и др. Масштаб экзогенного преобразования тем больше, чем продолжительнее период между извержениями.

Главная масса продуктов разрушения откладывается у подножия вулканических сооружений, образуя здесь разнообразные по генезису аккумулятивные равнины, плавно спрягающиеся с выше расположенными частями построек. Реже они уносятся за пределы последних или задерживаются на выположенных участках их склонов и выполняют отрицательные формы (кратеры, кальдеры, атрио). Материал последующих извержений залечивает возникшие в результате разрушения неровности, погребает накопившиеся вулканогенно-осадочные толщи. Затем наступает новый период покоя и размыва. И так на протяжении всей активной жизни вулкана. Поэтому тело любой многоактной постройки оказывается сложным не только чисто вулканогенными породами, но и толщами другого генезиса, сформированными за счет их переработки и переотложения. На периферии некоторых типов многоактных вулканов последние даже преобладают по объему. Так, нижние части построек существенно пирокластических стратовулканов в Курило-Камчатской области сложены преимущественно мощными (сотни метров) толщами "сухих" рек и ледниковыми отложениями. Граница между "экзогенной" (внизу) и "эндогенной" (вверху) частями конусов у них проходит на склонах с крутизной 10–15°. Аналогичное строение и морфология наблюдаются почти у всех крупных вулканов этого типа, расположен-

ных в высоких и умеренных широтах (на Алеутах и Аляске, в Новой Зеландии, Южной Америке, Антарктиде).

Пока неизвестно, почему в одних случаях происходят только разовые извержения, создающие одноактные формы и комплексы рельефа, а в других они повторяются неоднократно, приводя к возникновению сложных многоактных сооружений. Основываясь на сравнении тех и других извержений и ассоциирующихся с ними форм рельефа, можно предположить, что главная причина, вероятно, заключается в неодинаковом строении их подводных каналов. Это следует хотя бы из того, что одноактные формы бывают трещинного и центрального типов с подводными каналами в виде даек, а многоактные — лишь центрального, у которых подача магмы осуществляется по трубообразным каналам, энергетически наиболее целесообразным.

По данным С.А. Федотова и др. [1976], дайки мощностью от 0,5 до 8 м (подавляющая часть даек молодых вулканических областей) затвердевают за 1–1000 часов после прекращения их активной жизни. Если перерыв в подаче магматического вещества будет превышать предельный срок затвердевания дайки, она перестанет функционировать, а следовательно, прекратится рост и питаемой ею вулканической формы. Поскольку прочность застывшей дайки обычно больше прочности вмещающих пород, то при продолжении извержения прорыв произойдет рядом и возникнет новая форма рельефа.

Округлые или овальные в сечении трубообразные каналы должны затвердевать в сотни и тысячи раз медленнее по сравнению с близкими по высоте, площади поперечного сечения и объему дайками, так как излучающая тепло поверхность их стенок, а также "мощность" (равная в первом приближении диаметру каналов) намного меньше, чем у даек. Поэтому трубообразные каналы даже при сравнительно небольших сечениях (10^2 – 10^5 м²) могут, вероятно, сохранять дееспособность не только между перерывами любой продолжительности в ходе одного извержения, но и в течение длительных периодов покоя вулканов. Это приводит к тому, что каждый раз перед извержением такой еще пластичный подводный канал оказывается самым слабым участком земной коры, наиболее подходящим для выноса на поверхность свежей порции магматического вещества.

Другой причиной, хотя и менее универсальной¹, способствующей созданию многоактных форм, служит, по-видимому, наличие периферических очагов, питающих вулканы. Более всего это относится к длительно существующим центрам кислого вулканизма.

В историческое время в наземных условиях возникло порядка 100 крупных вулканических сооружений (стратовулканов, щитовых вулканов, кальдер катмайского и гавайского типов, лавовых и пирокластических покровов) и несколько тысяч разнообразных мелких вулканических форм рельефа. Количество вулканических построек, созданных на дне морей и океанов, оценить пока не представляется возможным, но, вероятно, число их больше. Подавляющая часть вновь образующихся форм возникает практически мгновенно — за время менее одного года. Только некоторые из них формируются дольше: крупные первичные вулканы типа Парикутина — до 10 лет, Изальго — до 200 лет, сложные экструзивные куполы — несколько десятков лет. После каждого сильного извержения происходят значительные изменения в морфологии ранее существовавших многоактных сооружений.

С вулканическими процессами связаны в настоящее время самые быстрые и значительные по площади и размаху (до 2–3 км) высот изменения топографии земной поверхности. Во время крупнейших извержений коренной перестройке подвергается рельеф на площадях в десятки и сотни квадратных километров. На еще больших территориях рельеф подвергается заметным изменениям за счет явлений, сопровождающих вулканические извержения (цунами, грязекаменные потоки, скальные обвалы и оползни).

¹ Периферические очаги обнаружены не под всеми многоактными вулканами.

Современный вулканизм — по существу аккумулятивный процесс. Деструктивные вулканические формы занимают в целом подчиненное положение. Однако в отличие от экзогенных аккумулятивных процессов, переотлагающих уже имеющийся на поверхности материал, вулканическая аккумуляция создает рельеф преимущественно из ювенильных продуктов. Характерна высокая скорость выноса глубинного вещества.

С начала XX в. в результате вулканической деятельности на Камчатке и Курилах, по подсчетам автора, перемешено не менее $11-12 \text{ км}^3$ твердого вещества, из которого $7-8 \text{ км}^3$ приходится на ювенильный материал, а остальная часть представлена породами более древних вулканических построек и фундамента. В среднем это составляет $0,1 \text{ км}^3/\text{год}$ ювенильного вещества и $0,15 \text{ км}^3/\text{год}$ всего перемешенного материала. Полученные цифры в $3-4$ раза больше аналогичных величин, рассчитанных для этой же территории для всего четвертичного периода [Камчатка . . . , 1974], что свидетельствует о значительной скорости выноса вещества в современную эпоху.

По существующим оценкам [Sapper, 1927; Kuennen, 1950; и др.], наземные вулканы земного шара поставляют за последние сотни лет в среднем $1 \text{ км}^3/\text{год}$ ювенильного вещества. Общее же количество перемешаемого вулканическими процессами материала с учетом резургентных пород составляет, по-видимому, не менее $1,3-1,5 \text{ км}^3/\text{год}$. В значительной мере это объясняется преобладающим в настоящее время эксплозивным типом вулканизма. Вынос лавы в пределах всей системы срединно-океанических хребтов оценивается в $5-6 \text{ км}^3/\text{год}$ [Menard, 1967]. Таким образом, даже не принимая во внимание извергаемый материал дна океанов за пределами срединно-океанических хребтов, общий объем перемешаемого вулканическими процессами вещества составляет не менее $6,3-7,5 \text{ км}^3/\text{год}$ ¹. Это намного больше не только средней интенсивности выноса вулканитов за всю историю земного шара [Мархинин, 1967], но даже и четвертичного периода. Если приведенные оценки верны, то современную эпоху следует считать периодом весьма высокой скорости выноса вещества, превышающей в несколько раз среднюю многолетнюю, что необходимо учитывать при палеографических реконструкциях и построениях.

Отличительная черта современного вулканизма как рельефообразующего процесса — его ярко выраженная пульсационность, которая проявляется при образовании индивидуальных форм вулканического рельефа, а также отчетливо прослеживается на примере отдельных вулканических областей и в масштабе всего земного шара.

При возникновении вулканических форм рельефа пульсационность выражается в резко неравномерной скорости их роста: наиболее интенсивно процесс идет в начальной, более короткой стадии их образования, а затем он постепенно замедляется. Это относится и к одноактным и к многоактным формам. В масштабах вулканических областей и земного шара в целом пульсационность проявляется в чередовании периодов усиления и ослабления вулканической деятельности [Влодавец, 1974]. В периоды интенсификации увеличивается число извержений, возрастает их максимальная энергия, усиливается скорость выноса магматического вещества, образуется большее число вулканических форм рельефа. Длительность таких периодов от 11 до $200-250$ лет.

Последнее крупное усиление активности началось в конце XVIII в. Не исключено, что именно этим и объясняется отмеченная высокая интенсивность выноса магматических продуктов за последние $200-250$ лет.

¹ По подсчетам У. Файфа (доклад на симпозиуме Международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли; Дарем, Англия, 1977 г.), лавы только подводных излияний выносят 10^{19} кал тепла в год, что эквивалентно излиянию 10 км^3 базальтов.

Формирование рельефа областей современного вулканизма протекает при активном взаимодействии вулканической деятельности (ей принадлежит доминирующая роль) и производной от нее вулcano-тектоники, с одной стороны, и экзогенных процессов — с другой. Это проявляется в том, что вулканизм и тектоника определяют специфику протекающих здесь экзогенных процессов, но морфология и моделировка вновь создаваемых и уже существующих вулканических форм в свою очередь во многом зависят от конкретных физико-географических условий, а следовательно, и от обусловленных ими комплексов рельефообразующих процессов. Таким образом, это взаимодействие несет элемент зональности.

Набор, количество, размер и облик современных одноактных и многоактных вулканических форм рельефа, закономерности их пространственного размещения определяются характером вулканизма, зависящим от геолого-структурных позиций вулканических областей. В этом отношении различаются области, расположенные в пределах орогенических поясов, рифтовых зон суши и океана, дна океанических впадин. Но существенный отпечаток на процесс рельефообразования в целом и морфологию вулканических форм рельефа оказывают физико-географические условия: климат, абсолютная высота и строение фундамента действующих вулканов, близость моря, высоты местных базисов эрозии и т.д.

Например, одни и те же типы вулканов, находящиеся в сходной стадии развития, но расположенные в разных климатических зонах (умеренной, тропической или аридной), имеют значительные отличия в морфологии, обусловленные спецификой протекающих там экзогенных процессов. Это хорошо видно даже при анализе каталогов активных вулканов мира [Catalogue..., 1951-1965].

Современные вулканические формы Камчатки и Курильских островов, их соотношение, расположение и особенности рельефообразования типичны для островных дуг и родственных им тектонических систем умеренного пояса. К наиболее близким аналогам Курило-Камчатской области относятся Япония и Новая Зеландия.

Помимо рассмотренных аспектов прямого и косвенного влияния вулканизма на рельефообразующие процессы регионального масштаба, в молодых вулканических районах и областях имеются и другие, связанные с опосредствованным его воздействием на формирование рельефа земной поверхности в глобальном плане.

Во-первых, предпосылкой для такого воздействия служит наличие планетарной системы срединно-океанических хребтов, многие участки которых проявляют активность и в настоящее время. По современным представлениям, поступление магматического вещества из глубин Земли через систему срединно-океанических хребтов — одна из причин горизонтальных перемещений плит земной коры и роста самих срединно-океанических хребтов. Поэтому изменение интенсивности выноса глубинного материала должно соответствующим образом сказываться на скорости движения плит и на темпе формирования хребтов.

Однако длительность современной эпохи слишком мала, а происходящие процессы медленны, чтобы такое влияние на рельефообразование было непосредственно зафиксировано. Для оценки результатов воздействия этого фактора на рельефообразование необходим анализ более продолжительных отрезков времени, соизмеримых по крайней мере с антропогеном.

Во-вторых, установлено отчетливое кратковременное влияние гигантских современных эксплозивных извержений на климат всего земного шара [Будыко, 1969; и др.], а следовательно, и на экзогенные рельефообразующие процессы в глобальном масштабе. Благодаря тому что при подобных извержениях выбрасывается на высоту до 50-55 км огромное количество тонкого пирокластического материала, который ветром и струйными течениями тропопавзы и стратопавзы быстро разносится на миллионы квадратных километров, засоряя атмосферу, этот фактор служил причиной некоторого похолодания климата земно-

го шара на протяжении до 2-3 лет после каждого извержения. Однако в последние столетия катастрофические извержения следуют с интервалом в несколько десятков лет, а обусловленные ими непродолжительные периоды похолодания климата не смыкаются друг с другом. Поэтому устойчивого воздействия на климат они оказать не могут. Кинетическая же энергия таких извержений (до 10^{24} - 10^{25} эрг) несоизмерима с кинетической энергией атмосферной циркуляции (порядка 10^{28} эрг).

Вынос углекислого газа активными вулканами, в том числе и при катастрофических взрывных и эффузивных извержениях, по оценке О.П. Добродеева [1975], весьма мал по сравнению с его общим содержанием в атмосфере, поэтому глобальный климатологический эффект вулканического CO_2 сейчас, вероятно, невелик.

Таким образом, в современную эпоху не прямое воздействие вулканической деятельности на формирование рельефа в глобальном масштабе в целом несущественно.

ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В АНТРОПОГЕНЕ

Объектом анализа служат выраженные в рельефе вулканические сооружения антропогенного возраста. Антропогенный этап (последние 2–2,5 млн. лет) истории развития Земли чрезвычайно удобен для рассмотрения многих коренных вопросов проблемы "Вулканизм и рельефообразование". Это обусловлено прежде всего выраженностью в рельефе антропогенных вулканических форм, что значительно облегчает их выявление, картирование и определение генезиса. Тогда как более древние наземные вулканические постройки обычно сильно разрушены, уничтожены или погребены.

Антропогенные вулканические образования распространены гораздо шире по сравнению с действующими вулканами, хотя и находятся по большей части в тех же структурных зонах. Однако многие постройки расположены далеко от мест, где наблюдались современные извержения: маары Эйфеля, вулканические образования Центрального Французского массива, Сибири и Дальнего Востока СССР (исключая Камчатку и Курилы), Монголии, Тибета и других областей. Это несоответствие, вероятно, объясняется несоизмеримостью (разница в 1000 раз) длительности современной эпохи и антропогена, на протяжении которого геолого-геоморфологическая обстановка неоднократно изменялась. Во многих случаях хорошо видны взаимоотношения вулканических и невулканических форм рельефа. Это важно для установления относительного возраста вулканических форм на территории отдельных областей. Соотношение со следами четвертичных оледенений, синхронных по всему земному шару, помогает осуществлять межрегиональную возрастную корреляцию вулканических форм рельефа. В последнее время этому способствуют также многочисленные определения абсолютного возраста пород радиоуглеродным, калий-аргоновым, трековым и иониевым методами. Выраженность в рельефе антропогенных вулканических сооружений позволяет широко использовать материалы аэро- и космической съемки, дающие наиболее объективный материал для сопоставления между собой практически всех областей молодого вулканизма земного шара.

Весьма удобна и сама антропогенная временная шкала. С одной стороны, она намного больше по длительности, чем время роста всех наземных вулканических форм и этапов развития молодых вулканических областей. С другой — достаточно дробна для анализа явлений геологического прошлого, где считается, что аналогичные процессы растянуты на миллионы и десятки миллионов лет.

Специфика объектов исследования и несоизмеримость продолжительности антропогенной эпохи по сравнению с современной определяют и иную ее информативность. Анализ вулканизма антропогена позволяет осветить ряд новых аспектов проблемы "Вулканизм и рельефообразование", недоступных при изучении современной вулканической деятельности. К ним относятся прежде всего следующие.

1. Установление закономерностей размещения, строения и развития вулканических форм рельефа, их последовательности во времени. Из более частных — вопросы о скорости, длительности и стадийности роста и разрушения многоактных сооружений, возрасте активных вулканов, продолжительности этапов вулканизма, смене вулканических форм во времени и пространстве в разных структурно-тектонических зонах, вулканических ландшафтах.

2. Выявление и анализ общих черт вулканизма как рельефообразующего фактора (непрерывный или пульсационный характер, эволюция во время энергии вулканических процессов).

3. Оценка роли вулканизма в создании морфоструктур вулканических областей.

4. Определение соотношения вулканизма и прочих рельефообразующих факторов и его эволюции в процессе формирования рельефа молодых вулканических областей.

5. Оценка суммарного геолого-геоморфологического эффекта вулканической деятельности в ходе преобразования земной поверхности (в региональном и глобальном масштабах).

Ряд этих вопросов возможно в первом приближении рассмотреть на примере Курило-Камчатской зоны, где насчитывается около 2000 различных по размеру, морфологии и генезису вулканических форм рельефа, а занятая ими площадь достигает 55-70 тыс. км², по необходимости привлекается сравнительный и дополнительный материал по другим регионам. Результаты исследования антропогенных вулканических форм опубликованы в большом количестве работ. Это позволяет ограничиться минимумом фактического материала и акцентировать внимание на анализе главных аспектов проблемы.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

Основы изучения вулканических построек и рельефа молодых вулканических районов Камчатки и Курил были заложены в 30-е годы работами А.Н. Заварицкого, В.И. Влодавца, Б.И. Пийпа. Первым крупным вкладом стала сводка В.И. Влодавца [1940] по Ключевой группе вулканов. В региональном плане наибольшие результаты принесла организованная в 1946 г. Аэровулканологическая экспедиция, работавшая на Камчатке и Курильских островах. Полученные данные вошли в монографию А.Н. Заварицкого [1955], "Каталог действующих вулканов СССР" [Влодавец и др., 1957]. Позднее материалы аэрофото съемки неоднократно применял А.Е. Святловский [1954, 1956, 1959], разработавший некоторые вопросы методики дешифрирования аэрофотоснимков вулканических районов.

Впоследствии изучение вулканического рельефа было продолжено при геологических съемках Камчатского и Сахалинского геологических управлений, Всесоюзного аэрогеологического треста, вулканологических и тематических геоморфологических исследованиях Института вулканологии и Сахалинского комплексного института ДВНЦ АН СССР, а также Института географии, Геологического института, Института геологии рудных месторождений АН СССР, Всесоюзного геологического института и других организаций. В результате проведенных работ рельеф молодых вулканических районов Камчатки и Курильских островов сейчас лучше изучен, чем в других вулканических областях. Важнейшие итоги отражены в работах Б.И. Пийпа [1956], И.К. Волчанской [Фаворская и др., 1965], В.И. Федорченко и В.Н. Шилова [Федорченко и др., 1966], Г.С. Горшкова [1967], А.Н. Сирина [1968], Н.Н. Кожемяки [1963, 1966], Н.В. Огородова и др. [1972], А.В. Горячева [1966], Э.Н. Эрлиха [1973], И.В. Мелекесцева и О.А. Брайцевой [Мелекесцев, 1965, 1967, 1969; Мелекесцев и др., 1970; Брайцева и др., 1968; Камчатка... 1974].

Размещение географических и геоморфологических объектов Курило-Камчатской области и ее морфоструктура показаны на рис. 1 и 2 в книге "Камчатка, Курильские и Командорские острова" [1974]¹.

¹Схемы составлены И.В. Мелекесцевым; в настоящей работе не приводятся из-за недостатка места.

Общие черты геоморфологии вулканических районов

Вулканические районы Курило-Камчатской области располагаются в пределах двух различных структур: Камчатки – модифицированной островной дуги и Курил – нормальной двойной островной дуги [Эрлих, 1973], заметно отличающихся также по морфоструктуре и особенностям вулканизма. Поэтому их целесообразно рассмотреть отдельно.

Камчатка

Районы развития антропогенных вулканических форм приурочены на полуострове к участкам интенсивных четвертичных прогибаний – грабен-синклиналям [Эрлих, 1965, 1973] Восточной и Южной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта. В них сосредоточено около 90% всех вулканических форм этого возраста. Соотношение структуры и современного рельефа в грабен-синклиналях не прямое, а обратное: вместо депрессий с преобладанием равнинных участков здесь развит типичный горный рельеф с относительно высокими превышениями почти до 5 км. В отличие от других областей горный рельеф этих районов обязан своим возникновением не восходящим тектоническим движениям, а мощной вулканической аккумуляции. Практически грабен-синклинали – перекомпенсированные прогибы, в пределах которых молодым вулканизмом сформированы обширные нагорья. Главными рельефообразующими процессами здесь на всех этапах были вулканическая деятельность и вулканотектоника. Разнообразие типов вулканических проявлений и изменение их характера во времени обусловили разнообразие и закономерную смену форм вулканического рельефа. Вследствие этого история развития рельефа районов зависит в первую очередь от эволюции вулканизма, предопределившего главные черты строения современного рельефа. Экзогенные факторы лишь моделировали рельеф, причем часто результат их воздействия сводился на нет продолжавшейся вулканической деятельностью.

Распространение вулканических форм и их предполагаемый структурный контроль в масштабах всей Камчатки показаны на рис. 22 (вкл.), где вулканические образования разделены на две группы. К первой отнесены формы, возникшие за последние 50–60 тыс. лет, ко второй – все более древние, большинство из которых сформировано в антропогене, но частично сюда включены выраженные в рельефе отпрепарированные вулканические и субвулканические тела плиоцена и миоцена (?). Реконструированы поля развития лавовых и лавово-пирокластических покровов верхнеплиоценового и четвертичного возраста.

Разрывные нарушения нанесены по результатам дешифрирования космических фото- и телевизионных снимков, а также аэрофотоснимков. Подавляющее большинство их имеет антропогенный возраст, поскольку они рвут молодые плиоцен-четвертичные толщи и хорошо выражены в рельефе. Однако на участках развития древних пород (Малкинский свод, хребты Валагинский и Кумроч, север Срединного хребта) наряду с молодыми закартированы и отпрепарированные (обновленные?) более старые разрывные нарушения. При картировке участков, расположенных ниже уровня моря, использованы материалы новейших океанологических исследований.

При анализе карты на себя обращает внимание ряд особенностей системы разрывных нарушений и распределения вулканических образований. Отмечается разный характер и рисунок сетки разрывных нарушений в пределах грабен-синклиналей, выполненных плиоцен-четвертичными толщами, с одной стороны, и участков, сложенных более древними породами, – с другой. На территории грабен-синклиналей преобладающим распространением пользуются различные вулканотектонические нарушения, непосредственно связанные с вулканической деятельностью или образованием вулканотектонических структур. На участках с мощным проявлением ареального вулканизма (Южная Камчатка, север Срединного хребта) наиболее широко развиты трещины и малоамплитудные (метры-первые десятки метров) сбросы, контролирующие распределение эруптивных

центров. В районах кислого вулканизма более типичны дугообразные и кольцевые разломы, ограничивающие вулканотектонические депрессии и пологие вздутия, на вершинах которых располагаются эти депрессии. Амплитуда сбросов, сопровождающих возникновение кальдер обрушения и вулканотектонических депрессий часто измеряется сотнями метров, а иногда превышает 1 км. Однако имеются и многочисленные прямолинейные трещины и малоамплитудные разломы. Особенно густая сетка разнообразных тектонических нарушений наблюдается в местах сочленения грабен-синклиналей и пограничных с ними горстовых и горст-антиклинальных поднятий.

Очень интересным образованием представляется впервые выявленная автором крупная (280x130 км), овальная, в плане структура в центре Камчатки. На востоке ее границей служит сложная система разломов, отделяющая эту структуру от смежных поднятий Восточного хребта. На западе граница проходит по долинам рек Быстрой и Анавгай, заложившимся по крупным разломам; на северо-западе и севере она идет через вулканический массив Алней-Чашаконджа, по долине р. Двухюрточной и далее через вулкан Шивелуч; на юго-западе и юге - по долине р. Кирганик, а на правобережье р. Камчатки - по южному подножью Генеральского поднятия. К северо-восточной части структуры приурочена крупнейшая на Камчатке Ключевская группа вулканов.

Быстрое накопление огромных объемов вулканитов (около 5000 км³ за последние 250-300 тыс. лет и 7500-8000 км³ за последние 800-850 тыс. лет) на территории последней, вероятно, и было одной из главных причин образования этой структуры. Сама Ключевская группа вместе с ближайшим окружением стала областью интенсивного четвертичного прогибания. Реакцией на прогибание послужило компенсационное поднятие и растрескивание периферических участков (хребтов Козыревского, Быстринского, Тумрок, Кумроч). На границе зон поднятий и опусканий сформировалась сложная система разрывных нарушений и возникли многочисленные вулканические сооружения, в том числе очень крупные: Алней-Чашаконджа, Шивелуч, Кизимен и другие.

В пределах горстовых, горст-антиклинальных и сводовых поднятий, сложенных дислоцированными толщами, отчетливо картируются два типа разрывных нарушений, в целом различных по возрасту. Более древний представлен кольцевыми нарушениями, образование которых, вероятно, обусловлено процессами регионального метаморфизма, плутонизма и отчасти вулканотектоникой. Как правило, они лучше выражены на участках, сложенных наиболее древними на Камчатке меловыми и палеозойскими породами (юг Среднего хребта, Ганальский хребет), где величина общего денудационного среза измеряется многими километрами, по сравнению с районами развития более молодых толщ, характеризующихся величиной денудационного среза, не превышающей 0,5-1 км. Максимальный размер оконтуриваемых этими нарушениями структур достигает 100-120 км - крупное сводообразное поднятие, в центральной части которого располагается вулкан Хангар. Ко второму типу относится система наложенных разрывных нарушений, представленных тектоническими трещинами, сбросами, надвигами.

При дешифрировании космических снимков, сделанных с советского и американского спутников, удалось выявить большое количество дугообразных нарушений, распространенных на территории восточной части Камчатки вплоть до Центральной Камчатской депрессии. Наиболее часты нарушения, вогнутой стороной обращенные в сторону Тихого океана. Лишь на самом юге Камчатки дополнительно наблюдаются обратно ориентированные участки дуг.

Судя по тому что к нарушениям приурочены долины рек и ручьев, грабены южной части Центральной Камчатской депрессии, Средней Авачи и других, а также цепочки вулканов, их можно трактовать в качестве крупных зон растяжения. На ряде участков, например, в районе грабен-синклинали Восточной Камчатки, дугообразные нарушения как бы дублируются, повторяясь в очертаниях параллельных друг другу бровки шельфа материкового склона, современной береговой линии и западной границы грабен-синклинали.

Избирательное распространение дугообразных нарушений (широкое развитие в грабен-синклиналях и прилежащих к ним участках морского дна и небольшое количество на восточных полуостровах) привело к характерному "пилообразному" в плане очертанию подводной и надводной частей Восточной Камчатки. Выходящие к берегам Кроноцкого и Авачинского заливов участки грабен-синклинали Восточной Камчатки напоминают как бы два гигантских "обвальнополозневых цирка", стенки которых сложены выступами дислоцированных пород миоценового и более древнего возраста, а дно занято молодыми верхнеплиоцен-четвертичными образованиями (см. рис. 22).

При рассмотрении распространения эруптивных центров хорошо видно намного более широкое и рассредоточенное распределение по площади древних образований по сравнению с молодыми. Последние по большей части оказываются приуроченными к трем линейным, кулисообразно смещенным друг относительно друга зонам северо-восточного простирания: восточной, длиной 650 км, протягивающейся от нижнего течения р. Камчатки до основания п-ова Лопатка; центральной, длиной 360 км, от вулкана Начикинского, на севере, до вулкана Николка, на юге; западной, идущей вдоль оси северной части Срединного хребта, длиной около 520 км. Восточная зона транзитная по отношению к грабен-синклинали Южной и Восточной Камчатки, так как она их пересекает, а на севере даже выходит за пределы последней. Ширина зон не превышает обычно 20-30 км. Только в некоторых местах (юг Камчатки, Ключевская группа вулканов, участок Срединного хребта к северу от вулкана Хангар) верхнеплейстоценовые-голоценовые эруптивные центры занимают более широкие участки.

Значительная протяженность, четкость и прямолинейность всех трех зон позволяют предполагать наличие под ними крупных глубинных расколов. Поэтому вполне вероятно, что структурный контроль молодых вулканов осуществляется разноглубинными разломами. Общая ориентировка зон обусловлена простиранием протяженных глубинных расколов, а расположение вулканических аппаратов в их пределах контролируется нарушениями более мелкого заложения, в том числе рассмотренными выше дугообразными зонами растяжения.

В результате совокупной деятельности эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов в вулканических районах были образованы следующие главные комплексы типов рельефа: 1) вулканический (эндогенно-аккумулятивный), 2) денудационно-вулканический, 3) денудационно-вулканогенно-тектонический и 4) экзогенно-аккумулятивный.

Вулканический комплекс включает все неизменные или слабо измененные процессами денудации вулканические формы независимо от их генезиса, морфологии и размеров. Сюда относятся активные вулканы и недавно возникшие вулканические образования верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Постройки отличаются исключительным разнообразием: широко представлены существенно пирокластические и существенно лавовые стратовулканы, шлаковые и лавовые конусы, экструзивные куполы, кальдеры, кратеры, маары, равнины пирокластических и лавовых потоков. Возраст рельефа всех форм и слагающих их пород совпадает. Вулканические образования этого комплекса по большей части сосредоточены в центральных частях районов, совпадая с наиболее опущенными участками грабен-синклиналей.

К денудационно-вулканическому комплексу отнесены вулканические сооружения, средне- и сильно переработанные денудационными процессами (рис. 23). Для всех них типично сочетание элементов слабо измененного первичного вулканического рельефа и форм, созданных другими процессами, как эндогенными, так и экзогенными. Составляющие этот комплекс постройки столь же разнообразны, как и входящие в вулканический комплекс. Однако их возраст в целом более древний: нижне-верхнеплейстоценовый. Характерной особенностью образований денудационно-вулканического комплекса является несовпадение их возраста и возраста слагающих пород. У менее разрушенных форм это несовпадение частичное, у сильно разрушенных - полное. Так, у относительно слабо преобразованных ниже-среднеплейстоценовых крупных шитовых и шитообразных вулканов этот возраст имеют только сохранившиеся от размыва

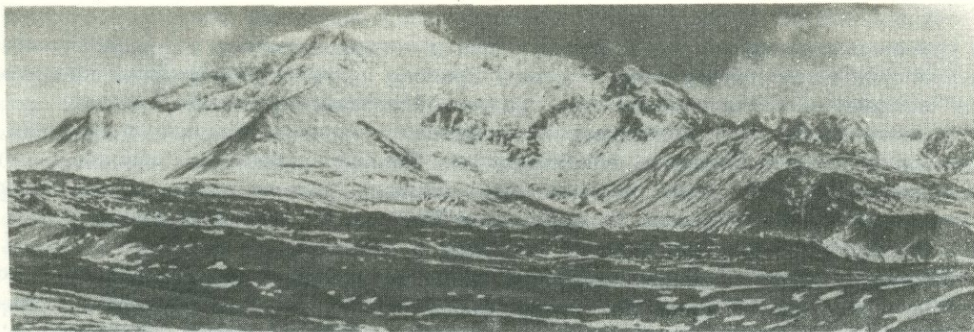


Рис. 23. Сильно разрушенный вулкан Ааг (Авачинская группа вулканов)

участки первичных склонов основания конусов, а эрозионно-денудационный, экзарационный, нивальный рельеф расчлененных средней и верхней частей конусов – верхнеплейстоценовый-голоценовый. Сильно разрушенные стратовулканы того же возраста вообще лишены сколько-нибудь значительных фрагментов первичных склонов, поэтому их рельеф значительно моложе слагающих пород. Составляющие денудационно-вулканический комплекс постройки обычно располагаются ближе к периферии вулканических районов.

Образования денудационно-вулканогенно-тектонического комплекса созданы тремя различными типами процессов. Вначале они формировались как аккумулятивные вулканические сооружения в ходе интенсивного вулканизма верхне-неоген-нижнеплейстоценового возраста. Рост их проходил в прогибах, где фундамент дислоцированных пород был опущен. После прекращения вулканизма (как правило, в конце нижнего плейстоцена) возникшие вулканические формы превратились под действием процессов денудации в денудационно-вулканические. А позже, когда эти участки были вовлечены в нормальный процесс тектонического воздымания – в денудационно-вулканогенно-тектонические. В ходе последнего этапа фундамент (кавраиские и более древние толщи) оказался поднятым на высоту до 200–400 м, а верхний денудационно-вулканический ярус рельефа испытал интенсивное расчленение. У денудационно-вулканогенно-тектонического комплекса наблюдается несовпадение возраста рельефа и слагающих пород – первый значительно моложе. Участки денудационно-вулканогенно-тектонического рельефа приурочены к самостоятельным поясам поднятий (своды центральной и северной части Срединного хребта), отдельным блокам в пределах горстов (бывшие поперечные прогибы, заполненные вулканическими породами и вовлеченные в поднятие вместе с горстами – хребет Тумрок, блок на стыке Ганальского и Валагинского хребтов) и воздымающимся периферическим частям грабен-синклиналей.

Экзогенно-аккумулятивный комплекс включает верхнеплейстоценовые и голоценовые экзогенные аккумулятивные равнины: аллювиальные, пролювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, озерные и другие.

Все вулканические районы сходны друг с другом по структуре и геоморфологии. Отличия между ними касаются главным образом относительной роли в рельефообразовании тех или иных типов вулканической деятельности, их возраста, распространения разных по генезису вулканических форм рельефа и экзогенных процессов. Наибольшим сходством обладают районы Восточной и Южной Камчатки. Для них типично широкое развитие разрушенных ниже-среднеплейстоценовых щитовых и щитообразных вулканов, обилие существенно лавовых и существенно пирокластических стратовулканов. Здесь интенсивно проявился среднеплейстоценовый-голоценовый кислый эксплозивный вулканизм, с которым ассоциируется большое количество крупных кальдер обрушения и обширные пирокластические покровы. Главная масса верхнеплейстоценовых-голоценовых эруптивных центров приурочена в них к единой полосе северо-восточного простирания. Но на территории Южной Камчатки гораздо шире представ-

лены позднеплейстоценовые лавовые равнины, шлаковые и лавовые конусы, связанные с ареальным вулканизмом. В отличие от Южной, на Восточной Камчатке часть существенно лавовых стратовулканов сложена андезито-дацитами и дацитами, а не только основными андезитами и андезито-базальтами.

В вулканическом районе Центральной Камчатской депрессии главная площадь занята молодыми вулканическими постройками верхнего плейстоцена-голоцена. Специфическая его черта — преобладание крупных существующих пирокластических стратовулканов. Туфоигнимбритовые покровы и кальдеры обрушения отсутствуют. Срединный хребет — район массового проявления базальтового вулканизма в раннем плейстоцене и в позднем плейстоцене-голоцене, антропогенный кислый эксплозивный вулканизм сильно редуцирован по сравнению с Восточной и Южной Камчаткой.

Вулканический район Восточной Камчатки¹ пространственно почти совпадает с одноименной грабен-синклиналью. На большей его части развит аккумулятивный вулканический рельеф, за исключением периферических участков, втянутых в поднятие, где преобладает денудационно-вулканогенно-тектонический рельеф. Наиболее крупные вулканические сооружения (Гамченский ряд вулканов, вулканы Кроноцкий, Крашенинникова, сложно построенные кальдерные комплексы Узон, Малый и Большой Семячик, Жупановская и Авачинская группы вулканов) образуют вытянутую вдоль берега океана полосу и приурочены к наиболее прогнутой части грабен-синклинали. Амплитуда относительных опусканий достигает или даже превышает 1500 м.

Грабен-синклираль шириной 50-60 км и длиной 350 км выполнена эффузивно-пирокластической толщей плиоцен-четвертичного возраста, кровля которой образует платообразную поверхность с абсолютными отметками 700-1000 м. Движения по многочисленным разломам, секущим это плато, имеют небольшую амплитуду вертикальных перемещений (первые десятки, редко до 100-150 м).

Таким образом, можно заключить, что главные движения, сформировавшие структуру, происходили параллельно с накоплением заполнивших ее толщ или были более ранними, что менее вероятно. Сочленение грабен-синклинали со смежными участками горст-антиклинальных поднятий Восточного хребта Камчатки, Шипунского и Кроноцкого полуостровов происходит по системе крупно-амплитудных сбросов. Однако последние на значительных участках перекрыты нижнечетвертичными базальтами, что определенно указывает на основные, подвижки по разломам в начальный период образования структуры.

В грабен-синклинали в процессе антропогенного вулканизма возникло обширное нагорье с четко выраженным двухъярусным строением рельефа. Нижний ярус (пьедестал) включает находящиеся на разных уровнях (от 0 до 1000 м) плато и равнины лавовых и пирокластических покровов, верхний — поднимающиеся над ними положительными формами рельефа: стратовулканы, щитовые и щитообразные вулканы, шлаковые конусы, экструзивные куполы. В отличие от невулканических горных районов, где равнины имеют, как правило, незначительное развитие, здесь они занимают не менее половины площади района. Вулканы располагаются на поверхности плато и равнин или приурочены к крупным вулканотектоническим депрессиям, являющимся одним из важнейших элементов вулканического нагорья в средней части района.

По строению, вулканизму и истории формирования рельефа в пределах района отчетливо выделяются три участка: Кроноцко-Гамченский, Карымско-Узонский и Авачинско-Жупановский.

¹Здесь рассмотрены лишь общие особенности геоморфологии вулканических районов и их некоторые специфические черты, обусловленные различиями в вулканизме и проявлении комплекса невулканических рельефообразующих процессов, так как детальная геоморфологическая характеристика районов дана в опубликованных автором работах [Мелекесцев и др., 1970; Камчатка..., 1974; и др.].

Вулканический район Южной Камчатки¹ тоже приурочен к одноименной грабен-синклинали, заполненной верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими породами. Дислоцированные неогеновые отложения фундамента здесь погружены и, как правило, не вскрываются современным эрозионным врезом. Структура имеет общее северо-восточное простирание и протягивается от широтного отрезка долины р. Карымчины на севере до вулкана Камбальный на юге. Максимальная ширина ее достигает 100 км, длина 170 км, площадь распространения аккумулятивного вулканического рельефа составляет около 7500 км². С севера, востока и юга район развития вулканогенно-аккумулятивного рельефа окаймляется разной ширины участками вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа - втянутыми в поднятие периферическими частями грабен-синклинали Южной Камчатки.

Вдоль восточного борта структуры протягивается линейный ряд крупных вулканов центрального типа, отличающихся глубокой дифференцированностью слагающих их пород. С вулканами этого ряда ассоциируют крупные кальдеры и вулканотектонические депрессии. На юге располагается Паужетская вулканотектоническая депрессия эллипсообразной формы, длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. К ней приурочены стратовулканы Ильинский и Желтовский. Севернее следуют кальдеры Призрак и Ксудач, вулканы Асача и Ходутка. На крайнем северо-востоке расположен крупный кальдера-вулкан Горелый, к которому с востока примыкает вулкан Мутновский. Все эти вулканы вытягиваются параллельно крупной зоне высоких градиентов силы тяжести, но несколько отодвинуты от нее на запад.

В западной, тыловой, части грабен-синклинали широко развит трещинный и ареальный базальтовый вулканизм. Небольшие щитовые вулканы исландского типа и многочисленные шлаковые конусы распределяются линейными рядами, ориентированными в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Крупные вулканы центрального типа единичны и относятся преимущественно к бескальдерным базальтовым щитообразным постройкам.

Распределение центров кислого вулканизма согласуется с изометричными в плаге отрицательными аномалиями силы тяжести: Паужетско-Курильской, Гольгинской, Толмачева Дола, диаметром 25-30 км [Зубин и др., 1971]. Так, по периферии аномалии Толмачева Дола расположены кальдеры-вулканы Опала, Горелый и вулкан Асача с многочисленными экстрозивными куполами кислого состава. По периферии Гольгинской аномалии находятся такие центры кислого вулканизма как Ксудач и Ходутка, а в районе Паужетско-Курильской аномалии - проявления кислого вулканизма депрессии Курильского озера, Камбального хребта, вулканов Ильинского и Желтовского.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф развит на тех участках грабен-синклинали, где складчатый фундамент значительно опущен. Породы фундамента здесь не обнажаются и выходят лишь в бортах наиболее глубоко врезанных речных долин на абсолютных отметках, не превышающих, как правило, 200-300 м, по сравнению с 400-700 м на участках вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа и 700-1100 м в хребтах побережья Тихого океана. Поэтому вполне вероятно, что район вулканогенно-аккумулятивного рельефа повсеместно отделен от периферических частей грабен-синклинали системой разрывных нарушений. Часть нарушений хорошо выражена в рельефе, но главная их масса погребена под толщей вулканогенных пород. Следовательно, основной этап тектонической перестройки структуры грабен-синклинали произошел, по-видимому, еще до накопления пользующихся здесь преимущественным распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ второй половины четвертичного периода. Разрывные нарушения типа малоамплитудных сбросов и трещин широко представлены и на территории развития вулканического рельефа. Многие из них контролируют распространение молодых шлаковых и лавовых конусов участков ареального и эксцентрического вулканизма.

¹ Их геоморфологическое строение показано на рис. 41, 43, 55, 58 в книге "Камчатка" [1974].

Как и на Восточной Камчатке, район вулканогенно-аккумулятивного рельефа представляет собой обширное нагорье с четким двухъярусным строением. Нижний ярус включает находящиеся на отметках 100-800 м фрагменты плато, равнины лавовых и пирокластических покровов, а верхний - поднимающиеся над ними постройки вулканов, шлаковые и лавовые конусы, экструзивные куполы. Абсолютная высота наиболее крупных стратовулканов достигает 2000-2500 м. Таким образом, высота вулканического нагорья, приуроченного к наиболее опущенной части грабен-синклинали, во многих случаях на 500-1000 м больше высоты сопредельных горстовых и горст-антиклинальных хребтов. Следовательно, как и в грабен-синклинали Восточной Камчатки, наблюдается явное несоответствие структуры и современного рельефа.

Вулканический район Центральной Камчатской депрессии. Крупнейшие вулканические образования депрессии (Ключевская и Харчинская группа вулканов, вулканический массив Шивелуч и щитообразный вулкан Николка) сосредоточены в северной части структуры шириной 50-70 км и длиной 170 км (см. рис. 64¹). Пограничные с депрессией поднятия на разных участках имеют неодинаковую природу и возраст заложения. На востоке это горст-антиклиналь Восточного хребта, заложившаяся как поднятие еще в миоцене. Границей между ней и депрессией служит система крупноамплитудных разломов, почти на всем протяжении выраженных в рельефе в виде тектонических уступов. На западе депрессия граничит с Козыревско-Быстринской системой поднятий, сложенных миоцен-плиоценовыми толщами, для которых отмечается пологое погружение на восток в сторону депрессии. Оснований для проведения здесь крупного разлома, скрытого под четвертичными отложениями, нет: по данным аэромагнитной съемки [Ривовш, 1963], зона сочленения депрессии с Козыревско-Быстринской системой поднятий характеризуется полосой отрицательных магнитных аномалий с очень низким градиентом. Однако присутствие вдоль западного борта депрессии зоны ареальных излияний шириной около 10 км и длиной 175 км указывает на существование системы трещин растяжения.

Структура фундамента Ключевской группы вулканов, по данным глубинного сейсмического зондирования [Утнасин и др., 1972; Балеста и др., 1976], устанавливается достаточно определенно. Выделяются две четко выраженные впадины с глубиной залегания мелового фундамента до 4 км - Козыревская и Хапичинская. Обе они представляют участки устойчивого прогибания, выполненные мощными толщами кайнозойских отложений. Сочленение Хапичинской впадины с интенсивно воздымающимся хребтом Кумроч происходит по сбросу, четко выраженному в рельефе уступу. Данные ГСЗ подтверждают наличие крупного нарушения с амплитудой смещения до 3 км. Козыревская и Хапичинская впадины разделены Ключевской группой вулканов, под которой намечается поднятие мелового фундамента, служащее, по предположению Э.Н. Эрлиха, продолжением западной ветви Валагинского хребта. Однако это поднятие является элементом глубинной структуры фундамента, поскольку в четвертичное время, как справедливо полагал еще Б.И. Пийп [1956], область Ключевской группы испытывала интенсивное погружение, вследствие чего дочетвертичные породы нигде не выходят на поверхность.

По данным Э.Н. Эрлиха [Мелекесцев и др., 1974], осевая зона северного участка Центральной Камчатской депрессии представляла к началу четвертичного вулканизма горстовое поднятие - прямое продолжение поднятий системы Восточного хребта. Меридиональный участок долины р. Камчатки наследовал впадину, заполненную осадочными толщами палеогена и неогена (Козыревская впадина). Участок Хапичинской впадины представлял элемент системы грабенов и наложенных депрессий, секущих горстскую систему Восточного хребта. Общее погружение всего района с формированием структуры депрессии связано с началом активной вулканической деятельности в конце верхнего плиоцена - начале плейстоцена.

¹В книге "Камчатка..." [1974].

Вулканические районы Восточной и Южной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии вместе составляют Восточную вулканическую зону Камчатки.

Вулканический район Срединного хребта. Большая часть антропогенных вулканических форм рельефа приурочена к северному отрезку хребта от р. Ичи на юге до верховий рек Кахтаны и Хайлюли на севере, длиной около 450 км и шириной от 30–40 до 80–100 км (см. рис. 70¹). Область распространения вулканов в целом совпадает с грабен–синклиналью Срединного хребта. Несколькими особняком отстоит сложно построенный вулканический массив Хангар. Общая протяженность зоны развития антропогенных вулканов превышает 600 км (см. рис. 22).

Курильские острова

В структурном плане антропогенные вулканические образования приурочены здесь к крупным островам внутренней дуги Большой Курильской гряды и островам–вулканам, поднимающимся со дна глубоководной Курильской котловины Охотского моря. Единого мнения о геологической природе и морфоструктуре Курильских островов в настоящее время нет. Наиболее многочисленная группа исследователей: Н.С.Шатский [Шатский и др., 1957], Н.П.Васильковский [1968а,б], Ю.М.Пушаровский [1966], М.С.Марков [Марков и др., 1967] – считают Курильскую островную дугу современной геосинклинальной системой. В.В.Белоусов [1966] и Е.М.Рудич [1962] относят ее, наоборот, к специфическим негеосинклинальным образованиям. Однако представления этих исследователей, традиционно геологические, основанные на концепциях классической геологии, были разработаны для отличных от Курило–Камчатской областей и не всегда учитывают результаты вулканологических и палеовулканологических работ, специфику осадконакопления в пределах такого типа островных дуг и особенности строения их надводного и подводного рельефа.

По Е.К.Мархинину [1967], Курильская островная дуга – поверхностное выражение структуры, уходящей внутрь мантии на сотни километров, которая связана с падающей под материк зоной скалывания, осложненной вертикальными “питающими” каналами. Впервые к аналогичным выводам пришел еще А.Н.Заварицкий [1946а,б], который отметил, что действующие вулканы Курильской дуги приурочены к тем местам, где фокальная зона подходит к земной поверхности на расстояние 100–150 км.

По Э.Н. Эрлиху [1973], внутренняя дуга тектонических систем типа Курил и Изу–Бонин – аккумулятивная структура с “биклиальным” строением, так как в поперечном сечении она представляет собой овал, нижняя синклинальная часть которого отражает процесс постоянного погружения, а верхняя, “антиклинальная”, сформировалась в результате перекомпенсированного по отношению к прогибанию накопления вулканогенных и вулканогенно–осадочных толщ. Структурами второго порядка в ее пределах служат расположенные под углом 45° к простиранию дуги грабены и горсты.

В отличие от Камчатки, где фундамент молодых вулканических районов сложен дочетвертичными (P₃–N₂) дислоцированными толщами разного генезиса, пьедесталом для антропогенного вулканического рельефа крупных островов Большой Курильской гряды, по данным автора, служат очень сложные, сформировавшиеся на протяжении всего неогена, абрадируемые конусовидные постройки. Эти сооружения с диаметром основания 50–100 км поднимаются прямо со дна моря и имеют высоту до 5–6 км. Однако максимальные отметки их надводных частей не превышают 0,9–1,0 км. Вершины построек преобразованы аккумулятивно–абразионной деятельностью моря, и здесь возникли современный островной шельф с комплексом подводных морских террас [Затонский и др., 1961] и террасированная суша. Но это не отдельные вулканы, а комплексные сооружения, состоящие из множества разновозрастных и разно-

¹ В книге “Камчатка...” [1974].

типных образований (вулканических форм, интрузивных и субвулканических тел, прибрежно-морских, мелководных, наземных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ), "спрессованных" в единую вулканоподобную морфоструктуру - сложный или комплексный вулканоид¹ (рис. 24) благодаря длительному вулканизму, специфической тектонической обстановке и особому сочетанию физико-географических условий в период их формирования. Определяющее значение при этом имели: постоянное нахождение оснований построек ниже уровня моря, препятствовавшее удалению продуктов извержений (исключая эоловый перенос) и материала от разрушения построек, и колебательные тектонические движения. Поэтому главная масса ювенильных пород, продуктов их переотложения и материала размыва построек аккумулировалась в пределах последних, способствуя увеличению их размеров и объема, который сейчас колеблется от 3-5 до 15-20 тыс. км³. Активный рост комплексных вулканоидов происходил в периоды интенсивного вулканизма. При его прекращении или значительном ослаблении доминировали процессы размыва. На первый план выходило накопление вулканогенно-осадочных и осадочных толщ (например, диатомитов). Объем и высота построек, естественно, несколько уменьшались, поскольку некомпенсированный вынос материала за их пределы не прекращался (выщелачивание пород, твердый сток, мутьевые потоки).

Помимо вулканизма и тектонических движений на протяжении всего этапа роста сложных вулканоидов важным рельефообразующим фактором была сейсмо-тектоника, а большая высота этих форм над дном моря, значительная крутизна их склонов, обилие измененных пород, раздробленность сооружений на блоки многочисленными разрывными нарушениями и повышенная сейсмичность района способствовали этому. Из экзогенных факторов ведущая роль принадлежала постоянно протекавшим процессам морской абразии и аккумуляции, поскольку деятельность других рельефообразующих процессов начиналась лишь с момента выхода вершин построек над уровнем моря.

Представление о комплексных вулканоидах как о главных элементах морфоструктуры Большой Курильской гряды хорошо согласуется с полученными для этого региона результатами структурных, литолого-фациальных, стратиграфических исследований, материалами геологосъемочных работ, строением подводного и надводного рельефа.

По размерам, способу и длительности образования комплексные вулканоиды Большой Курильской гряды - аналоги океанических островов вулканического происхождения: Канарских, Зеленого Мыса, Таити, Пасхи, которые также правильнее относить к подобным сооружениям. Они отличаются от последних только составом слагающих пород.

При слиянии в процессе формирования близко расположенных друг к другу сложных вулканоидов возникли разной длины (100-300 км) компактные подводно-надводные аккумулятивные хребты, служащие теперь фундаментом для молодых вулканических районов - блоков Большой Курильской гряды: Парамуширского, Онекотанского, Симуширского, Урупского, Итурупского и Кунаширского. Блоки имеют четкие естественные границы и отличаются особенностями вулканизма, соотношением вулканических и невулканических форм рельефа, высотой дочетвертичного фундамента [Камчатка..., 1974].

Блоки южного и центрального звеньев Курильской дуги вытянуты на северо-восток (аз. 45°), а отдельные ряды вулканов ориентированы здесь по азимуту северо-северо-восток (ССВ 25°). Блоки северного звена наложены на меридиональные блоки шельфа, продолжающие направление структур Южной и Центральной Камчатки, и имеют общее северо-северо-восточное (аз. 25°) простирание. Подобная ориентировка позволяет сделать вывод о том, что система

¹Этот термин предложен автором для надводно-подводных форм рельефа, сходных по внешнему облику с вулканами, но возникших более сложным путем при взаимодействии вулканизма, плутонизма и других эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов, в отличие от вулканоидов - грязевых вулканов.

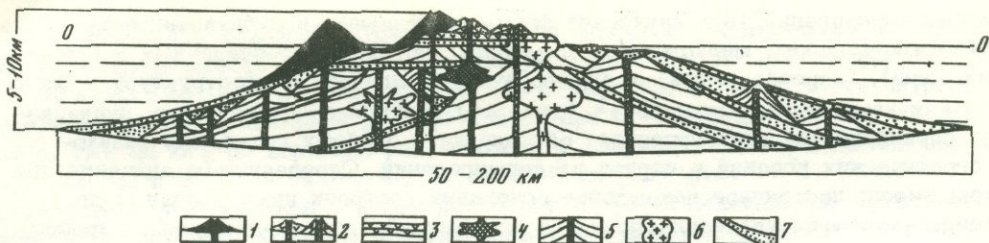


Рис. 24. Принципиальная схема строения сложного вулканоида

1, 2 - четвертичные вулканы: 1 - верхнеплейстоцен-голоценовые, 2 - средне-верхнеплейстоценовые; 3 - средне-верхнеплейстоценовые андезитовые покровы; 4 - периферические очаги и подводные каньоны вулканов; 5 - породы верхнемиоцен-плиоценовых вулканов; 6 - интрузивные и субинтрузивные тела; 7 - осадочные и вулканогенно-осадочные толщи

Курильской дуги возникла не как однородная структура, а образовалась в результате параллельного развития двух различных структурных систем. Первая из них, включающая блоки южного звена Курильских островов, формировалась в тесной связи со структурами Японских островов вторая, в пределах которой находятся блоки северного звена, - совместно со структурами Камчатки. Блоки центрального звена представляют, по-видимому, результат более позднего развития последней из этих систем. На единство Юго-Восточной Камчатки и Парамуширского блока указывают также определенные И.В.Мелекесцевым близкие скорости поднятий этих участков во второй половине антропогена [Камчатка..., 1974].

Антропогеновые вулканы явно тяготеют к тем участкам Большой Курильской гряды, фундамент которых относительно опущен. Показателем этого может быть соотношение площадей, занятых подводными и надводными вулканами. Если первые занимают 5500 км^2 , то площадь молодых вулканических образований на островах главной части гряды не превышает 5250 км^2 . На крупных островах вулканы в основном приурочены к местам понижений кровли третичного фундамента. Максимальным распространением на большинстве островов пользуются молодой (Q_2-Q_3) вулканический и более древний (Q_3-Q_4) денудационно-вулканический рельеф. Однако широко представлены и другие генетические типы рельефа.

В привершинных частях комплексных вулканоидов и образованных ими хребтах-блоках, т.е. на шельфе и островной суше, вулканы располагаются как бы на ступенях гигантских лестниц, образованных серией подводных и надводных морских террас (рис. 25-29, вкл.). Часть вулканов находится на западных подводных склонах этих вулканоидов, обращенных в сторону Охотского моря. На восточных склонах молодые вулканы отсутствуют. Особняком стоят вулканы, поднимающиеся непосредственно со дна глубоководной Курильской котловины Охотского моря. Обычно главная часть их построек скрыта под водой, и только у вулкана Алаид это соотношение нарушено.

Вулканизм и вулканические формы рельефа отдельных блоков существенно различаются по занимаемым площадям, соотношению кислых и основных продуктов, интенсивности выноса глубинного вещества, типам вулканических образований, деталям эволюции и другим параметрам [Мелекесцев и др., 1974]. Однако имеется ряд особенностей, типичных для всей гряды: ярко выраженная поперечная зональность в распределении вулканических пород и форм рельефа, а также сходный в целом характер эволюции вулканизма и связанная с ним смена вулканических форм во времени.

В занимающей крайнее восточное положение полосе, совпадающей с вершинной частью блоков (шельф + островная суша), сосредоточены практически все главные проявления кислого вулканизма и ассоциирующиеся с ними формы рельефа: кальдеры, пирокластические покровы, большинство экстрезивных куполов

и крупных взрывчатых кратеров. Преобладают небольшие по размерам пологие формы, а высота самых крупных многоактивных вулканов не достигала в антропогене и не превышает сейчас 1,5–2 км (см. рис. 29). Только в этой зоне наблюдается типичное линейно-гнездовое расположение небольших преимущественно лавовых стратовулканов, отмеченное еще Г.С.Горшковым [1967], а также имеются обширные лавовые покровы, связанные с площадными излияниями андезитовых лав. Средний валовый состав пород, по оценке автора, отвечает андезиту с 57% SiO_2 .

В полосе, расположенной западнее и включающей "охотские" подводные склоны блоков, наоборот, доминируют крупные вулканы центрального типа: Пик Фусса, Атсонупури и другие (рис. 30). Относительная высота построек колеблется от 1 до 3 км. Они сложены породами от андезитов до базальтов. Средний валовый состав пород – андезито-базальт с 54% SiO_2 .

Вулканы Курильской котловины имеют максимальные для Курил размеры. Их высота (3–3,5 км) и объемы (200–500 км³) предельны для Курило-Камчатской вулканической области. Независимо от объема, абсолютных отметок вершин и состава пород, максимальная высота построек вулканов Камчатки и Курил не превышает 3–3,5 км. В среднем надводные части вулканов этой самой западной полосы Курильской дуги сложены базальтами с 51% SiO_2 .

В том же направлении, т.е. с востока на запад, происходит увеличение щелочности изверженных пород [Петрохимия..., 1966].

Вулканизм и вулканические формы рельефа Большой Курильской дуги заметно отличаются от камчатских. Здесь нет форм, связанных с проявлением базальтового ареального вулканизма, меньше масштабы кислого вулканизма, размеры и объемы ассоциирующихся с ним кальдер обрушения и пирокластических покровов, нет вулканитов, кислее дацитовых. В свою очередь на Камчатке отсутствуют широко развитые на Курилах лавовые покровы, связанные с массовыми площадными излияниями мощных и вязких потоков андезитов, мало типичен линейно-гнездовой тип вулканизма. Последний, по-видимому, тесно связан с общей эволюцией вулканизма вулканоидов, к центральным частям которых и приурочен.

Однако на Камчатке и Курилах одинаково велика роль вулканизма как рельефообразующего фактора. Показательно в этом плане соотношение вулканизма и тектоники в увеличении высоты островной суши (рис. 31). За соизмеримые отрезки времени их доля примерно одинакова. Но вулканизм действует локальнее по сравнению с тектоническими движениями, охватывающими блоки целиком.

Начиная со среднего плейстоцена острова главной гряды испытывали непрерывное тектоническое поднятие с постоянной скоростью (при осреднении за интервалы времени в тысячи лет, за меньшие временные отрезки они дискретные), равной для Гарамуширского блока 1,6–1,7 мм/год, Онекотанского, Симуширского и Урупского блоков – 2,3–2,4 мм/год, для Итурупского и Кунаширского блоков – 2,0–2,1 мм/год. Амплитуда поднятия за последние 300–320 тыс. лет составила для них соответственно 500–540, 720–760 и 630–660 м.

Представление А.В.Горячева [1966] об опускании среднего звена Курильских островов не подтвердилось. Оно было основано на предположении об уменьшении высоты региональной поверхности выравнивания Курильских островов к центру дуги. Но этой поверхности выравнивания на Курилах не оказалось. За нее ошибочно были приняты разные по генезису образования, главным образом морские террасы и фрагменты лавовых плато.

Как и на более ранних этапах, помимо вулканизма и тектоники в антропогене заметным эндогенным рельефообразующим фактором была сейсмостектоника. Ее роль даже несколько возросла в верхнем плейстоцене–голоцене, поскольку Курильские острова достигли в это время максимальных абсолютных отметок за счет совместного "воздымающего" эффекта вулканической аккумуляции (в частности, формирования самых высоких в антропогене существенно пирокластических стратовулканов) и тектонических поднятий. В результате



Рис. 30. Вулкан Пик Фусса на западном побережье о. Парамушир. У подножия пролювиальные конусы выноса. На переднем плане пойма и низкие аккумулятивные террасы

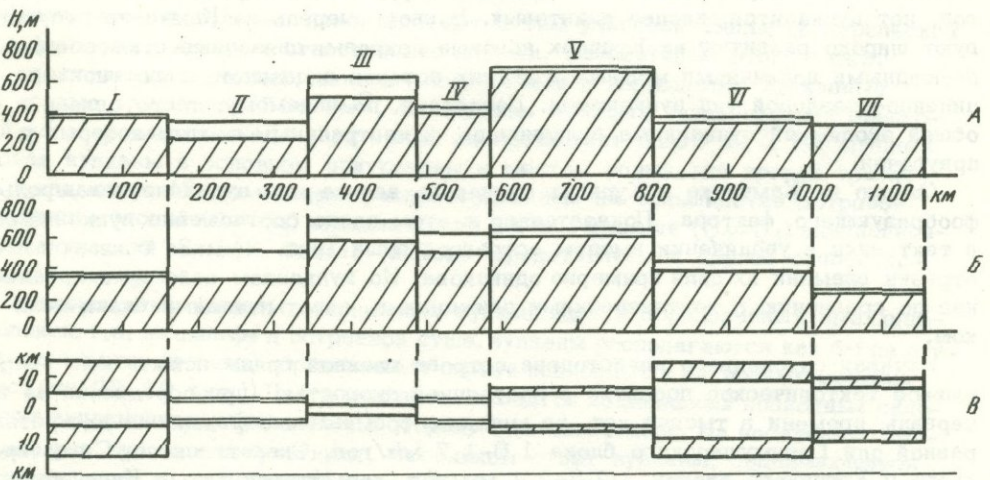


Рис. 31. Роль вулканической аккумуляции и тектоники в увеличении высоты островной суши

1 - четвертичные вулканиты; 2 - дочетвертичный фундамент. А - за интервал 0-30 тыс. лет; Б - за интервал 0-100 (150?) тыс. лет; В - соотношение площадей вулканического и невулканического (косая штриховка) рельефа блоков Курильской дуги: I - Парамуширский, II - Онекотанский, III, IV - Симуширский, V - Урупский, VI - Итурупский, VII - Кунаширский блоки

этого сейчас на большинстве островов распространены многочисленные обваль-но-оползневые цирки и обширные участки холмистых обваль-но-оползневых равнин.

Из экзогенных рельефообразующих факторов важнейшее значение имели и имеют морская абразия и аккумуляция, а также флювиальная деятельность. Поэтому морские и флювиальные формы развиты на островах наиболее широ-

ко (см. рис. 30). Повсеместно имеются морские террасы: аккумулятивные (высота до 5–7 м), абразионно-аккумулятивные (до 200 м) и абразионные (до 500 м). На крупных островах представлен весь комплекс террас, на небольших – высокие террасы обычно отсутствуют. Самые мелкие острова – вершины молодых вулканов, которые характеризуются лишь комплексом низких террас. На островном шельфе и срезанных вершинах погруженных ниже уровня моря вулканов, по данным океанологических исследований [Канаев, Ларина, 1959; Затонский и др., 1961], широко развиты подводные морские террасы. Подводных террас нет только вокруг голоценовых островов-вулканов.

Флювиальные формы также встречаются на всех островах. В связи с относительно небольшой площадью и протяженностью островов здесь в основном распространены формы, связанные с деятельностью мелких рек, ручьев и временных водотоков. При этом строение долин заметно различается в зависимости от суммарной скорости подъема островной суши. На участках, где скорости тектонических движений минимальные, а вулканическая аккумуляция отсутствует (о. Шумшу, центральная часть о. Парамушир), преобладают хорошо разработанные долины, дно которых шириной до 1–1,5 км занято комплексом аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных речных террас. Наоборот, в местах с большими скоростями суммарного (вулканогенно-тектонического) поднятия доминируют глубоко врезанные долины с V-образным поперечным профилем, независимо от размера водотока (острова Онекотан, Симушир и др.). Как и в вулканических районах Камчатки, временные водотоки и образованные ими вулканогенно-пролювиальные равнины окружают подножья активных существенно пирокластических стратовулканов (Пик Фусса, Тятя, Алайд и др.). Но их ширина и площадь здесь намного меньше, так как периферические части равнин постоянно абрадируются морем.

В отличие от Камчатки ледниковые формы рельефа на Курилах развиты ограниченно. Четкие карты, трог и аккумулятивные ледниковые образования горно-долинного оледенения имеются лишь на самом северном Парамуширском блоке. Южнее ледниковые формы выражены не столь явно или вообще отсутствуют. Это объясняется прежде всего незначительным масштабом верхнеплейстоценовых ледников в связи с умеренностью даже в ледниковую эпоху климата среднего и южного звеньев Курильской гряды, расположенных между 50 и 43° с.ш., малой площадью и абсолютной высотой (обычно не более 800–100 м) суши в период оледенения, а также близостью открытого океана. В среднем плейстоцене ледников здесь, по-видимому, не было. Имеющиеся данные [Канаев, 1960, 1961; Горшков, 1967; Стратула, Стырикович, 1967; и др.] о широком распространении следов ледниковой деятельности на Курилах исследованиями автора не подтвердились. Детальная ревизия предполагаемых "ледниковых" форм показала, что они по большей части представлены образованиями другого генезиса: обвальными-оползевыми формами, лахаровыми отложениями и т.д.

К заметным рельефообразующим факторам на Курилах относится также эоловая деятельность. Предпосылками для нее служат частые и сильные ветры и наличие обширных незалесенных и незадернованных участков вулканического (свежие лавовые потоки, пирокластические покровы и тefровые чехлы) и невулканического происхождения (молодые аккумулятивные морские террасы, активные абразионные уступы, вулканогенно-пролювиальные равнины). Эоловой деятельностью почти на всех островах созданы многочисленные дюны. Мощность эоловых отложений нередко достигает 15–20 м.

Общие черты строения и развития рельефа вулканических районов Камчатки и Курильской островной дуги в целом типичны и для родственных им структур (Алеутской дуги, Японии, Новой Зеландии). Это прежде всего связано с тем, что главные этапы вулканизма и структурных преобразований антропогена западной части Тихоокеанского кольца происходили в целом синхронно и имели одинаковую направленность [Эрлих, Мелекесцев, 1973а, б, 1974].

Вулканические формы рельефа встречаются в закономерных сочетаниях, образуя вулканические ландшафты. Особенности последних определяются, с одной стороны, типом вулканизма и, с другой стороны, спецификой тектонических движений (в данном случае не рассматриваются ландшафты, возникшие в результате трансформации вулканического рельефа под воздействием экзогенных процессов). На Камчатке выделяются группы ландшафтов участков развития основного вулканизма (проявления центрального и площадного типа в разных тектонических условиях), ландшафтов, связанных с региональными проявлениями кислого вулканизма, и четыре конкретных типа ландшафтов (А, Б, В, Г).

А. Отдельные стратовулканы или группы вулканов, расположенные в областях прогибания (рис. 32,А). Примерами таких ландшафтов служат Ключевская и Авачинская группы вулканов, Кроноцкая сопка и другие. Здесь хорошо выражены два яруса рельефа с четким разделением на область сноса и область аккумуляции: верхний ярус — конусы вулканов, нижний — область равнин их подножий. Вулканические постройки обычно представлены стратовулканами, которые осложнены расположенными на их склонах латеральными экструзиями, побочными и лавовыми конусами. Подножия вулканов служат ареной аккумуляции вулканогенного и вулканогенно-осадочного материала и представляют собой равнины различного генезиса. Главную роль в рельефе подножий играют пролювиальные и флювиогляциальные равнины и обширные участки с холмисто-западным ледниковым рельефом. Лавовые равнины могут занимать сравнительно большие площади, однако часто они связаны не столько с деятельностью самих крупных вулканов, сколько с излияниями региональных или ареальных зон вулканизма в этих группах и фокальными шлаковыми конусами. Небольшие участки занимают равнины пирокластических потоков и направленных взрывов. Закономерности строения рельефа и сложений таких районов детально описаны в специальной работе [Мелекесцев и др., 1970].

Б. Отдельные вулканы или вулканические группы, расположенные на поднятиях (рис. 32,Б). Вулканические ландшафты этого типа пользуются на Камчатке сравнительно небольшим распространением. В этих местах вулканические образования насажены на поднятые и расчлененные вулканические плато периферических частей грабен-синклиналей или располагаются в горстовых поднятиях обрамления грабен-синклиналей на дочетвертичных дислоцированных породах. Вулканические формы представлены стратовулканами (вулканы Вилючик, Бакенинг и др.), которые иногда, сливаясь, образуют короткие вулканические хребты (Гамченский ряд вулканов), а также шлаковыми и лавовыми конусами и экструзиями. Сами вулканические постройки по рельефу не отличаются от описанных для предыдущего ландшафта. Отличия сказываются в строении областей подножий: последние служат местами аккумуляции только вулканогенного материала, поставленного во время извержения. Остальной материал выносятся за пределы этих приподнятых участков, с чем связано почти полное отсутствие здесь равнин, сложенных вулканогенно-осадочными толщами.

В. Ландшафт участков массовой базальтовой излияний (рис. 32,В), рельеф которых создан вулканической аккумуляцией в процессе интенсивных базальтовых излияний (северная часть Срединного хребта Камчатки, зоны ареального вулканизма Южной Камчатки и др.). Особенности рельефа обусловлены сочетанием обширных лавовых равнин с насаженными на них многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами и более крупными, но реже встречающимися пологосклонными щитовыми вулканами. Лавовые равнины пользуются настолько широким распространением, что практически не оставляют места для развития равнин какого-либо другого генезиса.

Г. Ландшафт участков регионального развития кислого вулканизма (рис. 32,Г). Типичный пример — участок Восточной вулканической зоны от Кроноцкого вулкана на севере до Жупановского на юге и значительная часть Южной Камчатки. Здесь формируется наиболее сложный тип вулканического ландшафта, представляющий собой сочетание разнообразных как положительных, так и от-

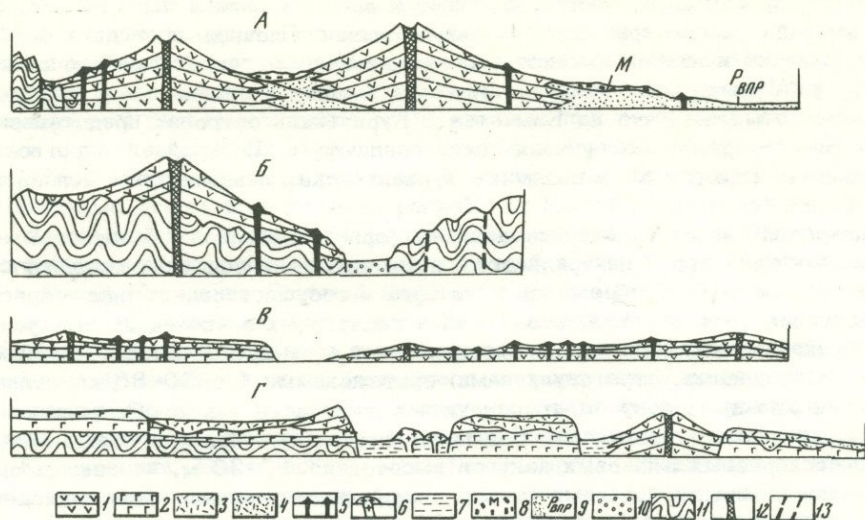


Рис. 32. Типы вулканических ландшафтов Камчатки

1 - базальт-андезитовые породы; 2 - платобазальты; 3 - игнимбриты; 4 - пемзы и агломераты; 5 - шлаковые и лавовые конусы и их подводющие каналы; 6 - экструзивные куполы; 7 - кальдерно-озерные отложения; 8 - ледниковые отложения; 9 - вулканогенно-пролювиальные отложения; 10 - аллювий; 11 - фундамент; 12 - подводющие каналы кулканов; 13 - разломы

рицательных форм рельефа. Нигде выравнивающая роль вулканизма не сказывается так сильно, как в этих районах.

Для Большой Курильской гряды выделяются два главных типа островных вулканических ландшафтов (Д, Е).

Д. Ландшафт крупных островов, где разнообразные по генезису и сохранности антропогенные формы насажены на террасированный пьедестал из более древних ($P_3 = N_2$) пород высотой до 500-600 м. Вулканические постройки располагаются как бы на ступеньках гигантской лестницы из абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Вулканические образования нередко и сами сильно абрадируются, в результате чего занимаемая ими площадь намного меньше по сравнению с аналогичными "континентальными" формами. Линейно-гнездовое расположение вулканов послужило основой для своеобразного четковидного очертания этих островов (Итуруп, Шиашкотан, Симушир и др.). Расширения совпадают с "гнездами" вулканов, а соединяющие их узкие перемычки - чаще всего сохранившиеся от размыва участки абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных морских террас или уцелевшие фрагменты равнин пирокластических потоков (перешейки Рока, Ветровой и др.). В зависимости от степени проявления кислого эксплозивного вулканизма выделяются две разновидности ландшафтов. При отсутствии или незначительном его развитии главными ландшафтными формами служат существенно лавовые и существенно пирокластические стратовулканы, шлаковые и лавовые конусы, экструзивные куполы и лавовые равнины. При большой роли кислого вулканизма к названным формам добавляются крупные отрицательные формы - кальдеры и кратеры и ассоциирующиеся с ними пирокластические покровы. При разрушении абразий стенок отрицательных форм происходит их затопление морем (кальдеры Броутона, Львиная Пасть и др.).

Е. Ландшафт мелких островов, объединяющий наземные фрагменты огромных вулканов, поднимающихся со дна моря. Размеры островов зависят от соотношения надводных и подводных частей построек. У крупных островов (Алаид) ниже уровня моря находится меньшая по высоте часть, у мелких - большая (Броутон, Чиринкотан). Специфическая особенность ландшафта - почти полное

отсутствие флювиальных аккумулятивных и лавовых равнин подножий вулканов и широкое распространение обвальных равнин. Площадь последних особенно велика, если на вулканах имеется большое количество гидротермально измененных пород (Маканруши).

Следует отметить, что на Камчатке и Курильских островах представлены не все типы современных вулканических ландшафтов. По крайней мере возможно выделить еще два типа наземных вулканических ландшафтов – исландский и гавайский.

Исландский тип отличается сочетанием форм, связанных с базальтовым вулканизмом трещинного и центрального типов, идущим в условиях мощного современного оледенения. Особенность ландшафта – сосуществование разновозрастных вулканических форм рельефа, возникших в ледниковых и внеледниковых условиях. Вулканические образования внеледниковой зоны представлены обычными щитовыми вулканами, стратовулканами, протяженными (до 30–35 км длиной) цепочками шлаковых конусов, трассирующих трещины, а также обширными лавовыми равнинами и покровами. Над поверхностью лав нередко поднимаются группы бескорневых шлаковых конусов высотой до 15–20 м, возникших при перекрытии лавовыми потоками сильно обводненных участков. Для подледных извержений центрального типа характерны своеобразные столовые горы – тьюя, имеющие крутые (до отвесных) склоны и высоту в несколько сот метров. Внешне они напоминают останцы разрушенных лавовых плато, но отличаются от них строением: основание тьюя сложено породами палагонитовой формации и только вершинная часть бронирована базальтами. С трещинными подледными извержениями связаны достигающие значительной длины (до 10–15 км) крутосклонные гряды, имеющие сходное с тьюя строение. Высота таких гряд иногда превышает 1 км.

Гавайский тип ландшафтов свойствен для многих островов–вулканов, поднимающихся со дна Тихого океана. Главные его элементы – гигантские щитовые вулканы гавайского типа и обширные лавовые равнины их подножий. Однако довольно широко распространены более мелкие щитовые вулканы исландского типа, многочисленные линейные зоны шлаковых конусов на трещинах, а также бескорневые шлаковые и лавовые конусы.

История формирования рельефа вулканических районов как отражение эволюции вулканизма

В областях молодого вулканизма сохраняется в силе классическое положение геоморфологии, рассматривающее рельеф как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Однако здесь формирование и развитие рельефа идет при резком преобладании эндогенных факторов и в первую очередь вулканизма, который определяет не только возникновение и распространение основных форм рельефа, но во многом и их преобразование. Вулканизм выступает как важнейший структурный фактор наряду с тектоникой. Вулканогенная аккумуляция и вулкано–тектонические движения практически определяют облик современного рельефа молодых вулканических районов.

В течение антропогена вулканические формы рельефа закономерно сменялись во времени. Несмотря на разнообразие вулканических проявлений в каждый из моментов истории геологического развития, любой достаточно длительный отрезок времени характеризовался максимальным развитием специфических для него форм, что объясняется преобладанием определенного типа вулканической активности. Смена вулканических форм во времени и пространстве обусловлена закономерностями развития вулканизма. Поэтому изучение истории формирования вулканического рельефа какой-либо территории базируется в первую очередь на восстановлении последовательности вулканических процессов. Можно прямо утверждать, что направленно циклическая смена вулканических форм во времени является отражением направленно циклического развития вулканизма.

В рельефе выражены вулканические образования, возникшие начиная с конца плиоцена–начала плейстоцена, т.е. со времени формирования комплекса "лав

плато", в котором фиксируются породы с обратной намагниченностью. Таким образом, можно полагать, что возраст современных вулканических форм не превышает 0,7–0,9 млн. лет. Подстилающие комплекс вулканотерригенные отложения представлены мощными толщами. Вулканические постройки и центры извержений реконструируются по ним только при детальном палеовулканическом и структурно-фациальном исследовании. Время формирования этих толщ отвечает длительности всего четвертичного периода или превосходит ее.

Начальные этапы формирования рельефа на Камчатке отличались образованием базальтовых и базальт-андезитовых вулканических сооружений комплекса "платоэффузивов" и крупных щитовых и щитообразных вулканов: Шмидта, Большой и Малой Кетепаны, Большой Ипельки и др. Комплекс "платоэффузивов" представлен фрагментами плато, которые включают генетически разнородные образования: остатки поднятых и расчлененных лавовых равнин, связанных с ареальным вулканизмом, и сохранившиеся от разрушения нижние части склонов щитовых вулканов. Вулканизм этого этапа захватывал территорию всех районов и некоторые участки, ныне занятые горными системами (хребты, Тумрок, Козыревский, Быстринский, часть Ганальского). По-видимому, можно говорить о сходной интенсивности и типе вулканизма во всех районах его проявления. Повсеместная фиксация зоны обратной намагниченности в лавах плато свидетельствует, что этап везде начался геологически одновременно. Ранее считалось, что формированию "платоэффузивов" предшествовало образование региональной поверхности выравнивания, которая рассматривалась как стратиграфический рубеж, отделяющий четвертичный период от плиоцена [Власов, 1959 а, б, в]. Позднее [Эрлих, 1960; Кожемяка, 1963; Фаворская и др., 1965; Шанцер и др., 1966] было показано, что перерыв, предшествующий излиянию "платоэффузивов", кратковременен и недостаточен для формирования региональной денудационной поверхности выравнивания. Участки наблюдаемых в рельефе ровных поверхностей оказались в большинстве аккумулятивными, а не денудационными образованиями.

Вулканические продукты характеризуются общим преобладанием базальтов и постепенной сменой их в ходе эволюции отдельных центров андезитобазальтами и андезитами. Эксплозивная активность менее типична, поэтому кислый пирокластический материал занимает резко подчиненное положение¹. Лишь в исключительных случаях (Узонско-Гейзерная депрессия) кислые туфы, лавы, игнимбриты сопоставимы по объему с основными породами.

Вулканизм конца плиоцена – первой половины плейстоцена проявлялся в условиях преобладавшего растяжения и опускания земной коры Камчатки. Поэтому вулканические постройки формировались при самых низких за весь антропоген гипсометрических отметках подстилающей поверхности. Не исключено, что периферические части многих лавовых равнин и подножия ряда вулканов центрального типа (Большая Ипелька, Большая Кетепана, Хайлюля) располагались в то время на уровне моря. Причем условия были, по-видимому, сходными во всех районах. На это указывают и повсеместное распространение эффузивного вулканизма и однотипных вулканических форм, а также близкие объемы изверженного материала: разница объемов всего в 1,5–2 раза (рис. 33). Время ареальных излияний и формирования щитовых и щитообразных вулканов отвечает максимуму вулканической деятельности, совпадая, вероятно, с этапом наибольшего растяжения земной коры Камчатки, а существенно лавовых стратовулканов – минимальной ее интенсивности, когда растяжение сменялось тенденцией к сжатию. Это, в частности, хорошо видно при сравнении объемов изверженного материала за оба этапа: соответственно 8660 и 2310 км³ за сходные по длительности временные этапы (порядка 200–300 тыс. лет).

¹ Не исключено, что кислая пирокластика, нестойкая к процессам денудации, могла быть просто очень сильно размыва, так как следы катастрофических эксплозивных извержений, бывших на Камчатке 0,88 и 0,92 млн. лет назад, фиксируются в глубоководных донных осадках северо-западного сектора Тихого океана [Heys, Ninkovich, 1970].

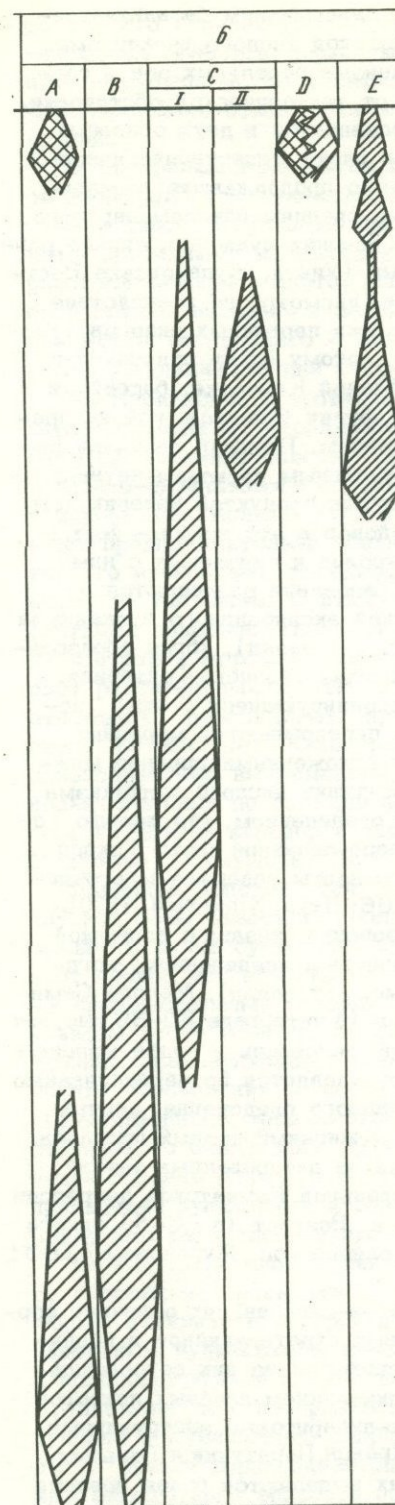
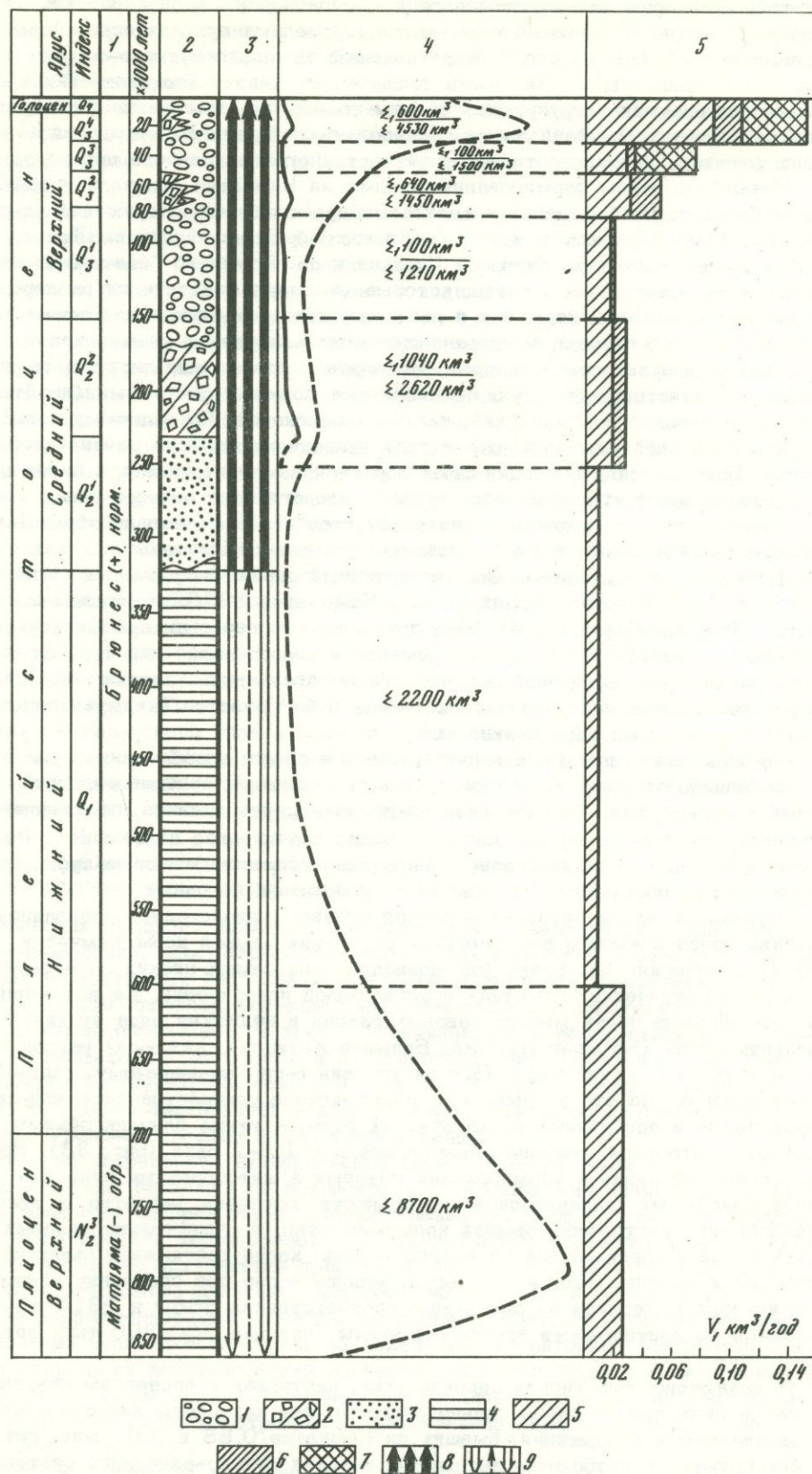


Рис. 33. Распределение во времени четвертичных вулканических форм рельефа Камчатки

I - галечные и вулканогалечные отложения; 3 - пески; 4 - супеси и суглинки; 5 - базальт-андезитовые породы I цикла; 6 - базальт-андезитовые породы II цикла; 7 - кислые породы I цикла; 8 - интенсивные восходящие тектонические движения; 9 - преимущественно нисходящие движения. A - формы, связанные с проявлением ареального вулканизма; B - крупные щитовые и щитообразные вулканы; C - преимущественно лавовые стратовулканы (I - сложенные базальт-андезитовыми породами; II - андезидацитовыми породами); D - существенно пирокластические стратовулканы; E - формы, связанные с проявлением кислого вулканизма.

Все вулканические формы данного возраста ($N_2^3-Q_1^1$) относятся сейчас к вулканогенно-денудационно-тектоническому (наиболее сильно разрушенные и деформированные тектоническими движениями) и денудационно-вулканическому (менее разрушенные и слабее подвергшиеся воздействию тектоники) комплексам.

Ранее считалось, что на Курилах комплекс платоэффузивов также широко развит. Однако новейшими исследованиями их существование не подтверждено. Горизонты обратного намагниченных лав наблюдались здесь [Мархинин, Поспелова, 1953] в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах фундамента островов Симушир и Онекотан. По фациальному составу они близки к толщам, слагающим обычные стратовулканы. Относимые к нижнему плейстоцену [Родионова и др., 1964; Шилев и др., 1966], лавовые плато на Парамушире более молодые, так как перекрывают 200-220-метровую морскую террасу, которая по данным диатомового анализа имеет предположительно верхнеплейстоценовый возраст [Камчатка..., 1974]. Единственный район Курильской дуги, где можно ожидать развития базальт-андезитового вулканизма этого возраста, - Южно-Охотская глубоководная впадина, к которой приурочена так называемая тыловая зона вулканов, связанная с системой протяженных тектонических нарушений

на границе впадины и подножия западного склона внутреннего хребта дуги. Большинство вулканов располагается здесь ниже уровня моря, над водой поднимаются вершины лишь самых высоких из них. Возраст надводных частей вулканов не древнее верхнего плейстоцена. Однако не исключено, что под водой скрыты и более древние постройки, в том числе и нижнеплейстоценовые.

Средне-плейстоценовое время характеризуется завершением базальт-андезитового вулканизма первого этапа и мощной вспышкой кислого вулканизма. Отмечается различие типа и интенсивности вулканизма отдельных зон и специфичность формы его проявления в зависимости от тектонической обстановки.

На Восточной и Южной Камчатке вулканизм развивался в двух основных направлениях. С одной стороны, здесь продолжали расти существенно лавовые базальтовые и андезитобазальтовые вулканы, прямо продолжавшие базальт-андезитовый вулканизм первого этапа, датируемые средним-началом верхнего плейстоцена. Среди них выделяется группа более древних вулканов, сильно разрушенных эрозионными и гляциальными процессами (Унана, Жупановские Востряки, Иголки и др.), и молодые вулканы, которые, несмотря на воздействие эрозии и оледенения, сохранили значительные участки первичных склонов (Узон, Березовый, Толмачева, гора Вершинская и др.). К этому этапу относятся и небольшие лавовые вулканы Толмачева Дола на Южной Камчатке, бассейнов рек Сторожа и Чажмы на Восточной Камчатке и других участков, где на предыдущем этапе широко проявился ареальный вулканизм. Площади развития базальт-андезитового вулканизма сравнительно с начальным периодом четвертичного вулканизма резко сокращены, объем извергнутых продуктов невелик (см. рис. 33). Но главная черта вулканизма обоих районов в это время — формирование обширных игнимбритовых и пемзовых покровов и связанных с ними крупнейших кальдер обрушения. Вулканические образования разделяются на две возрастные группы. Первая связана с вспышкой эксплозивного вулканизма в среднем плейстоцене (начало — около 250 тыс. лет назад), когда образовались Больше-Семячинская, Карымско-Малосемячинская, Узонско-Гейзерная, Паужетская вулканотектонические депрессии и ассоциирующиеся с ними покровы плато-игнимбритов. Игнимбриты не только перекрываются моренами двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, но и отложениями древнее межледниковых отложений, выполняющих кальдеры. Вспышка кислого вулканизма совпадает по времени со среднеплейстоценовым оледенением, что хорошо согласуется с данными о составе донных осадков северо-западной части Тихого океана, где одновозрастные этому оледенению горизонты содержат многочисленные пепловые прослои [Романкевич и др., 1966; Neys, Ninkovich, 1970].

Вторая возрастная группа вулканических образований связана с вспышкой кислого вулканизма, совпавшей с верхнеплейстоценовым оледенением, когда возникли кальдеры Крашенинникова (около 37 тыс. лет назад), Малого Семячика, Карымского озера, Ксудача, Горелого, Опалы (в интервале 32–39 тыс. лет назад), последняя кальдера Узонско-Гейзерной депрессии и более молодые пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст их определяется по переслаиванию игнимбритов с моренами двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов из межигнимбритовых прослоев, сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами из датированных фауной верхнеплейстоценовых покровных отложений Центральной Камчатской депрессии и донных осадков прилегающих к Камчатке морей. Возраст (по C^{14}) одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов в районе пос. Жупаново 17100 ± 800 лет (ГИН-321).

Массовым выбросам кислой пирокластики в грабен-синклиналиях отвечает формирование существенно лавовых андезитодацитовых стратовулканов в поднятых и стабилизированных блоках. Образование некоторых из них сопровождалось проявлением ареального вулканизма с возникновением лавовых покровов у их подножий (Тауншиц). Многочисленные дацит-липаритовые экструзивные куполы появились в Южно-Быстринском хребте (район Паратунки и Больших Банных ключей) и в Восточном хребте. Среди них выделяются более древние (Q_2-Q_3) (Ааг, Арик, Дзэндзур) и более молодые сооружения, сформированные во второй половине верхнего плейстоцена (Тауншиц и др.).

В вулканической зоне Срединного хребта эта стадия вулканизма сильно редуцирована. В основном она характеризуется образованием небольших вершинных взрывных форм и экструзивных куполов на завершающих фазах развития ранее возникших щитовых базальт-андезитовых вулканов. Крупные цент-

ры кислого вулканизма (Хангар, Ичинский, Уксичан) формируются лишь на юге зоны. Имеются также указания на развитие игнимбритов и на самом северном ее окончании. В Козыревском и Быстринском хребтах, по данным С.Е.Апрелкова, отмечаются многочисленные дацит-липаритовые экструзивные куполы.

В Центральной Камчатской депрессии вулканизм этого возраста отличается формированием существенно лавовых стратовулканов (Горный Зуб и др.) и мелких лавовых вулканов (район горы Николки), а также начавшимися мощными ареальными излияниями основных мегаплагиофировых лав. Последние образовали обширное плато, располагавшееся на территории современной Ключевской группы вулканов и западного склона хребта Кумроч. Наиболее крупные фрагменты этого плато — Удинский и Хапичинский долы. Проявления типичного кислого вулканизма для района не характерны.

На Курильских островах вулканы и лавовые покровы среднего плейстоцена — самые древние из выраженных в рельефе вулканических форм (рис. 34). Таковы существенно лавовые стратовулканы и лавовые покровы андезитового и андезит-базальтового состава на островах Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и других: они моложе 200–220 и 300–320-метровых морских террас, имеющих предположительно верхне- и среднеплейстоценовый возраст. Проявления кислого вулканизма синхронны верхнеплейстоценовой вспышке кислого вулканизма на Камчатке. С ними связано формирование кальдер, пемзовых и игнимбритовых покровов. Перемытая пирокластическая входит в состав отложений 80–85-метровой морской террасы (Q_3^3) на Кунашире и Итурупе. Абсолютный возраст растительных остатков, захороненных во время накопления пирокластических отложений, извергнутых при образовании кальдер Менделеева и Головнина, около 40 тыс. лет. Кальдеры этого возраста хорошо выражены в рельефе, а однообразные им пемзовые и игнимбритовые покровы сохранились в виде незначительных по площади фрагментов. К тому же периоду относится возникновение других кальдер и пирокластических покровов на Итурупе (Урбич, Цирк, Медвежья), Симушире (Заварицкого — древняя, Броутона), Онекотане (Немо).

Наиболее молодой этап формирования вулканического рельефа Курило-Камчатской зоны охватывает конец верхнего плейстоцена — голоцен. В противоположность ранее существовавшему мнению об общем затухании вулканизма в этот период установлены значительные его масштабы, не уступающие вулканизму предшествующих стадий. В частности, было показано широкое развитие вулканизма этого времени в Среднем хребте, установлен молодой возраст крупнейших стратовулканов Камчатки и ряда крупных пемзовых покровов. Вулканические образования по соотношению с ледниковыми формами разделены на:

1) сформировавшиеся во второй половине плейстоцена до II стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2 – Q_3^4), 2) сформированные в конце верхнего плейстоцена — голоцене (Q_3^4 – Q_4), 3) голоценовые (Q_4). Характерно разнообразие форм проявления вулканизма и состава его продуктов, что связано с параллельным развитием двух типов вулканического процесса.

На Камчатке первый тип обусловлен дальнейшим развитием центров кислого вулканизма предыдущей, средне-верхнеплейстоценовой, стадии вулканизма. Формы активности центров достаточно разнообразны. С продолжающимся эксплозивным вулканизмом связано формирование голоценовых пемзовых покровов и ассоциирующихся с ними кальдер, осложняющих ранее возникшие структуры. Крупнейшие из новообразованных кальдер располагаются в районе Карымского вулкана и Курильского озера. Пирокластические отложения перекрывают морены II стадии верхнеплейстоценового оледенения и голоценовые торфяники. Данные абсолютного возраста подтверждают их отнесение к голоцену. Иногда посткальдерная фаза вулканизма проявляется только в виде кислых экструзивных куполов (Узонско-Гейзерная депрессия и др.), местами сочетающихся с формированием крупных стратовулканов кислого состава (Хангар, Карымский). В других случаях посткальдерные формы представлены одними базальтовыми стратовулканами (Крашенинникова, Горелый, Малый Семячик). Реже отмечается образование в кальдерах вулканических групп, включающих обе формы про-

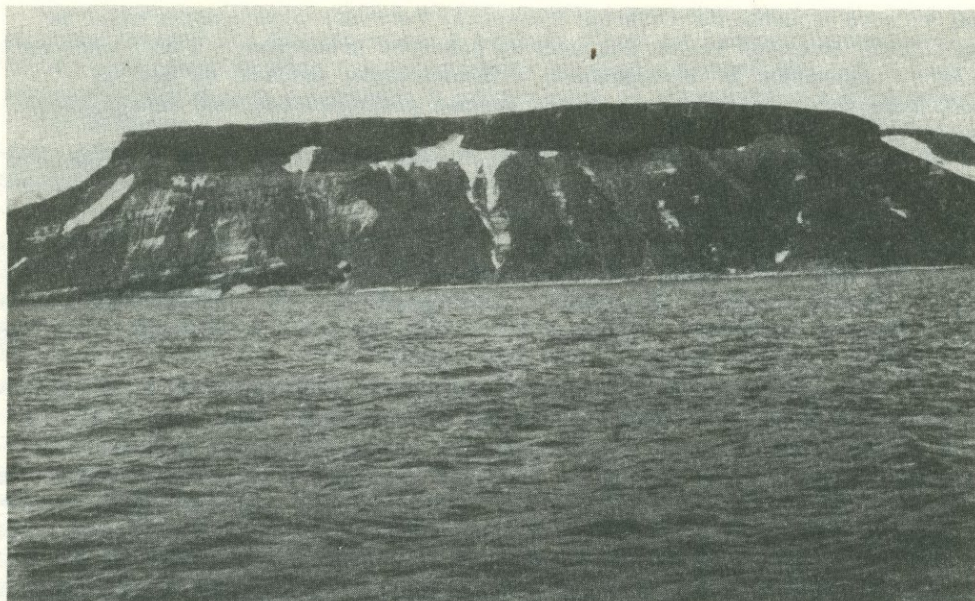


Рис. 34. Залегание лавового покрова ($O_2O_3^1$?) на породах дочетвертичного фундамента (восточное побережье о. Парамушир)

явления вулканической активности. В таких группах развита полная серия пород от базальтов до липаритов (Большой Семячик, Ичинская).

Продолжает расти и ряд возникших на предыдущей стадии развития андезитовых вулканов, не связанных с кальдерами (Таушиц, Шивелуч). В конце верхнего плейстоцена—голоцене в Ключевской группе вулканов образуются новые центры андезитового — андезито—дацитового вулканизма — вулканы Безымянный, Овальная Зимина, экстрезивные куполы группы Плотина.

Второй тип вулканизма вызван массовым поступлением на поверхность свежих базальтов. Он проявился в ряде форм. Прежде всего следует отметить широкое развитие трещинного и ареального вулканизма. Среди созданных ими вулканических образований выделяются две возрастные группы. Первая включает шлаковые и лавовые конусы и мелкие щитовые вулканы со следами ледниковой обработки, в разной степени разрушенные эрозионными процессами. Их лавовые равнины перекрываются моренами II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Ко второй относятся те же, но совсем свежие вулканические формы, не обработанные ледниками и почти не затронутые эрозией. Начало вулканизма падает, вероятно, на межстадиал, а наибольшая его интенсивность — на конец верхнего плейстоцена—начало голоцена.

Другая форма проявления базальтовой и базальт—андезитовой формации — крупные вулканы, разные в различных зонах. В восточной зоне они представлены преимущественно стратовулканами (Ключевская сопка, Камень, Кроноцкий, Вилючик и др.), а в Срединном хребте — щитовыми вулканами, такими, как Кабелей, Леутонгей и другие. В ходе развития ряда таких вулканов отмечается смена базальтов андезито—базальтами и андезитами, а на последних этапах — взрывы с выбросами кислой пироклаستيку и внедрение андезитовых (дацитовых) экстрезивных куполов.

На Курильских островах во второй половине верхнего плейстоцена — голоцене формируются крупные существенно пирокластические стратовулканы (Тятя, Медвежий, Пик Прево, Алаид, Пик Фусса и др.), а также большинство почти не затронутых эрозией мелких лавовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов на Парамушире, Урупе, Итурупе и др. В первой половине голоцена наблюдается достаточно мощная вспышка кислого вулканизма. К этому времени относится

образование крупных пирокластических покровов и кальдер: Львиная Пасть (9460±50 лет, ГИН-325; 9400±60 лет, ГИН-325) и Тао-Русыр (7500±70 лет, КСМ-438-Ш). Параллельно возникают многочисленные экструзивные куполы андезитового и андезито-дацитового состава на ряде крупных стратовулканов и в кальдерах.

Рассмотрение истории формирования вулканического рельефа позволяет отметить две ее важные особенности, связанные с изменением вулканического процесса во времени и пространстве: 1) направленно-циклическую смену форм во времени и 2) существенные отличия в характере вулканизма и создаваемых им форм рельефа в разных структурных зонах.

Последовательная смена вулканических форм рельефа во времени есть отражение направленно циклического развития четвертичного вулканизма, укладываемого в рамки двух крупных циклов. В течение первого ($N_2^3-Q_2^1$) наблюдается переход от огромных шитообразных вулканов и форм, связанных с массовым проявлением ареального вулканизма, к образованию существенно лавовых стратовулканов (середина цикла) и обширных пирокластических равнин и кальдер на завершающих этапах цикла. Второй (незавершенный) цикл начался 50-60 тыс. лет назад и отличается возникновением широко развитых базальт-андезитовых стратовулканов, столь типичных для современного рельефа, а также шлаковых и лавовых конусов, мелких шитовых вулканов и лавовых равнин.

Направленность развития проявляется в закономерной смене типов вулканических построек - от шитовых вулканов через существенно лавовые к существенно пирокластическим стратовулканам. Четкие направленные изменения наблюдаются и в характере вулканических форм и отложений, связанных с кислым вулканизмом. Отмечается постепенное уменьшение размеров кольцевых вулканотектонических депрессий, сокращение площади ассоциирующихся с ними пирокластических покровов, повышение роли пемзовых и агломератовых покровов за счет игнимбритовых. Типично уменьшение степени спекания пирокластического материала как по мере омоложения покровов, так и в ходе развития отдельно взятой на себя структуры.

При общем направленном развитии обращает внимание как бы возврат к начальным этапам на последних стадиях четвертичной истории, выразившийся в новом массовом поступлении базальтов. Однако это возвращение происходит уже с качественными изменениями: при аналогии ареальных излияний базальтовые шитовые вулканы начального этапа заменяются здесь базальтовыми стратовулканами.

Хорошо обрисовываются различия в характере и масштабах вулканизма в отдельных зонах. На Камчатке отмечается проявление двух циклов вулканизма, а объем вулканитов составляет 22-23 тыс. км³. На Курилах отчетливо фиксируется только один, последний, а объем вулканитов всего 3,9-4 тыс. км³ (для Главной гряды). На Камчатке средний размер кальдер равен 8-12 км, а максимальный достигает 25-30 км. На Курилах средний диаметр кальдер 4-6 км, а крупнейшие имеют в поперечнике 8-12 км. Меняется и уровень кислотности продуктов кислого вулканизма. Так, на островных дугах нормального типа содержание SiO₂ в игнимбритах и породах экструзивных куполов равно 58-68%, лишь в единичных случаях превышает 65%. В тектонических системах типа Камчатки содержание SiO₂ в породах этого типа в среднем составляет 65-67% и в максимуме достигает 71-72% [Эрлих, 1973].

Отмечается различие вулканизма и в вулканических районах Камчатки. Прежде всего надо отметить редуцированность фазы кислого вулканизма в зоне Срединного хребта; когда на Восточной и Южной Камчатке произошли массовые выбросы кислой пирокластике, здесь дело ограничилось образованием трех центров кислого вулканизма на юге зоны, возникновением небольших эксплозивных форм и внедрением кислых экструзивных куполов. Во втором вулканическом цикле в Срединном хребте в отличие от Восточной зоны крупные существенно пирокластические стратовулканы редки, а преобладают ареальный базальтовый вулканизм и шитовые базальтовые вулканы исландского типа.

В Центральной Камчатской депрессии в период, соответствующий мощным выбросам кислой пирокластики на Восточной и Южной Камчатке, происходили массовые излияния андезито-базальтовых и базальтовых мегаплагифирированных лав.

Геоморфология и особенности формирования рельефа вулканических районов Курило-Камчатской области в целом характерны только для островных дуг и родственных им систем переходной зоны умеренных широт: Алеутской дуги вместе с ее континентальным продолжением на Аляске, Японии и Новой Зеландии. У аналогичных структур экваториальной зоны (Индонезии, Филиппин, Новой Гвинеи), несмотря на сходство вулканизма и тектонической обстановки, развитие рельефа и морфология вулканических форм заметно отличаются в связи с интенсивностью химического выветривания и различиями в экзогенном рельефообразовании. В еще большей степени это относится к областям орогенного вулканизма окраин материков (Анды, Кордильеры, Альпийский пояс Евразии), в рифтовых зонах (Восточно-Африканская рифтовая система, Исландия, Байкальский рифт), на платформах (Центральный Французский массив, Нагорье Тибести в Африке, районы молодого вулканизма Монголии и Тибета), океаническим островам-вулканам.

ВУЛКАНИЗМ КАК РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИЙ ПРОЦЕСС

Задача раздела – показать, основываясь на принципе актуализма, анализе вулканических образований и геоморфологии молодых вулканических областей, главные особенности и закономерности проявления вулканизма в качестве рельефообразующего фактора. Эта задача включает ряд аспектов, важнейшие из которых следующие: 1) динамика роста и разрушения вулканических форм рельефа; 2) вопрос о непрерывности или пульсационности вулканической деятельности, изменчивости или стабильности во времени энергии извержений; 3) взаимодействие вулканизма и других эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов в региональном и глобальном планах.

Закономерности роста и разрушения вулканических форм

В антропогене созданы десятки тысяч различных по генезису и морфологии вулканических форм рельефа. Их возникновение происходило в разнообразных геотектонических обстановках (орогенной, платформенной, рифтовых зон суши и океана и т.д.) и физико-географических условиях. Имеется большое количество действующих вулканов в разных стадиях активности. А потухшие вулканы представлены непрерывным рядом форм от совершенно свежих до почти полностью уничтоженных. Однако последние тоже сравнительно легко диагностируются и реконструируются, поскольку слагающие их толщи обычно сохраняют первичный облик и элементы залегания. Все это делает антропогеновые вулканические формы рельефа незаменимыми объектами для познания общих закономерностей формирования и разрушения вулканических сооружений в самых разных тектонических и физико-географических условиях.

Динамика роста

Одним из главных был полученный автором при изучении вулканических форм Курило-Камчатской области вывод о быстроте и четкой стадийности формирования крупных многоактивных сооружений, а также молодости современных действующих вулканов [Мелекесцев, 1965, 1967, 1973; Мелекесцев и др., 1970]. Определение возраста вулканических форм рельефа производилось на основе разработанной для этой цели комплексной геолого-геоморфологической методики, правильность которой была подтверждена датировками радиоуглеродным и калий-аргоновым методами [Мелекесцев и др., 1971].

Было установлено, что независимо от типа, возраст всех действующих и потенциально активных вулканов Камчатки и Курильских островов не превышает

50–60 тыс. лет. Подавляющая их часть (18 из 25 на Камчатке и 23 из 35 на Курилах) – различные стратовулканы. Главная роль принадлежит существенно пирокластическим стратовулканам, число которых на Камчатке достигает 16 и на Курилах 20.

Существенно пирокластические стратовулканы (тип А) представлены тремя подтипами: простыми одиночными конусами, формами типа Сомма–Везувий и вулканическими хребтами. Последние образованы двумя–четырьмя слившимися вулканами, близкими по возрасту и строению. Различаются формы очень свежего облика с активным крутостенным кратером на вершине и склонами, практически не измененными денудацией, и формы, расчлененные глубокими барранкосами, с кратером, сильно разрушенным или замаскированным экструзивными куполами. Прекрасная сохранность вулканов первой разновидности объясняется интенсивной вулканической деятельностью, которая полностью компенсирует результат воздействия денудационных процессов. Изменение высоты, размеров и формы построек обусловлено главным образом вулканизмом. Для них типичен положительный баланс вещества: количество изверженного материала, откладывающегося в пределах конусов, превышает объем пород, удаляемых с них процессами разрушения. Расчлененность форм второй разновидности предопределена слабой вулканической активностью (преимущественно фумарольная деятельность) и как следствие этого – отрицательным балансом вещества. Между первой и второй разновидностями существуют постепенные переходы. Это позволяет рассматривать их в качестве стадий развития вулканов данного типа: первая разновидность отвечает начальным этапам роста вулканических построек (стадия I), вторая – его завершающим этапам (стадия II).

Соотношение с ледниковыми формами, морскими террасами и данные абсолютного возраста (по методу C^{14}) показывают, что существенно пирокластические стратовулканы, находящиеся сейчас в стадии I, начали формироваться не ранее голоцена, а в стадии II – не ранее второй половины верхнего плейстоцена. Радиоуглеродные датировки подстилающих отложений показывают, в частности, что вулканы I стадии развития: Ильинский, Карымский, Пик Креницына и молодой конус Авачи – моложе, соответственно 8; 7,5; 7,5 и 5,5 тыс. лет. Можно поэтому предполагать, что длительность стадии роста вулканов данного типа не превышает 10–12 тыс. лет. Вулканы II стадии развития: Крашенинникова, Опала, Пик Немо – моложе, соответственно 37; 35–38 и 24,5 тыс. лет. Многие из них служили центрами питания ледников во вторую фазу верхнеплейстоценового оледенения (максимум ее 18–20 тыс. лет назад) и, судя по облику и строению ледниковых отложений, отличались весьма высокой активностью. Это хорошо согласуется и с приведенными цифрами абсолютного возраста. С учетом продолжительности активной стадии развития вулканов этого типа начало их формирования не следует относить ранее 30–40 тыс. лет назад.

Сходные данные получены для подобных вулканов в других областях земного шара. Установленный при помощи радиоуглеродного метода возраст нижних горизонтов вулканогенных толщ, слагающих крупные стратовулканы Фудзияма (Япония), Эгмонт (Новая Зеландия), оказался равным 13 и 34–35 тыс. лет [Геологическое развитие Японских островов, 1968; Grant-Taylor, 1964]. Возраст вулкана Сверре на Шпицбергене – 6,5 тыс. лет [Семевский, 1965].

В настоящее время на Камчатке из 18 вулканов типа А 6 находятся в стадии I и 12 – в стадии II. Аналогичная картина и на Курильских островах: 8 вулканов – стадия I и 12 – стадия II. Вероятно, это свидетельствует об ослаблении вулканической деятельности, ассоциирующейся с вулканами этого типа.

Существенно лавовые стратовулканы (тип Б) представлены только вулканом Берутарубе, находившимся в стадии сольфатарной активности. Этот факт, а также сильная разрушенность верхней части конуса свидетельствуют о том, что он находится в стадии II. Соотношение с датированными морскими террасами и пирокластическими покровами показывает, что вулкан был сформирован в интервале от 30–40 до 10–15 тыс. лет назад.

Стратовулканы (тип В) Чиринкотан и Райкоке – громадные (высота 2,5–3 км) вулканические сооружения, поднимающиеся со дна глубоководной котловины Охотского моря. Их основания располагаются ниже уровня моря, над поверхностью воды возвышаются только вершины конусов. Надводные постройки имеют голоценовый возраст. Относительно слабая расчлененность вершин, наличие здесь экструзивных куполов и характер современной вулканической деятельности могут указывать на то, что они находятся либо в конце стадии I, либо в начале стадии II.

Вулканические образования типа Эбеко (тип Г) представлены небольшими стратовулканами, шлаковыми конусами и маарами, приуроченными к отчетливым разрывным тектоническим нарушениям, имеющим на Парамушире северо-северо-восточное и Урупе востоко-северо-восточное простирания. Г.С. Горшков [1967] назвал этот тип вулканизма линейно-гнездовым. Все действующие вулканические аппараты имеют голоценовый (до современного) возраст. Наличие большого количества столь же свежих, как и действующие, но уже потухших форм позволяет сделать выводы: 1) о кратковременной активности отдельных вулканических построек, 2) о субсинхронности вулканической деятельности на разных участках тектонического нарушения, 3) о возможности появления на этом тектоническом нарушении новых действующих вулканов.

Вулкан Плоский Толбачик, который выделяется в самостоятельный тип (тип Д), рассматривался ранее [Влодавец и др., 1957] как обычный стратовулкан со сложной кальдерой на вершине. Однако автором показано [Мелекесцев и др., 1970], что стратовулкан и кальдера – генетически разнородные образования: первый – обычный существенно пирокластический вулкан, а последняя связана с системой линейных тектонических нарушений, вдоль которых происходили мощные излияния базальтовых лав. Кальдера приурочена к отчетливому перегибу ослабленной зоны, простирание которой меняется здесь с северо-северо-восточного (аз. 20–25°) на северо-восточное (аз. 40–45°), и представляет собой один из наиболее долгоживущих центров базальтовых излияний этой региональной зоны. Возраст активной надстройки Плоского Толбачика голоценовый современный (7–7,5 тыс. лет). По интенсивности вулканической деятельности его можно относить к стадии I. Тесная связь региональных зон с вершинными кальдерами подтвердилась во время мощного извержения 1975–1976 гг.

Экструзивные формы (тип Е) включают два подтипа: "экструзивные вулканы" и экструзивные массивы. "Экструзивные вулканы" образованы скоплением экструзивных куполов, но напоминают по виду обычные стратовулканы. Впервые внутреннее строение "экструзивного вулкана" было описано Г.С. Горшковым [1957], изучавшим извержение относящегося к этому подтипу вулкана Безымянного. Сходное строение имеют вулканы Шивелуч, Кизимен, Севергина. "Экструзивные вулканы" отличаются редкими (продолжительность покоя до 1–2 тыс. лет), но очень сильными извержениями, сопровождающимися возникновением раскаленных агломератных пирокластических потоков. Все они имеют голоценовый возраст и находятся в стадии I. К экструзивным массивам отнесены скопления куполов, не образующие единой постройки. Этот подтип включает формы разной сложности строения: от наиболее простых (купола на дне кальдеры Головина, вулкан Иван Грозный) до очень сложных (массивы в кальдере Менделеева и др.). В последних случаях наряду с экструзивными куполами имеются формы другого генезиса. По характеру вулканической деятельности экструзивные массивы близки к первому подтипу. Экструзивные купола представляют одноактные образования, поэтому понятие "действующий" относится к массиву в целом в том смысле, что в любой его точке можно ожидать образования новых эруптивных центров. Вероятность возникновения куполов у голоценовых экструзивных массивов максимальная. Экструзивным массивам верхнеплейстоценового возраста свойственна преимущественно сольфатарная деятельность. Поэтому можно предполагать, что экструзивные массивы с преобладанием голоценовых форм находятся в стадии I, верхнеплейстоценовых – в стадии II. В таком случае продолжительность стадии I следует оценивать в

10-20, стадии II - в 30-50 тыс. лет, если учитывать время образования кальдер, к которым приурочено большинство активных экструзивных массивов.

У вулканов типа Ксудача и Заварицкого (тип Ж) главная особенность - наличие частично наложенных друг на друга крупных кратеров, бывших центрами извержения больших масс пирокластике. На первом этапе на месте эруптивных центров возникли крупные округлой формы депрессии диаметром 4-6 км. Имел место по крайней мере двухкратный выброс пирокластического материала, каждому из которых отвечает своя депрессия. После периода относительного покоя, продолжавшегося не менее 15-20 тыс. лет, в голоцене наступил этап нового оживления эксплозивной деятельности с образованием кратеров диаметром до 2-2,5 км. Сокращение объемов изверженного материала и уменьшение диаметра отрицательных форм в современную эпоху показывают, что голоценовый этап усиления вулканической активности завершается. Таким образом, в отличие от ранее рассмотренных вулканов у форм этого типа наблюдаются неоднократные периоды усиления и ослабления вулканизма, продолжительность которых приблизительно можно оценить соответственно в 8-10 и 15-20 тыс. лет. Длительность формирования сооружений в целом примерно 40-50 тыс. лет.

Приведенный материал дает основание для пересмотра понятия "действующий вулкан". Предлагается считать действующими все многоактные вулканы, которые по активности, морфологии и возрасту могут быть отнесены к интервалу времени, соответствующему для каждого типа стадиям I и II, независимо от того, извергались они на памяти человека или нет. Стадия I отвечает периоду интенсивной деятельности, ей соответствует положительный баланс вещества на вулкане и, как следствие этого, рост и свежий облик вулканического сооружения. Продолжительность стадии I для вулканов типа А от нескольких сот лет до 10-12 тыс. лет; для вулканов типа Б - неизвестна, возможно, первые десятки тысяч лет; В - неизвестна, возможно, первые тысячи лет; Г - сотни-первые тысячи лет; Д - сотни-тысячи лет; Е - до 15-20 и Ж - 8-10 тыс. лет. Стадия II отвечает периоду ослабления вулканической деятельности, ей соответствует отрицательный баланс вещества на вулканах, которые перестают расти и начинают интенсивно разрушаться. Продолжительность стадии II для вулканов типа А до 20-25 тыс. лет; Б - десятки тысяч лет; В - не менее 40-50 тыс. лет; Г и Д - не более 10 тыс. лет; Е - не менее 40-50 тыс. лет; Ж - неизвестна.

Судя по описаниям [Catalogue...; 1951-1965; Katsui, 1971; и др.], к выделенным в Курило-Камчатской вулканической области типам относится большинство действующих многоактных вулканов мира. Однако целый ряд типов современных активных вулканов здесь не встречается. Из наземных - это прежде всего шитовые вулканы исландского типа, вулканы типов Геклы и Монте-Амиата. Из наземно-подводных - поднимающиеся над дном океанов острова-вулканы тихоокеанского и атлантического типов, названные комплексными вулканоидами (см. выше).

Первый тип известен в Исландии, в рифтовых зонах Африки, на Аравийском полуострове. Это сравнительно небольшие (максимальный диаметр 15 км, высота до 1000 м) пологосклонные (2-10, редко 13-15°) вулканы, сложенные базальтовыми лавами почти без примеси пирокластического материала. Часто на их вершинах имеются крупные кратеры. Объем колеблется от 1 до 15 км³. Возраст голоценовый.

Тип вулкана Геклы определяется [Katsui, 1971] как лавовый вулкан на трещине с многочисленными шлаковыми конусами. Наблюдались извержения как центрального, так и трещинного типов. Состав пород - от базальтов до риолитов. Высота постройки около 1000 м. Начиная с 1104 г. было извержено около 8 км³ лавы и 1 км³ тефры. Большая частота извержений и интенсивный вынос вещества свидетельствуют, что вулкан находится в стадии I. Этот тип вулканов распространен преимущественно в Исландии, где имеется не менее 10 подобных форм. Возраст Геклы не более 11 тыс. лет [Тораринссон, Поляк, 1979].

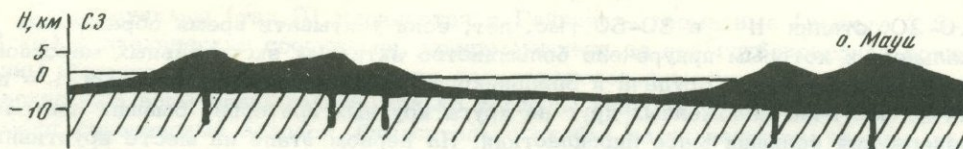


Рис. 35. Острова-вулканы Тихоокеанского типа Гавайского хребта

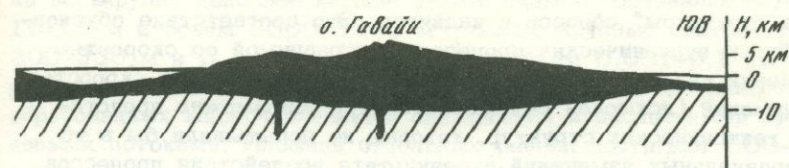
Вулкан Монте-Амиата в Италии – смешанный линейный вулкан [Ритман, 1964]. Он имеет вид сводобразного поднятия, сложенного игнибритами и реоигнибритами, над которым поднимаются вдоль трещин многочисленные выжатые куполы и остатки распавшегося на глыбы выжатого хребта. В историческое время извержения вулканов неизвестны, но отмечается интенсивная термальная деятельность.

Острова-вулканы тихоокеанского типа – наиболее крупные из современных вулканических образований (рис. 35). Они возвышаются над дном океана на 8–10 км (о. Гавайи). Подводные их части имеют вид массивных пологосклонных конусов с поперечником основания до 100–200 км, а надводные образования шитовыми вулканами гавайского типа: это один или несколько слившихся между собой действующих и потухших вулканов. Высота их над уровнем моря достигает 4170 м (вулкан Мауна-Лоа на о. Гавайи). К шитовым вулканам нередко приурочены протяженные (до 20–25 км) трещинные зоны, из которых происходят мощные лавовые излияния; на вершинах располагаются кальдеры гавайского типа, иногда с лавовыми озерами. Современные извержения происходят как в надводных, так и в подводных условиях на склонах вулканов. Для вулканов в стадии I свойственна большая и относительно постоянная скорость выноса магматического вещества с глубины. По данным американских вулканологов [Macdonald, Abbot, 1970; Swanson, 1972], вулканами о. Гавайи на протяжении последних 200 лет выносятся в среднем 0,04–0,10 км³/год базальтов. Объем построек достигает 42 000 км³. Типичные представители: острова-вулканы Гавайи, Мауи (8000 м), Сокорро (4600 м), Фернандина (4800 м) и другие.

По длительности формирования, объему построек и другим параметрам острова-вулканы гавайского типа – аналоги наземных крупных вулканических узлов типа Ключевской группы на Камчатке и даже отдельных вулканических районов, т.е. вулканические сооружения более высокого ранга, чем обычные многоактные вулканы. Поэтому и продолжительность их активной жизни измеряется сотнями тысяч и миллионами лет.

Острова-вулканы атлантического типа – столь же крупные образования. Их общая высота достигает почти 8500 м, а поперечник основания 130 км. В отличие от гавайского типа их вершинные надводные части образования преимущественно крупными стратовулканами, в результате чего они в целом имеют вид гигантских конусов. Их слагают и более разнообразные породы: трахибазальты, оливиновые базальты, трахиты, трахиандезиты, фонолиты, нефелиниты и др. По длительности жизни, объему построек и скорости выноса вещества острова-вулканы атлантического типа – также аналоги не отдельных наземных вулканов, а крупных вулканических узлов и районов. Длительность их формирования – сотни и миллионы лет, иногда > 10 млн. лет. Объем измеряется тысячами км³: Пальма (6500 м и 13 500 км³), Тристан да Кунья (6100 м), Фого (6000 м) и др. Максимальный объем имеет Тенериф (~27 000 км³) при общей высоте 8500 м.

Прекрасная выраженность в рельефе и компактность обоих типов комплексных вулканов, несмотря на длительность и сложность истории формирования, объясняется тем, что извергаемый материал по большей части все время остается в пределах самих построек, в том числе и отложения, связанные с частичным разрушением их надводных и подводных частей. В наземных условиях этого обычно не происходит [Камчатка ..., 1974; Мелекесцев и др., 1970].



Следует отметить, что действующие острова-вулканы окраинных морей, шельфа и материкового склона Мирового океана относятся к тем же типам, что и активные вулканы суши.

Длительность формирования сложно построенных лавовых равнин и покровов, занимающих в настоящее время на Камчатке площадь в несколько тысяч квадратных километров, не превышает 40–50 тыс. лет. Отдельные же равнины возникли в еще более короткие отрезки времени. Так, лавовый покров площадью 900 км² и мощностью до 300 м в окрестностях вулкана Толбачик (Ключевская группа вулканов) имеет возраст менее 10 тыс. лет. Суммарный объем лав превышает здесь 90–100 км³. Формирование покрова происходило преимущественно во время крупных извержений, повторявшихся через несколько сот лет (наиболее поздние предположительно около 700, 300 и 200 лет назад, последнее в 1975–1976 гг.), в ходе каждого из которых изливалось 1–5 км³ лавы. Основываясь на этой скорости выноса глубинного вещества, можно предполагать, что общее время формирования покрова не превышает 6–7 тыс. лет. Полученная цифра хорошо согласуется с результатами определения возраста наиболее древних лавовых потоков (7–7,5 тыс. лет) тефрохронологическим методом.

Образование широко распространенных на Камчатке пирокластических покровов началось около 250 тыс. лет назад. Причем главный период игнибриобразования продолжался не более 70–80 тыс. лет. В верхнем плейстоцене продолжительность этапов массовых выбросов пирокластической и формирования покровов не превышала 20–30 тыс. лет [Мелекесцев, 1967]. Образование же отдельных "остывших единиц" (термин Р.Л. Смита), из которых состоят эти покровы, судя по современным наблюдениям близких по типу извержений, происходило вообще практически мгновенно (см. выше). Сходный вывод о длительности формирования пирокластических покровов возможно сделать и для других районов Тихоокеанского подвижного пояса [Эрлих, Мелекесцев, 1973а, б]. Еще более сужает временной интервал образования пирокластических покровов использование точных возрастных определений вулканических пород. Так, при помощи радиоуглеродного метода убедительно показано, например, что формирование огромного (объем ~120 км³) пирокластического покрова в окрестностях кальдеры Шикоцу в Японии продолжалось в общей сложности всего 3 тыс. лет [Minato et al., 1972].

Таким образом, на основании имеющихся сейчас материалов можно заключить, что возникновение всех одноактных и многоактных антропогенных вулканических форм рельефа происходило очень быстро. Из одноактных наибольшей скоростью формирования отличаются все взрывные формы независимо от размеров и морфологии: паровые воронки взрыва, маары, кратеры, равнины мощных направленных взрывов; их продолжительность – секунды-минуты. Длительность создания равнин пирокластических потоков и крупных кальдер обрушения колеблется от нескольких минут до нескольких суток. Дольше происходит образование шлаковых и лавовых конусов, излияние отдельных лавовых потоков – от нескольких часов до 1–2 лет, а также крупных экструзивных куполов – до 30–40 лет. Формирование крупных многоактных вулканических сооружений, таких как обширные лавовые равнины и пирокластические покровы, стратовулканы, шитовые вулканы исландского типа, продолжается тысячами и десятками тысяч лет, а гигантских шитовых вулканов гавайского типа – порядка 100 тыс. лет.

Вулканические постройки, находящиеся в стадии формирования, являют еще один пример полного соответствия наружных форм структуре субстрата. Ранее

Н.А. Флоренсов [1965] приводил в качестве такого примера лишь быстро развивающиеся "живые структуры" сбросов и надвигов. Это соответствие обусловлено большой скоростью вулканических процессов, несравнимой со скоростью тектонических движений или экзогенных процессов. В связи с малой скоростью тектонических деформаций (исключая сейсмотектонику) невозможно представить формирование тектонических структур, которые не испытывали бы в то же самое время кардинальных изменений в результате воздействия процессов разрушения. В вулканических же районах высокая интенсивность вулканизма приводит к почти мгновенному в геологическом смысле созданию одноактных и многоактных построек — прямого "овеществления" эндогенных процессов. Это соответствие в наиболее четкой форме выражено у одноактных вулканических сооружений. Однако и у многоактных вулканов периодическая повторяемость извержений нередко сводит на нет воздействие денудации и восстанавливает первичный облик вулканических форм.

Эффект вулканической аккумуляции, приводящей к увеличению высоты земной поверхности, можно в первом приближении сравнить с поднятием территории в результате проявления локальных восходящих тектонических движений. Но вулканическая аккумуляция повышает земную поверхность во много раз быстрее, чем тектонические движения. Достаточно указать, что только на территории Курило-Камчатской области имеется не менее 300 вулканических сооружений с относительной высотой от 500 до 3500 м, время формирования которых измеряется всего тысячами и десятками тысяч лет. Еще большей высоты (5–9 км) достигают океанические острова-вулканы, активный рост которых обычно не превышает 1–2 млн. лет. Тектонические поднятия такой амплитуды происходят в течение гораздо более длительного (на один-два порядка) времени. При образовании же одноактных положительных форм рельефа рост высоты местности на десятки-сотни метров происходит практически мгновенно. Кроме того, известны многочисленные случаи, когда за счет вулканической аккумуляции (образование равнин мощных направленных взрывов и пирокластических покровов) высота местности на площадях в десятки и сотни квадратных километров увеличивалась за несколько минут или часов на 50–100 м, а иногда даже на 200–300 м (во время гигантского взрыва Авачинского вулкана 30–35 тыс. лет назад).

При рассмотрении процесса вулканической аккумуляции как рельефообразующего фактора обращают внимание две ее особенности. С одной стороны, она способствует выравниванию местности, а с другой — создает крупные неровности рельефа с высотой более 9 км. Выравнивающая роль вулканизма особенно ярко выражена при массовых ареальных и трещинных базальтовых излияниях и мощном кислом вулканизме. В этих случаях вулканическая аккумуляция выравнивает рельеф на огромных площадях. Так, реконструированные средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы занимали только на Восточной и Южной Камчатке площадь 11000 км², а на Северном острове Новой Зеландии даже 25000 км². Подобные покровы сопоставимы по масштабам с региональными выровненными денудационными поверхностями.

Создаваемые вулканической аккумуляцией формы рельефа тесно связаны с ее типом, который обусловлен характером вулканизма и, в частности, способом выхода магматического вещества на поверхность. В зависимости от этого различаются два типа вулканических проявлений: центральные и площадные. Последние представлены базальтовыми ареальными и линейными излияниями и проявлениями регионального кислого вулканизма.

Ареальный и линейный (трещинный) вулканизм отличаются массовыми излияниями лав из многочисленных трещин длиной от нескольких десятков метров до 35–40 км и образованием большого количества одноактных аппаратов: щитовых вулканов исландского типа, шлаковых и лавовых конусов. По измерениям Кьяртссона, в Исландии щитовые вулканы с крутизной склонов в 2–5⁰ имеют высоту от 1–2 до нескольких десятков метров, а их объем не превышает 1 км³. Аналогичные формы широко распространены и на участках ареального вулканизма на Камчатке. Размеры шлаковых и лавовых конусов также силь-

но варьируют: наиболее мелкие имеют диаметр основания 40–50 м, высоту 10–15 м и объем 3000–5000 м³, самые крупные соответственно: 1,4–1,5 км, 300–350 м и 0,1–0,2 км³; типичный объем 0,001–0,1 км³. Конусы беспорядочно или вытянутыми рядами располагаются на поверхности лавовых равнин, образованных многочисленными слившимися и наслоенными друг на друга лавовыми потоками. Площади отдельных равнин достигают 800–1000 км², а количество конусов на них превышает 100–200. Сходное геоморфологическое строение имеют зоны массовых трещинных и ареальных базальтовых излияний Армении (Гегамское нагорье), Исландии, Японии, Новой Зеландии. Благодаря значительной (десятки–сотни метров) общей мощности лавы могут полностью затоплять даже крупные неровности рельефа: долины рек и ручьев, глубокие впадины, кальдеры и т.д.

Региональные проявления кислого вулканизма в отличие от площадных базальтовых излияний имеют эксплозивный характер. Этот тип вулканизма характеризуется поступлением на поверхность огромных объемов ювенильной пирокластики (на Камчатке до 200–300 км³ из одного центра), что приводит к возникновению многочисленных пирокластических потоков. Отложения последних представлены как неспекшимися пемзовыми и агломератовыми толщами, так и туфами разной степени спекания. Выравниванию рельефа способствует то, что богатый газом и очень подвижный пирокластический материал концентрируется преимущественно в понижениях рельефа, где его мощность иногда достигает 300–500 м¹. Образующиеся пемзовые и игнимбритовые покровы, сложенные наслаивающимися друг на друга пирокластическими потоками, выступают в рельефе в виде обширных равнин, которые после подъема и расчленения превращаются в вулканические плато.

Центральные извержения формируют различные по облику и строению щитовые и щитообразные вулканы и стратовулканы. На Камчатке щитовые вулканы представлены сложенными базальтами пологосклонными (крутизна склонов внизу 4–5°; вверх 8–13°) конусами с диаметром основания 3–10 км, высотой 300–1000 м и объемом 1–25 км³. Значительно больше по размерам были нижнечетвертичные щитовые вулканы, самый крупный из которых (Уксичан в Среднем хребте) имел диаметр около 45 км. Все щитовые вулканы Камчатки близки к исландскому типу. Щитообразные вулканы отличаются от щитовых присутствием в разрезе небольшого количества пирокластического материала, разнообразием пород (базальты–андезиты) и более крутыми склонами (4–6° в нижней части конуса, 10–15° в верхней). Диаметр основания их достигает 35–45 км, высота 1,5 км, объем 400–500 км³.

Простые стратовулканы имеют вид правильных конусов с крутыми склонами, сложенных чередующимися прослоями лав и пирокластики различного состава (от базальтов до кислых андезитов). Среди них различаются существенно лавовые стратовулканы (лавы составляют 50–80% объема) и существенно пирокластические (лав менее 50%). Существенно лавовые стратовулканы – сравнительно небольшие формы объемом 0,5–10 км³ с диаметром основания 3–5 км, высотой 500–1200 м, крутизна их склонов 6–7° внизу, 20–25° вверх. Существенно пирокластические стратовулканы, наоборот, одни из крупнейших антропогенных вулканических форм рельефа: диаметр их основания 3–20 км, относительная высота 1–3,5 км, объем 3–300 км³. Крутизна склонов в нижней части конуса 8–10°, в верхней 30–35°. Нередко два–три вулкана сливаются между собой, образуя короткие, но высокие вулканические хребты.

Особый вид вулканической аккумуляции связан с экструзивной деятельностью, особенно типичной для областей орогенного вулканизма. В антропогене в молодых вулканических областях, по-видимому, возникло несколько тысяч эндогенных и эффузивных куполов, пробкообразных куполов – белонитов, "экструзивных вулканов" и экструзивных массивов, так как только в одной Курило–Кам-

¹ В других областях мощность пирокластики до 1–1,5 км при объеме 1000–2500 км³ (вулкано–тектонические депрессии Лонг–Валли, Йеллоустоун в Северной Америке, Тоба на Суматре, Таупо–Роторуа в Новой Зеландии).

чатской зоне их насчитывается более 300. Они сложены породами, имеющими состав от риолитов до базальтов, но доминируют формы, образованные кислыми и средними породами. Наиболее распространены одиночные эндогенные куполы, размеры которых сильно варьируют: поперечник основания - от нескольких десятков метров до 1,5-2 км, высота - до 600 м. С частью из них связаны короткие (до 2-3 км) и мощные (до 200 м) каплевидные лавовые потоки. Реже встречаются пробкообразные куполы, очень редко - эффузивные куполы. Размеры их в целом значительно меньше, чем у эндогенных куполов. Обычно куполы осложняют строение конусов вулканов, внедряясь на заключительных этапах их деятельности. Но они могут иметь массовое развитие, образуя сложные постройки из близко расположенных или слившихся экстрוזий. Такие постройки часто приурочиваются к районам площадного развития продуктов кислого вулканизма и вулканотектоническим депрессиям. Они представлены экстрозивными хребтами, экстрозивными массивами и "экстрозивными вулканами" (см. выше). Длина экстрозивных хребтов достигает 10-12 км при ширине основания до 2-3 км, а поперечник основания двух последних форм равен 5-6 км. Общее количество экстрозивных куполов в их пределах колеблется от 2-3 до 15-20.

Исследование положительных вулканических форм рельефа показало, что увеличение их размеров и прежде всего высоты не продолжается беспредельно. Это хорошо видно как на примере одноактных, так и многоактных построек.

У одноактных образований морфологическая емкость (термин А. Ритмана) - способность построек к увеличению размеров без изменения формы, т.е. к "подобному" росту, - определяется непосредственно физическими параметрами слагающих пород (прочностью на сжатие, вязкостью, коэффициентом уплотнения и др.). До достижения предельной морфологической емкости величина $V=D/H$ (D - диаметр основания построек, H - высота) у построек остается постоянной, несмотря на увеличение их размеров и объема. Но как только она превышает, величина V изменяется.

У шлаковых конусов, например, по достижении предельной морфологической емкости V увеличивается. Дело в том, что на первых этапах роста шлаковых конусов в связи с механизмом формирования углы наклона склонов зависят от углов естественного откоса рыхлого неконсолидированного материала - тефры. Когда же конус становится настолько крупным, что литостатические нагрузки внутри него становятся больше прочности слагающих пород, он начинает деформироваться и разрушаться, раздавливаясь под действием собственной тяжести. Этому процессу помогает и уплотнение рыхлого материала, которое тем значительнее, чем больше мощность пород. В итоге, несмотря на продолжающееся извержение, высота конуса не растет, хотя его объем и диаметр увеличиваются. У шлаковых конусов Курило-Камчатской области величина V на первых этапах формирования равна 3-3,5, на конечных 4-4,5, а максимальная высота, соответствующая предельной морфологической емкости, не превышает 300-350 м.

А. Ритман [1964] указывает, что предельная морфологическая емкость экстрозивного купола достигается, когда он, например, под действием литостатического давления лопается, извергая свое содержимое. Предел емкости купола тем больше, чем, очевидно, выше вязкость слагающих его пород. Этот предел будет заметно ниже, если купол выжимается на крутом склоне. Соответствующая предельной морфологической емкости максимальная высота экстрозивных куполов не превышает, вероятно, 800-1000 м.

Иглы и обелиски экстрозивных куполов, достигнув некоторой (десятки - первые сотни метров) предельной для них высоты, просто обламываются. Эта высота также определяется главным образом прочностью пород. Так, по подсчетам А. Лакруа [Lacroix, 1904], знаменитая игла на куполе вулкана Мон-Пеле могла бы иметь высоту 840 м, если бы неоднократно не разрушалась, (ее фактическая высота составляет всего 350 м).

Многоактные вулканы, по-видимому, достигают предельной морфологической емкости и высоты гораздо более сложным путем. В Курило-Камчатской облас-

ти максимальная высота вулканических построек повсеместно не превышает 3,5–4 км, несмотря на существенную разницу абсолютных отметок их вершин, объемов, строения, химического состава пород, структурного положения и физико-географических условий формирования. Поэтому следует предполагать, что для всех них имеется какая-то общая причина, препятствующая неограниченному росту высоты построек. По мнению автора, такой причиной может быть ползучесть или крип вещества внутренних частей вулканических сооружений, обусловленный его нагревом в течение длительного времени активной жизни вулканов. Избыточное тепло в теле крупных многоактных вулканов накапливается за счет тепла: а) аккумулированного изначально сильно нагретыми изверженными породами; б) выделяемого при экзотермических химических реакциях; в) от внедрения в существующую постройку раскаленного магматического вещества в виде даек, силлов и других субвулканических тел; г) от мощных подводящих каналов и периферических магматических очагов, если последние возникают внутри вулканов. Вероятно, могут быть и другие источники тепла. Поэтому не исключено, что внутренние части построек нагреты в результате их суммарного эффекта на несколько сот градусов в дополнение к находящимся здесь внедрившимся магматическим телам с температурой 500–1000°C.

Экспериментами показано [Хендин, 1969] снижение предела текучести, увеличение пластичности и падение вязкости пород в связи с их нагревом. Известно также, по данным Григгса [Хендин, 1969, с. 221], что под воздействием длительных дифференциальных напряжений материалы обнаруживают тенденцию разрушаться ниже пределов их текучести или разрушающих напряжений при кратковременных нагрузках. В случае же с вулканическими постройками продолжительность "эксперимента" измеряется тысячами-десятками тысяч лет – время формирования вулканов. Поэтому вполне вероятно, что в масштабе времени $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$ лет нагретое вещество внутренних частей вулканических построек под постоянным давлением (100–500 бар) вышележащих толщ приобретает способность к медленному течению, как очень вязкая жидкость.

Реально представить, что в бурную и непродолжительную стадию I развития вулканов их постройки растут, не достигая предельной морфологической емкости. Но по прошествии определенного времени на заключительных фазах I стадии они уже начинают формироваться не только под действием обычных причин, как одноактные формы, но и под влиянием общего медленного расползания (течения) в стороны материала внутренних частей построек. В результате высоты вулканов замедляется, а затем прекращается, несмотря на возрастание их объемов и площадей основания. Величина В при этом тоже увеличивается. Наряду с вершинными начинаются многочисленные эксцентрические извержения – показатель предельной морфологической емкости построек. Во II стадию на поверхность может выжиматься и наиболее пластичное вещество из недр вулканов, образуя латеральные и эксцентрические экструзивные куполы, которые, по-видимому, служат дополнительным диагностическим критерием для вулканов, превзошедших свою предельную морфологическую емкость.

Образование положительных форм рельефа отражает главную сторону рельефообразующей деятельности антропогенного вулканизма. Однако вулканическая деятельность привела к возникновению в этот период и широко распространенных деструктивных (отрицательных) форм, одни из которых непосредственно связаны с вулканическими проявлениями (кратеры, маары, паровые воронки взрыва), другие – возникли как результат взаимодействия парагенетически обусловленных процессов вулканизма и вулкано-тектоники (вулкано-тектонические депрессии). Среди вулкано-тектонических депрессий наиболее распространены кальдеры гавайского типа и кальдеры типа Кракатау. Гавайские кальдеры, представляющие собой провальные формы на вершинах вулканов, связанные с оттоком в стороны магматических масс, встречаются на Камчатке крайне редко, а на Курилах отсутствуют. Кальдеры типа Кракатау, напротив, распространены очень широко и во многом определяют облик рельефа Восточной вулканической зоны Камчатки и ряда других вулканических об-

ластей (Японии, Новой Зеландии, Индонезии, Италии и т.д.). Их возникновение связано с обрушением кровли магматического очага после массовых извержений пироклаستي. Кальдеры имеют вид хорошо выраженных в рельефе округлых или овальных депрессий диаметром 4–30 км. Они не приурочены к вершине одного какого-либо вулкана, а имеют четко наложенный характер, срезая различные по возрасту и генезису вулканические и невулканические образования. Борты кальдер обычно выражены в виде крутых уступов высотой в несколько сот метров. Высота бортов отражает видимую амплитуду перемещения по кольцевым разломам, истинную амплитуду оценить трудно, так как дно кальдер перекрыто более молодыми отложениями. Положение кольцевого разлома часто фиксируется заложившимися по нему долинами рек, дайками, экструзивными куполами, выходами термальных вод.

По данным бурения на периферии наиболее крупных четвертичных кальдер Асо в Японии [Matsumoto, Fujimoto, 1969] и Паужетской на Камчатке [Аверьев, Белоусов, 1965] установлено, что мощность кальдерного комплекса отложений на разбуренных участках равна 300–600 м. С учетом высоты современных уступов кальдер (до 400–500 м) общая амплитуда опускания может достигать здесь 800–1000 м. Однако в центральных наиболее погруженных частях кальдер амплитуда опускания, по-видимому, превышает эту величину.

Размер кальдер мало зависит от состава изверженного пирокластического материала, но достаточно хорошо коррелируется с его объемом. При формировании мелких кальдер типа Кракатау выбрасывается 3–5 км³ пирокластики, а самых крупных – до 200–300 км³. Однако эта зависимость не строго пропорциональна. Выброс еще более крупных объемов пирокластики, измеряемых многими сотнями и тысячами кубических километров, приводит к формированию еще более значительных по размерам вулcano-тектонических депрессий, но по морфологии заметно отличных от кальдер: например, Токачи (о. Хоккайдо, Япония), Тоба (о. Суматра, Индонезия), Таупо-Роторуа (Северный остров Новой Зеландии). При образовании вулcano-тектонической депрессии Токачи было извергнуто более 300 км³ риолитовой пирокластики, сформировавшей в ее окрестностях обширные игнимбритовые покровы [Sato, 1969]. Точные размеры депрессии не приводятся, но указывается, что они значительны, а сама структура не является типичной кальдерой. Формирование депрессии Тоба сопровождалась выбросом 2000 км³ риолитового пирокластического материала [Williams, 1941; Westerveld, 1952]. Размер структуры 100×35 км, площадь ~2500 км². Изверженные туфы и игнимбриты мощностью до 600 м покрыли площадь не менее 20 тыс. км².

Около 8000 км³ риолитовой пирокластики было связано с формированием вулcano-тектонической депрессии Таупо-Роторуа [Healy, 1964]. По своим размерам она близка к депрессии Тоба. В настоящее время ассоциирующиеся с этой структурой игнимбритовые покровы занимают площадь около 25 тыс. км² [Вуд и др., 1963]. Однако главная масса игнимбритов приурочена к самой депрессии, где их мощность достигает 3000 м. Судя по данным бурения и геофизическим исследованиям [The geology..., 1965], амплитуду вулcano-тектонического опускания можно оценить в 3–4 км.

К подобным образованиям относятся крупные вулcano-тектонические депрессии района Йеллоустонского Национального парка США, возникшие 1,9; 1,2 и 0,6 млн. лет назад. При формировании последней из них размером 85×55 км было извергнуто >900 км³ риолитовой пирокластики [Eaton et al., 1975].

Таким образом, крупнейшие из известных в антропогене вулcano-тектонических депрессий связаны с выбросом гигантских объемов наиболее кислого пирокластического материала риолитового состава. На Камчатке и Курильских островах в антропогене подобные вулcano-тектонические структуры не образовывались. Однако они известны для плиоцена [Шанцер, 1974; Челебаева и др., 1974].

Формирование всех структур обрушения, вероятно, в целом происходило по однотипной схеме, для которой характерны три главные фазы: предварительная, кульминационная и посткальдерная.

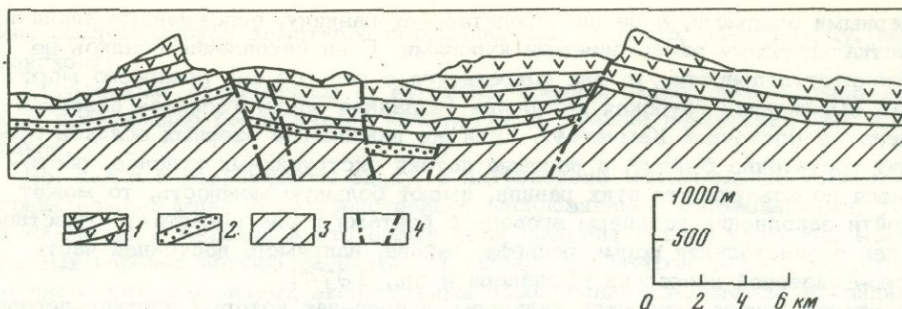


Рис. 36. Сводообразный изгиб древнего фундамента под кальдерой (Нагорье Тибести, Африка, по Р. Винсенту)

Предварительная фаза отличается накоплением энергии на глубине и подготовкой кислой магмы к извержению. На поверхности в это время медленно растет сводообразное поднятие, диаметр, изгиб и продолжительность формирования которого зависят от глубины и размеров магматического очага. Самые пологие, крупные (поперечник 50–150 км) и долгоживущие ($n \cdot 10^4$ – $n \cdot 10^5$ лет) из них, по-видимому, связаны с наиболее глубокими и объемными очагами. Для неглубоких очагов свойственны более крутые, сравнительно небольшие по размерам (до 10–20 км) поднятия, время формирования которых, скорее всего, не превышало $n \cdot 10^3$ – $n \cdot 10^4$ лет. Сводообразные поднятия типичны, по-видимому, для всех структур. Однако их следы лучше видны в областях, где породы фундамента по генезису и возрасту в корне отличны от более молодых вулканогенных толщ, ассоциирующихся с формированием структур обрушения (рис. 36).

Кульминационная фаза начинается мощными фреатическими взрывами, после чего следует массовый выброс ювенильной пирокластики и обрушение обширных блоков земной коры. Наиболее вероятно, что извержение пирокластического материала происходит прямо с тех глубин, где располагались магматические очаги: от 15–20 км для наиболее крупных антропогенных структур до 1–2 км для самых мелких. С этим хорошо коррелируются размеры структур, конфигурация, глубина и величина аномалиеобразующих объектов под ними, объемы изверженной пирокластики, ее состав и способность к спеканию. По аналогии с близкими по типу современными извержениями предполагается, что продолжительность этой фазы не превышает года.

Посткальдерная фаза резко отличается у разных структур. В наиболее простом варианте – это прекращение вулканизма, в сложных вариантах наблюдается продолжение вулканической деятельности и деформаций для структур. В итоге возникают различные вулканические образования от одноактных форм до сложных многоактных сооружений. Для резургентных [Smith, Bailey, 1968], например, типично возникновение внутри структур сводообразных вулканотектонических поднятий, формирование многочисленных экстрозивных куполов, включая кольцевые экстрозивные комплексы. В пределах поднятий могут образовываться новые структуры обрушения, но меньшего размера. Продолжительность посткальдерной фазы у крупнейших структур, по-видимому, достигает 200–300 тыс. лет.

Большинство кальдер Курило-Камчатской области – близкие по возрасту, молодые (средне-верхнеплейстоценовые) образования. Они хорошо выражены в рельефе и слабо обработаны экзогенными процессами. Тем не менее структуры сильно изменили свой первоначальный облик, но эти изменения тесно связаны с характером и интенсивностью посткальдерного вулканизма, развивающегося в депрессиях. Можно выделить несколько морфологических типов кальдер, геоморфология которых обусловлена особенностями последующего вулканизма.

К первой группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм проявился относительно слабо. В этом случае кальдера выполняется

кальдерными осадками, а ее дно представляет равнину, осложненную единичными посткальдерными экструзивными куполами. Если накопление осадков не компенсирует депрессию, то она сохраняется в рельефе как прекрасно морфологически выраженная глубокая котловина (западная часть Узонско-Гейзерной кальдеры на Восточной Камчатке). Если же накопление озерных осадков происходит достаточно быстро, а лавовые потоки экструзивных куполов, растекающиеся по поверхности этих равнин, имеют большую мощность, то может произойти заполнение кальдеры ровень с бортами и она перестает существовать как отрицательная форма рельефа; такова, например, восточная часть Узонско-Гейзерной депрессии [Брайцева и др., 1974].

Ко второй группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм получил интенсивное развитие. Для них в этом случае можно выделить два широко распространенных морфологических типа кальдер в зависимости от специфики посткальдерного вулканизма: 1) кальдеры, в которых последующая вулканическая деятельность, выразилась в образовании одного или нескольких слившихся стратовулканов, располагающихся в центре или в ее окраинной части; дно кальдеры служит местом накопления продуктов деятельности этих вулканов и представляет собой аккумулятивную равнину (кальдеры Крашенинникова, Горелая, Опала, Карымская); 2) кальдеры, где вулканическая деятельность привела к образованию группы относительно небольших вулканических сооружений, представленных стратовулканами или экструзиями. В этом случае на месте равнинного дна кальдеры возникает горный вулканический рельеф, причем вулканические аппараты захватывают почти все пространство котловины. Кальдера продолжает существовать как отрицательная форма, но значительная часть ее бортов может перекрываться вулканическими продуктами и не выражаться в рельефе (кальдера Большой Семейчик).

Особую группу отрицательных вулканических форм составляют комбинированные взрывно-провальные структуры на крупных стратовулканах, щитовых и щитообразных вулканах, вулканических массивах. Они примерно в равной степени образованы мощными фреатическими взрывами и процессами обрушения в отличие от только что рассмотренных форм, где обрушение явно преобладает. При их формировании вертикальные, субвертикальные и наклонные (направленные) взрывы всегда предваряли массовые выбросы пирокластического материала, имевшего состав от андезитового до риолитового, вслед за которыми происходили значительные опускания дна структур и связанные с ними обвально-оползневые явления. В результате поперечник возникших форм резко возрастал. Несмотря на большие объемы пирокластики (до 60–60 км³), ее спекания или сваривания нигде не отмечалось. По-видимому, это один из признаков, указывающих на относительно небольшие глубины магматических очагов – источников пирокластики. С учетом данных геофизики [Штейнберг и др., 1966] вероятно предположить, что на Камчатке и Курилах они могут быть заключены в интервалах глубин от 0–1 до 5–6 км. К аналогичному выводу относительно глубины залегания периферического магматического очага вулкана Везувия еще раньше пришел А. Ритман [1964] на основе изучения ксенолитов в продуктах его извержения 1979 года: ксенолиты ранних порций представлены в них обломками эоценовых мергелистых известняков, залегающих под вулканом на глубине ~ 1 км ниже уровня моря, а конечных – триасовых пород с глубины ~ 5–6 км ниже уровня моря.

Проведенный автором настоящей работы анализ современных и древних взрывно-провальных структур показывает, что они возникают в случаях, когда объем изверженной ювенильной пирокластики в пересчете на плотное вещество ($\rho = 2,6\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$) лежит в пределах от 0,5–1 до 15–20 км³. При этом энергия взрывов составляет всего 5–10% от суммарной энергии извержений. Учитывая соотношение между энергией взрывов и размерами взрывных воронок, взрывы образуют, вероятно, первичные взрывные формы диаметром до 4–5 км [Штейнберг, 1974; и др.]. И только позднее за счет обрушения и обвально-оползневых процессов их поперечник увеличивается до наблюдающегося (у самых крупных форм до 10–12 км). При меньших объемах пироклас-

тики сколько-нибудь заметного обрушения дна структур, по-видимому, не происходит.

Образование современных и, вероятно, древних эксплозивно-провальных форм происходило геологически мгновенно: в течение нескольких дней или недель.

Но, как и в современную эпоху, в антропогене максимальное количество отрицательных форм было представлено эксплозивными образованиями. Так, на Камчатке и Курилах в это время были созданы тысячи кратеров, мааров, паровых воронок взрыва размером от нескольких метров до 2-3 км. Общее же число антропогеновых эксплозивных образований измеряется, по-видимому, многими десятками тысяч. Механизм их формирования подробно разобран в первой части работы.

Разрушение вулканических форм

Аккумулятивный и деструктивный вулканические процессы создают на суше изначальные контрасты высот до 3000-5000 м и вызывают чрезвычайно резкие и быстрые изменения положения местных базисов эрозии, что приводит к высокой интенсивности процессов денудации, очень быстрому преобразованию и разрушению вновь созданных вулканических форм рельефа.

В странах гумидного климата, к каким относится и Курило-Камчатская область, главным эндогенным агентом, преобразующим вулканический рельеф, служит вода, в меньшей степени ледники. Особенность вулканических районов заключается в том, что для начала интенсивного эрозионного расчленения не требуется тектонического поднятия территории. Возникновение горного вулканического рельефа сразу вызывает бурную глубинную эрозию водотоков, которые стремятся вернуться к прежнему положению, нарушенному вулканической аккумуляцией. Поэтому вулканические положительные формы начинают интенсивно разрушаться практически сразу же после их создания или непосредственно еще в процессе формирования.

В связи с тем, что интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов в общем пропорциональна высоте, наиболее быстро при прочих равных условиях происходит разрушение высоких существенно пирокластических стратовулканов. Значительные абсолютные отметки крупных положительных вулканических форм рельефа способствуют проявлению на них ледниковых и нивальных процессов. Для небольших по размерам вулканических сооружений последние менее характерны. Интенсивному разрушению положительных и отрицательных вулканических форм рельефа помогает большая первичная крутизна их склонов, облегчающая удаление продуктов разрушения и создающая благоприятные предпосылки для широкого развития таких быстро протекающих процессов, как гравитационное обваливание и осыпание, а также возникновения сейсмотектонических обвалов.

Проведенные автором исследования по изучению возраста четвертичных вулканов Камчатки [Мелекесцев и др., 1970] позволили ориентировочно оценить длительность разрушения вулканических форм рельефа. Быстрее других разрушаются равнины пирокластических потоков, сложенные рыхлым и слабоуплотненным пирокластическим материалом. Длительность их существования измеряется сотнями и тысячами лет в зависимости от мощности отложений и площади равнин. Наиболее долгоживущие формы - крупные щитовые и щитообразные вулканы, а также обширные лавовые равнины, которые могут существовать более 1 млн. лет. Прочие вулканические формы по продолжительности жизни занимают промежуточное положение: шлаковые конусы - от нескольких тысяч до 40-50 тыс. лет, крупные стратовулканы - десятки и сотни тысяч лет.

Основываясь на значительной разнице (в десятки и сотни раз) в скорости разрушения различных форм, можно сделать два важных вывода, которые необходимо учитывать при палеогеографических построениях. Первый вывод заключается в том, что число выраженных в рельефе вулканических образований

практически на любом этапе геологического развития вулканических районов меньше общего количества созданных здесь форм. Второй вывод основан на принципе избирательного разрушения вулканических сооружений. Его суть состоит в том, что в отличие от современной эпохи качественный состав выраженных в рельефе вулканических образований, относящихся к более древним этапам геологического развития районов, значительно обеднен, так как от размыва сохранились лишь наиболее стойкие к разрушению формы. Естественно, чем древнее этап, тем эта обедненность больше.

Закономерности преобразования вулканического рельефа экзогенными процессами рассматривались рядом исследователей [Davis, 1912; Шукин, 1964; Святловский, 1954, 1956; и др.]. Однако они анализировали пути развития вулканического рельефа, беря частные случаи, нередко не самые типичные. Так, В.М. Дэвис рассмотрел разрушение вулканического сооружения и окружающей его лавовой равнины на поднятом пенеплене и пришел к выводу, что вулканизм можно рассматривать просто как случайное явление, которое лишь нарушило ход нормального эрозионного цикла и удлинит его. А.Е. Святловский анализировал случай возникновения вулкана в кальдере и трансформацию этой структуры на фоне общего поднятия. Подобный анализ имеет безусловный интерес, но не дает представления о путях преобразования вулканического рельефа в более общем виде. Лишь изучение четвертичного вулканического рельефа Камчатки в целом позволяет отметить некоторые общие особенности преобразования вулканического рельефа.

Четко разграничиваются районы двух типов, преобразование рельефа которых принципиально различно: области, где вулканическая деятельность замирает и они рано или поздно вовлекаются в поднятие; и области, остающиеся прогибами, где преобразование рельефа экзогенными процессами идет на фоне продолжающегося вулканизма.

Если вулканическая деятельность в вулканической области замирает, она становится ареной широкого проявления экзогенных сил. Эффект их воздействия резко возрастает, если область вовлекается в поднятие. В этом случае характер трансформации вулканического рельефа в принципе совпадает со схемой Девиса. Причем облик формирующегося денудационного рельефа зависит от скорости и амплитуды поднятия. При относительно слабом поднятии образуется рельеф столовых гор. Вулканические равнины любого генезиса (лавовые равнины подножий щитовых вулканов и ареальных излияний, лемзовые и игнимбриновые равнины) преобразуются в вулканические плато, расчлененные узкими каньонообразными долинами рек. Единая вначале поверхность вулканического плато по мере расчленения распадается на отдельные платообразные останцы. Крупные пологосклонные щитовые вулканы, созданные на Камчатке в раннем плейстоцене, в процессе эрозионного расчленения также превратились в разобщенные лавовые останцы плато, которые лишь своим расположением и уклонами поверхности свидетельствуют о существовании в прошлом на этом месте вулканов центрального типа. Небольшие шлаковые и лавовые конусы быстро разрушаются эрозионно-денудационными процессами и выступают в виде небольших возвышенностей — руин прежних вулканических аппаратов. Примерами областей широкого развития вулканических столовых гор, бронированных нижне-четвертичными лавами, могут быть на Камчатке северная часть Срединного хребта и окраины вулканических районов Южной и Восточной Камчатки.

Потухшие вулканические аппараты разного типа — щитовые и щитообразные вулканы, существенно лавовые и существенно пирокластические стратовулканы — разрушаются под воздействием денудационных процессов с разной скоростью в зависимости от роли в их строении прочных эффузивных пород. Однако в процессе трансформации они проходят определенные стадии, в каждой из которых отличаются своими морфологическими особенностями. Действующие вулканы представляют собой правильные конусы, не расчлененные эрозией или гляциальными процессами (Ключевская и Авачинская сопки — молодой конус). После того как вулканы резко ослабляют или прекращают деятельность, они начинают расчленяться глубокими барранкосами (вулканы Корякский,

Кроноцкий). Облик вулканов меняется еще сильнее, если они подвергаются ледниковой обработке. Вначале ледниковые формы представлены небольшими и немногочисленными цирками, образовавшимися в верховьях эрозионных промоин. Вулканические аппараты сохраняют на этой стадии значительные участки первичных склонов (вулканы группы Большого Семячика, Вершинский, Иульт и др.). На следующей стадии вулканические аппараты представляют собой уже сильно разрушенные сооружения, первичные склоны у них сохранились только в нижней части постройки, а на месте большей части конуса уже сформирован резко расчлененный альпийский рельеф (стадия вулканов Ааг, Арик, Горный Зуб, Тумрок и др.). Такие последовательные стадии разрушения служат на Камчатке одним из оснований для разделения вулканических сооружений по возрасту [Мелекисцев и др., 1971].

Районы отмершего вулканизма, испытавшие поднятие, являются областями разрушения вулканического рельефа и размыва вулканических пород. Вулканогенно-осадочный материал выносится за пределы районов и откладывается в прилегающих прогибах. Если поднятие, в которое вовлекается вулканическая область, интенсивное, то стадия существования рельефа столовых гор и разрушающихся вулканических аппаратов, сохраняющих свой морфологический облик, весьма кратковременна. Очень быстро на месте вулканической горной страны совместным действием интенсивно протекающих эрозионных и гляциальных процессов создается резко расчлененный альпийский рельеф, практически ничем не отличающийся от такового на более древних толщах соседних районов. Только присутствие молодых вулканических пород свидетельствует о существовании здесь вулканической области в недалеком прошлом. Если поднятие продолжается достаточно долго и территория сохраняется как устойчивая область сноса, то может произойти полное удаление вулканогенных отложений.

На участках продолжающегося вулканизма, которые обычно остаются областями прогибания, важную роль в преобразовании рельефа наряду с экзогенными силами играют и сами вулканические процессы. Характер процессов, преобразующих рельеф, и получаемый результат несколько отличаются в группах стратовулканов и в районах площадного базальтового и кислого вулканизма.

В вулканической группе, расположенной в области прогибания, вулканы интенсивно начинают разрушаться экзогенными процессами сразу же после образования. Обычно вулканическая группа включает сооружения разной активности и возраста. Потухшие вулканы проходят последовательно стадии разрушения, описанные выше, причем теоретическим пределом их трансформации является сравнение высот эродлируемых построек с уровнем заполняемой области вторичной аккумуляции их подножий. На активных вулканах результат воздействия экзогенных сил полностью сводится на нет периодически повторяющимися извержениями, в процессе которых вулкан восстанавливает свою первоначальную форму. В целом экзогенные силы стремятся снивелировать вулканические постройки и уменьшить контрастность рельефа в пределах района, тогда как продолжающийся вулканизм восстанавливает первоначальные соотношения. В этой борьбе противоположных сил и происходит формирование и преобразование вулканического рельефа до тех пор, пока вулканизм не замрет и область не будет вовлечена в поднятие. Подножия вулканов становятся областью накопления материала их разрушения и формирования мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений. Таким же образом развивается рельеф вулканических сооружений, расположенных в крупных кальдерах, до того времени, пока не произойдет компенсация последних вулканогенным и вулканогенно-осадочным материалом.

Для районов площадного развития кислого или основного вулканизма свойственно быстрое выполнение прогибов вулканическими продуктами на всей их площади. Возникший горный или плоскогорный рельеф подвергается интенсивному эрозионному расчленению, что является реакцией на перекомпенсацию. Лавовые и игнимбритовые равнины трансформируются в вулканические плато, расчлененные узкими долинами рек. Поверхность лавовых плато обычно доста-

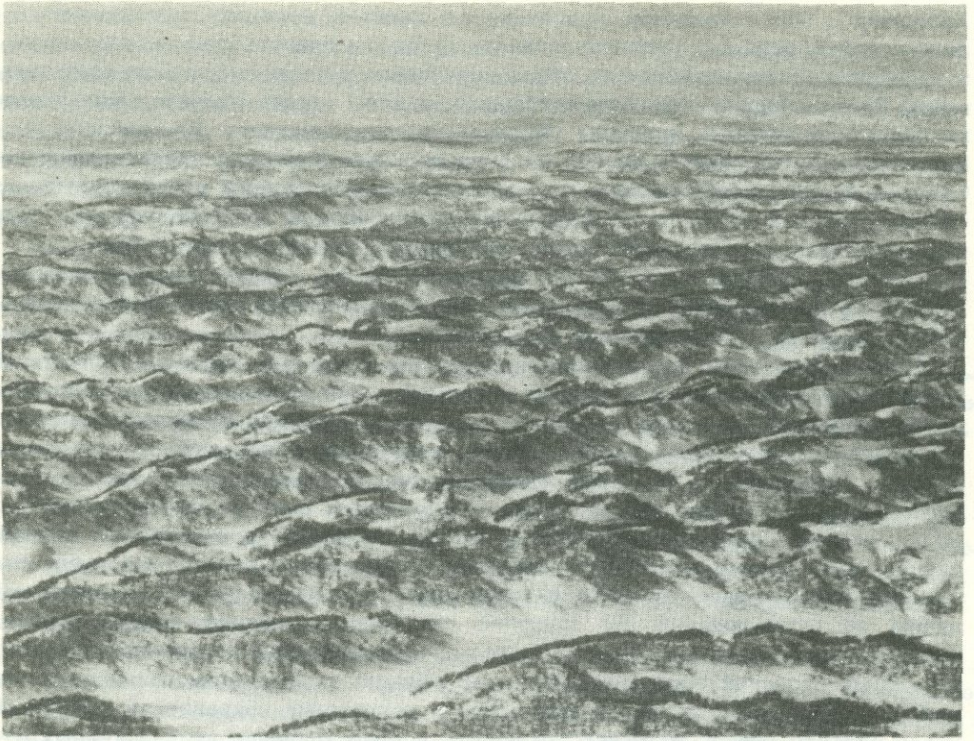


Рис. 37. Бендленд на пирокластических покровах Восточной Камчатки (фото Ю.М. Дубика)

точно ровная, первичные неровности рельефа потоков сглажены денудацией, а стойкие к размыву эффузивные породы не способствуют дробному расчленению. Напротив, игнимбритовые плато, сложенные относительно слабоспекшими-ся разностями, подвергаются интенсивному эрозионному расчленению мелкими водотоками часто с образованием рельефа типа бедленд (рис. 37). Отдельные вулканические аппараты и вулканические группы, расположенные на плато, проходят последовательные стадии разрушения, изменяясь от правильных конусов до массивов с эрозионно-денудационным или эрозионно-ледниковым рельефом. Продукты размыва в отличие от рассмотренных выше вулканических групп в депрессиях по узким долинам рек выносятся за границы области, лишь местами аккумулируясь в кальдерах, расположенных в ее пределах. Однако продолжающаяся вулканическая деятельность во многом сводит на нет эффект воздействия экзогенных процессов. Мощные пирокластические потоки, распространяясь, снова выполняют все неровности поверхности, погребая предшествующий рельеф и создавая новые равнины. Под отложениями этих потоков захороняются обширные участки вулканических плато, экструзивные куполы и лавовые конусы, части крупных вулканов. Лавы вновь возникающих базальтовых вулканов и ареальных излияний, заливая значительные площади трансформированных участков предшествующего рельефа, также погребают их и выводят из сферы дальнейшего расчленения. При этом эндогенные факторы выравнивания достигают результата значительно быстрее, чем экзогенные силы. Образование крупных кальдер приводит к почти мгновенному в геологическом смысле уничтожению существовавших на их месте форм и возникновению крупных депрессий, на формирование которых экзогенным процессам потребовались бы многие десятки тысяч лет. Таким образом, рельеф быстрее меняет свой облик не столько в результате экзогенных процессов, которые только успевают моделировать его, сколько под воздействием продолжающегося вулканизма.

Если в поднятых районах отмершего вулканизма денудационные процессы одновременно с разрушением вулканических форм удаляют и вулканические отложения, то в рассматриваемом случае поступление вулканического материала не только компенсирует, но часто и превышает объем продуктов, удаляемых денудацией. В итоге на фоне общего прогибания формируются мощные вулканогенные толщи. Они как бы запечатлевают в себе множество исчезнувших комплексов рельефа, в той или иной мере трансформированных экзогенными процессами и затем погребенных вулканическими продуктами. Так, например, Крерукский и Тумрокский вулканогенные комплексы Камчатки, сформированные за достаточно длительный отрезок времени (верхний плиоцен—ранний плейстоцен), созданы не в результате разрушения одного какого-либо вулканического ландшафта, а отражают совокупность множества сменявших друг друга вулканических ландшафтов, которые видоизменялись и погребались при совместном действии экзогенных сил и вулканических процессов.

В ходе формирования вулканических толщ могут погребаться и слаборушенные образования (конусы, куполы), которые в дальнейшем при размыве этих толщ препарируются, давая "свежие" формы рельефа, казалось бы необычные для районов развития древних толщ.

Таким образом, преобразование вулканического рельефа отличается в областях отмершего вулканизма, вовлеченных в поднятие, и в областях продолжающегося вулканизма, которые обычно остаются прогибами. В первом случае происходит разрушение вулканического рельефа и уничтожение слагающих его отложений, во втором — преобразование вулканических форм (частичное разрушение и погребение) совместным действием экзогенных процессов и вулканизма с накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Эволюция во времени интенсивности вулканической деятельности и энергии извержений

Проблема времени имеет в вулканологии ключевое значение для решения ряда важных теоретических и практических задач. Скорость протекания глубинных процессов, их мощность, непрерывность или дискретность, степень инерционности, синхронность в региональном и глобальном масштабах, а в конечном итоге и познание причин вулканизма требуют оценки геологического времени. Вулканические проявления антропогена, материализованные в виде множества разнообразных форм рельефа, имеют в этом плане особое значение, поскольку служат связующим звеном между современными формами и древними вулканическими образованиями, представленными главным образом редуцированными вулканогенными толщами и очень редко — фрагментами случайно сохранившихся вулканических построек. Поэтому исследование антропогенных вулканических сооружений, большинство из которых хорошо выражено в рельефе, позволяет с гораздо большей детальностью по сравнению с древними эпохами реконструировать историю вулканической деятельности на протяжении последних 2—2,5 млн. лет, выявить главные колебания ее интенсивности и изменения во времени энергии извержений.

Вопросы ритмичности и синхронности вулканических проявлений

Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [1973 а, б, 1974] проведен анализ двух аспектов проблемы: оценки длительности фаз вулканизма, связанной с вопросом о непрерывном или пульсационном характере процесса, и степени синхронности проявлений вулканизма.

Было установлено, что вулканическая деятельность имеет вид коротких пульсаций, синхронных в масштабах Тихоокеанского кольца, а, возможно, и в глобальном масштабе. Пульсационность вулканизма обусловлена резкими колебаниями во времени его интенсивности, что в равной мере свойственно и эксплозивному и эффузивному типам вулканизма. Отмечаются пульсации

(ритмы) различных порядков — в сотни, тысячи, десятки и сотни тысяч лет. Установливается синхронность крупнейших всплеск вулканизма и периодов его ослабления или почти полного прекращения в планетарном масштабе. В соответствии с колебаниями интенсивности вулканической деятельности меняется и роль вулканизма в процессе формирования рельефа на разных этапах антропогена.

Материалом анализа послужили данные об абсолютном возрасте вулканических пород, определенном при помощи радиоуглеродного метода, и сведения о крупнейших исторических извержениях — для интервала 0–5 тыс. лет; радиоуглеродного и трекового методов — для интервала 5–45 тыс. лет; калий-аргонового и трекового методов — для интервала 0,03–3,0 млн. лет. Эти данные были сведены в диаграммы геологическое время — количество анализов (рис. 38–41). Для интервалов 0–5 и 5–45 тыс. лет учтены крупнейшие датированные извержения вулканических пород. В силу технических трудностей (невозможность построения компактных графиков и отсутствие в ряде работ оценок погрешностей при определении абсолютного возраста) на графиках все датировки нанесены без соответствующих доверительных интервалов.

Подобный подход может служить лишь первым приближением к решению поставленных задач. Здесь неизбежно допущение о более или менее правильном соответствии пиков диаграмм (т.е. тех их участков, где количество анализов максимально) и эпох наибольшей интенсивности вулканизма. Поскольку данные об объемах и площадях распространения вулканических пород для большинства районов отсутствуют или очень отрывочны, выделенные пики каждый раз контролировались конкретными качественными описаниями развития вулканизма соответствующего района. Было выявлено, что общее соответствие между максимумами на диаграммах и реальными эпохами интенсивного вулканизма наблюдается очень четко, но абсолютная величина максимумов не всегда прямо пропорциональна интенсивности вулканической деятельности. Оказалось также, что в отдельных случаях в пределах того или иного растянутого максимума фаза наиболее интенсивного вулканизма связана не с его серединой, а смещена к началу или концу. Очень важно учитывать при анализе положение устойчивых минимумов на диаграммах (т.е. тех их участков, где количество анализов наименьшее), которые соответствуют полному прекращению вулканизма (возможно, резкому сокращению его масштабов) или началу нового периода интенсивного вулканизма. Такие данные обычно легко поддаются контролю описаниями геологической позиции анализируемых образцов.

На графиках для интервала 0–5 тыс. лет сведены данные об извержениях базальтов (см. рис. 38, I), кислых пород и пород неизвестного состава (см. рис. 38, II) и всех датированных извержений (см. рис. 38, III) земного шара за этот отрезок времени. Для интервала 5–45 тыс. лет построены графики двух типов — региональные (см. рис. 39) и глобальный (см. рис. 40). На региональных графиках показано распределение датированных образцов для районов северного (Япония, Курилы, Камчатка, Алеуты, Аляска, запад Северной Америки) и южного (Индонезия, Новая Зеландия, Новая Гвинея, Австралия) обрамления Тихого океана, Европы и Африки, Исландии, островов Атлантического океана Южной и Латинской Америки. Аналогичные графики приводятся и для интервала 0,03–3,3 млн. лет (см. рис. 41А,Б).

На всех графиках наблюдается ярко выраженное неравномерное распределение датированных образцов во времени. Учитывая эти данные, а также опираясь на качественные описания типа и интенсивности вулканизма в рассмотренных районах, можно сделать вывод об отчетливом пульсационном характере вулканической активности как в отдельных областях, так и в масштабе всего земного шара. Периоды повышенной вулканической активности наблюдались в интервалах 0,14–0,20; 0,24–0,34; 0,40–0,47; 0,80–1,00; 1,1–1,2; 1,35–1,50; 1,58–1,61; 1,70–1,74; 1,80–1,81; 1,98–2,00 млн. лет назад. Пики базальтового вулканизма были 0,06; 0,15; 0,40–0,45; 0,82–0,85; 1,4; 1,6; 1,8; 1,95–2,00 млн. лет назад, кислого — 0,08; 0,13–0,14; 0,24–0,26; 0,30–0,32; 0,40–0,45; 0,60–0,70–0,75; 0,82–0,87; 1,15–

2000 г. н.э.

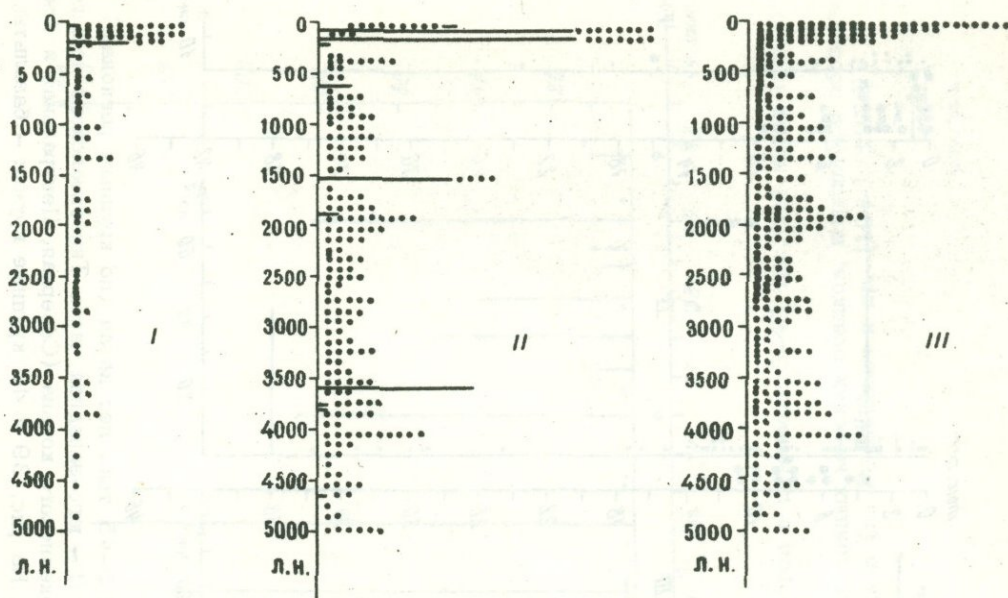


Рис. 38. Диаграмма распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0–5 тыс. лет назад (земной шар в целом)

I – базальты и андезито-базальты; II – средние и кислые породы; III – сумма всех пород. На рис. 38–41 сплошными линиями показаны крупнейшие (> 1 км³) датированные извержения

1,20; 1,40–1,50; 1,80; 2,70–2,80 млн. лет назад. Базальтовый вулканизм верхнего плиоцена – четвертичного периода (последние 3,3 млн. лет) приурочен к двум крупным этапам длительностью 1,5–1,6 млн. лет, граница между ними проходит около 1,65 млн. лет назад. Перерыв между концом древнего и началом молодого этапа составляли для района северного обрамления Тихого океана 0,16 млн. лет (1,61–1,77 млн. лет назад), южного обрамления Тихого океана и Европы – 0,4 млн. лет (1,6–2,0 млн. лет назад), Африки – 0,2 млн. лет (1,6–1,8 млн. лет назад), океанических островов – 0,39 млн. лет (1,45–1,84 млн. лет назад). В свою очередь для кислого вулканизма отмечаются этапы длительностью 0,6–0,7 млн. лет.

Материалы, относящиеся ко второй половине четвертичного периода (последние 0,4–0,5 млн. лет), позволяют предполагать не только пульсационный характер вулканической деятельности, но и наличие в ней правильных ритмов разного порядка. Рассмотрение изменений интенсивности вулканической деятельности в течение Q_4^2 позволяет, например, выделить ритмы длительностью 200–250, 500–600 и 1800–2000 лет.

Особенно хорошо это видно на примере кислого вулканизма. В частности, в голоцене крупные пики эксплозивного вулканизма были 1800–2000, 3500–4000, 6000–6500 и 8000 лет назад. Весьма значительный (для голоцена) пик экструзивного вулканизма наблюдается в современную эпоху. В течение XIX–XX вв. отмечались по крайней мере 12 гигантских извержений, сопровождавшихся крупными выбросами ювенильного пирокластического материала: Тарумаи – 1800 г., Тамбора – 1815 г., Косегвина – 1835 г., Шивелуч – 1854, 1964 гг., Кракатау – 1883 г., Мон-Пеле – 1902 г., Санта-Мария – 1902 г., Ксудач – 1907 г., Катмаи – 1912 г., Безьямный – 1956 г., Агунг – 1963 г. Столь большая активность современной эпохи объясняется, по-видимому, интерференцией в настоящее время ритмов по крайней мере трех разных порядков: 200–250, 500–600 и 1800–2000-летнего. Аналогичная картина характерна и для базальтового вулканизма, только

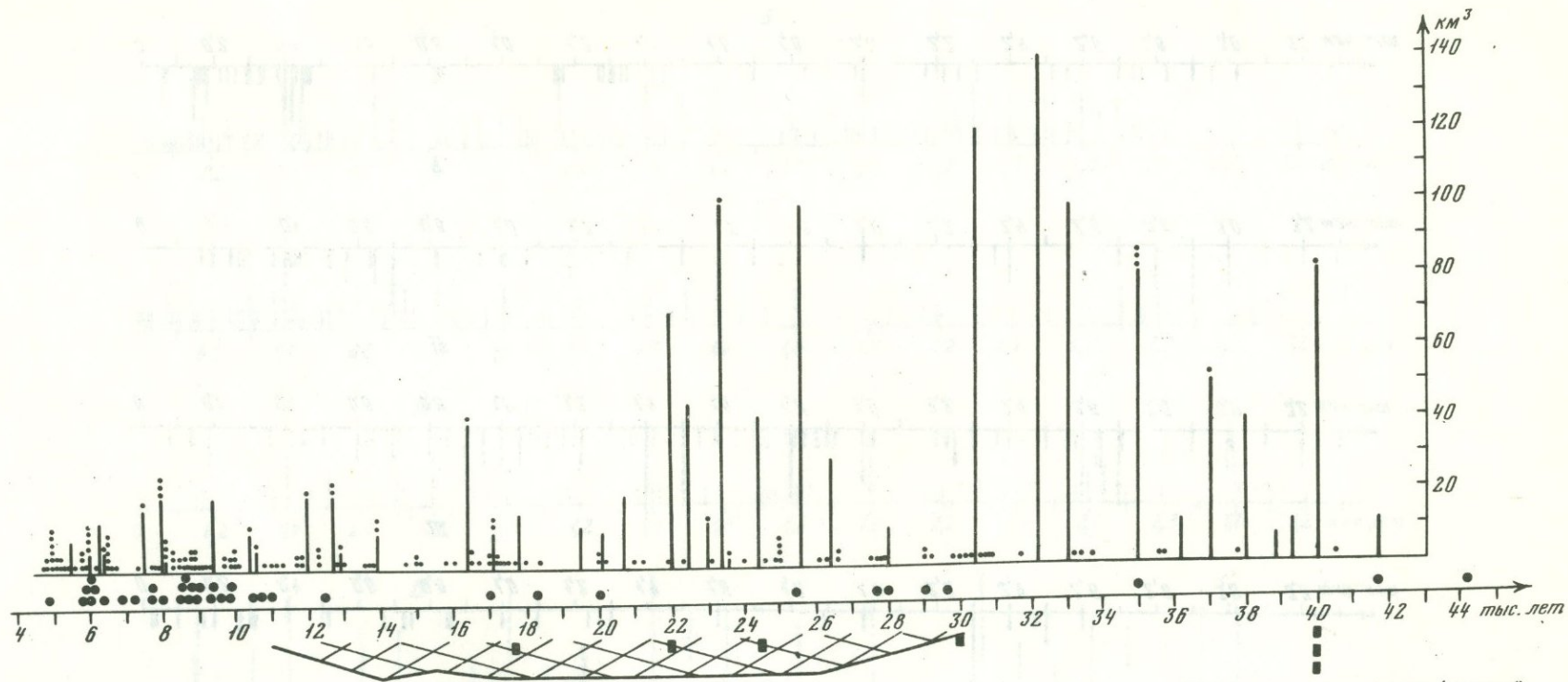


Рис. 40. Диаграммы распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 5–45 тыс. лет назад (земной шар в целом)
 Черными прямоугольниками показаны датированные горизонты тефры в колонках донных морских осадков, штриховкой обозначено временное отложение обогащенных пирокластикой горизонтов донных морских осадков (по Романкевич и др. [1966, 1972])

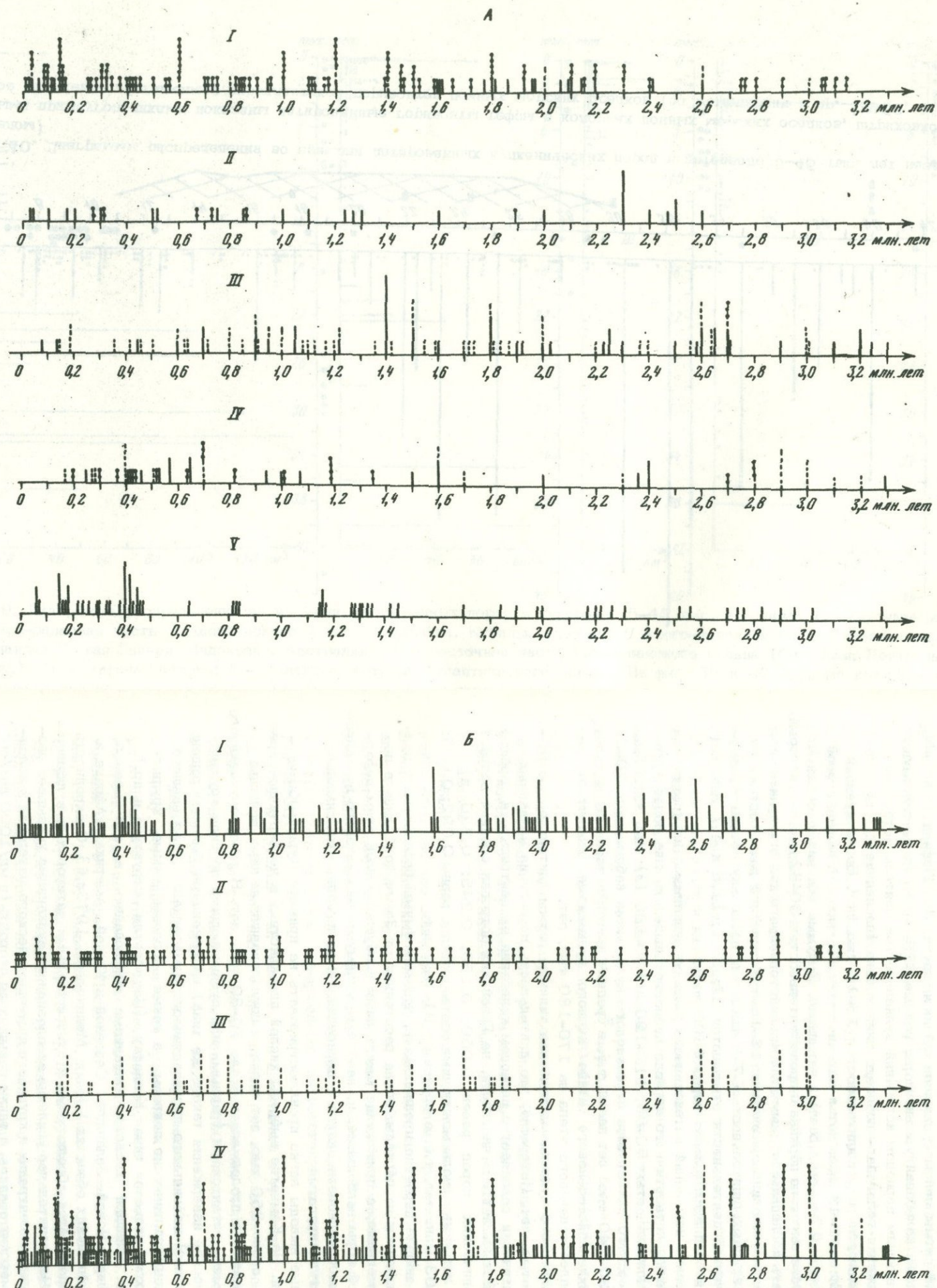


Рис. 41. Диаграммы распределения во времени датированных вулканических пород в интервале 0,03–3,3 млн. лет назад
 А – по крупным регионам: I – Северная Америка, Алеуты, Камчатка, Япония; II – Новая Зеландия, Новая Гвинея, Австралия, Антарктида; III – Африка; IV – Средиземноморье, Кавказ, Афганистан; V – океанические острова. Б – земной шар в целом. Сплошные линии – базальты, пунктир – породы неизвестного состава, линия с точками – средние и кислые породы

его пики происходили несколько раньше соответствующих пиков кислого вулканизма.

Интересно, что к сходным выводам пришли и другие исследователи, занимавшиеся в той или иной форме изучением периодичности интенсивности вулканической деятельности. Так, Е.В. Максимов [1968а,б] выделяет 600- и 1850-летний ритмы сейсмовулканической активности, Дж. Шофилд [Schofield, 1970] периоды колебаний уровня моря, равные 525–550 годам, связывает с соответствующим периодом колебаний вулканической деятельности.

На протяжении голоцена – позднего плейстоцена (последние 45 тыс. лет) хорошо выделяются ритмы длительностью 15–16 тыс. лет. Более древний из них начался 42–43 тыс. лет и закончился ~27 тыс. лет назад, второй соответственно ~27 и ~11,5 тыс. лет назад. В сумме оба ритма образуют ритм еще более высокого порядка с продолжительностью 30–32 тыс. лет, который можно считать последним крупным этапом плейстоценового кислого вулканизма. Вполне вероятно, что в свою очередь 12–16-тысячелетний ритм состоит из двух менее крупных, длительностью 7–8 тыс. лет, поскольку четкие минимумы вулканической деятельности отмечаются 27; 18,7; 11,5 и 4,7 тыс. лет назад, т.е. в среднем примерно через 7400 лет.

Рассмотрение изменений интенсивности кислого вулканизма на протяжении второй половины четвертичного периода позволяет выделить еще более крупные ритмы длительностью 50–60, 110–120 и 170–180 (?) тыс. лет. Так, в течение верхнего плейстоцена пики кислого вулканизма наблюдались 20–25, 70–80 и 130–140 тыс. лет назад, т.е. в среднем примерно через 66 тыс. лет. Начало верхнеплейстоценового этапа кислого вулканизма отстоит от начала среднеплейстоценового этапа на 170–180 тыс. лет.

Для базальтового вулканизма наиболее типичны ритмы длительностью 90–100 и 200 тыс. лет. Интересно, что длительность первого из названных ритмов практически совпадает с периодом колебания эксцентриситета орбиты Земли (~92 тыс. лет). В частности, на Гавайских островах средний возраст серий вулканических пород равен 0,060; 0,150; 0,245; 0,320 и 0,423 млн. лет, а интервалы между ними соответственно равны 0,092; 0,093; 0,075; 0,103 млн. лет, т.е. в среднем ~91 тыс. лет.

Поэтому вполне вероятно предположить, что максимумы базальтового вулканизма приходятся на периоды, когда расстояния от Земли до Солнца в перигелии наименьшие, а притяжение между ними и обусловленные этим деформации земной коры наибольшие, и, наоборот, минимумы базальтового вулканизма совпадают с периодами, когда в перигелии Земля и Солнце максимально удалены друг от друга.

Полученные выводы легко проиллюстрировать на примере Курило–Камчатской области. На Камчатке выбросы кислой пирокластики в четвертичное время начались около 250 тыс. лет назад, а последовавшая за ними вспышка кислого вулканизма продолжалась около 70–80 тыс. лет. В течение указанного отрезка времени гигантскими (равными или превышающими по силе крупнейшие исторические извержения такого же типа) извержениями было выброшено более 1100 км³ ювенильного пирокластического материала, образовавшего обширные пирокластические покровы, а также созданы самые крупные из имеющихся кальдер типа Кракатау (Паужетская структура и др.). Аналогичные вспышки кислого вулканизма наблюдались в это время в Японии, Новой Зеландии, Северной и Южной Америке, Африке и других вулканических областях [Эрлих, Мелекесцев, 1973а,б]. Синхронность событий доказывается абсолютными и относительными датировками вулканических пород. На значительное усиление эксплозивного вулканизма указывает резкое увеличение концентрации и крупности пирокластического материала в колонках донных морских осадков, а также повышенная скорость (в мг/1000 лет/см²) аккумуляции в них мельчайших частичек вулканического стекла [Huang et al., 1974].

Начало следующей вспышки кислого вулканизма на Камчатке, Курильских островах и других вулканических областях относится ко времени около 80–

90 тыс. лет назад, а конец — 50–55 тыс. лет назад. Ее продолжительность около 30 тыс. лет. Как и в более ранний этап, на Камчатке выбросы огромных ($> 700 \text{ км}^3$) объемов пирокластики способствовали быстрому росту равнин пирокластических покровов. Возникли новые кальдеры. Однако в отличие от предыдущего этапа (пирокластические покровы сложены преимущественно игнибридами), в строении вновь образованных покровов значительное участие принимает неспекшийся материал, меньше в целом и размер кальдер (см. выше).

Последняя крупная вспышка кислого вулканизма началась около 40–45 тыс. лет назад. На Камчатке и Курильских островах в течение ее было извержено более 300 км^3 пирокластического материала, главным образом неспекшегося, возникли кальдеры Головина и Менделеева на о. Кунашир (38–39 тыс. лет назад), Немо III на о. Онекотан (24,5 тыс. лет назад), Опала (в интервалах 32–39 тыс. лет назад) и Крашенинникова (~ 37 тыс. лет назад) на Камчатке и другие. Произошли гигантские направленные взрывы вулканов Шивелуч и Авача (в интервале 30–35 тыс. лет назад), сопровождавшиеся крупными выбросами ювенильного пирокластического материала. Суммарный объем взрывных и ювенильных пород составлял в двух последних случаях не менее $25\text{--}30 \text{ км}^3$ для каждого извержения.

Проведенный автором далеко не полный подсчет объема пирокластики для некоторых районов Пацифики (Камчатка, Курилы, Япония, Новая Зеландия, отчасти Индонезия) показал, что в сумме на среднеплейстоценовый этап приходится не менее $8500\text{--}9000 \text{ км}^3$ пород, а на два более коротких верхнеплейстоценовых соответственно $4000\text{--}4100$ и $1600\text{--}1650 \text{ км}^3$ пород (рис. 42).

В целом по земному шару объемы изверженного пирокластического материала, несомненно, во много раз больше. Одновременное по всему земному шару извержение огромных объемов кислой пирокластики, вероятно, свидетельствует об общепланетарных глубинных процессах, вызывавших вспышки кислого вулканизма.

Наиболее мощный этап базальтового вулканизма на Камчатке, сопровождавшийся образованием обширных лавовых равнин и формированием гигантских щитовых и щитообразных вулканов, имел место на границе палеомагнитных эпох Брунес и Матуяма ($\sim 0,69$ млн. лет назад). Поэтому приближенно его возраст оценивается в $0,6\text{--}0,85$ млн. лет, хотя не исключено, что фактическая продолжительность этапа могла быть и меньше. В это время было излито не менее $8500\text{--}9000 \text{ км}^3$ базальтовых и андезитобазальтовых лав ($> 40\%$ объема всех изверженных антропогеновых вулканических пород Камчатки).

Второй крупный этап базальтового ареального и трещинного вулканизма начался ~ 50 тыс. лет назад и практически уже завершился несколько сот лет назад. В течение столь непродолжительного времени было излито $> 2500 \text{ км}^3$ базальтовых лав, а также возникло более 1000 шлаковых и лавовых конусов и небольших щитовых вулканов (см. выше).

С названными этапами базальтового вулканизма на Камчатке можно, по-видимому, коррелировать два четко проявленных на остальной территории Сибири и Дальнего Востока СССР этапа формирования четвертичных вулканических построек. Судя по проведенным здесь исследованиям [Обручев, 1953; Васильковский, 1949; Флоренсов, Лоскутова, 1953; Флоренсов и др., 1968; Логачев, 1954, 1956; Солоненко, 1964; Солоненко и др., 1966, 1968; Устиев, Рудич, 1966; Шерман и др., 1973], более древний, раннечетвертичный, этап характеризовался преобладанием трещинных базальтовых излияний, сформировавших довольно крупные по площади покровы, и отличался большими масштабами по сравнению со вторым, предположительно верхнечетвертичным — современным. Вулканические постройки второго этапа представлены главным образом различными по морфологии и размерам шлаковыми конусами, сложенными породами базальт — базальт — андезитового состава, очень редко андезитами — вулкан Аку Станового нагорья [Солоненко, 1966].

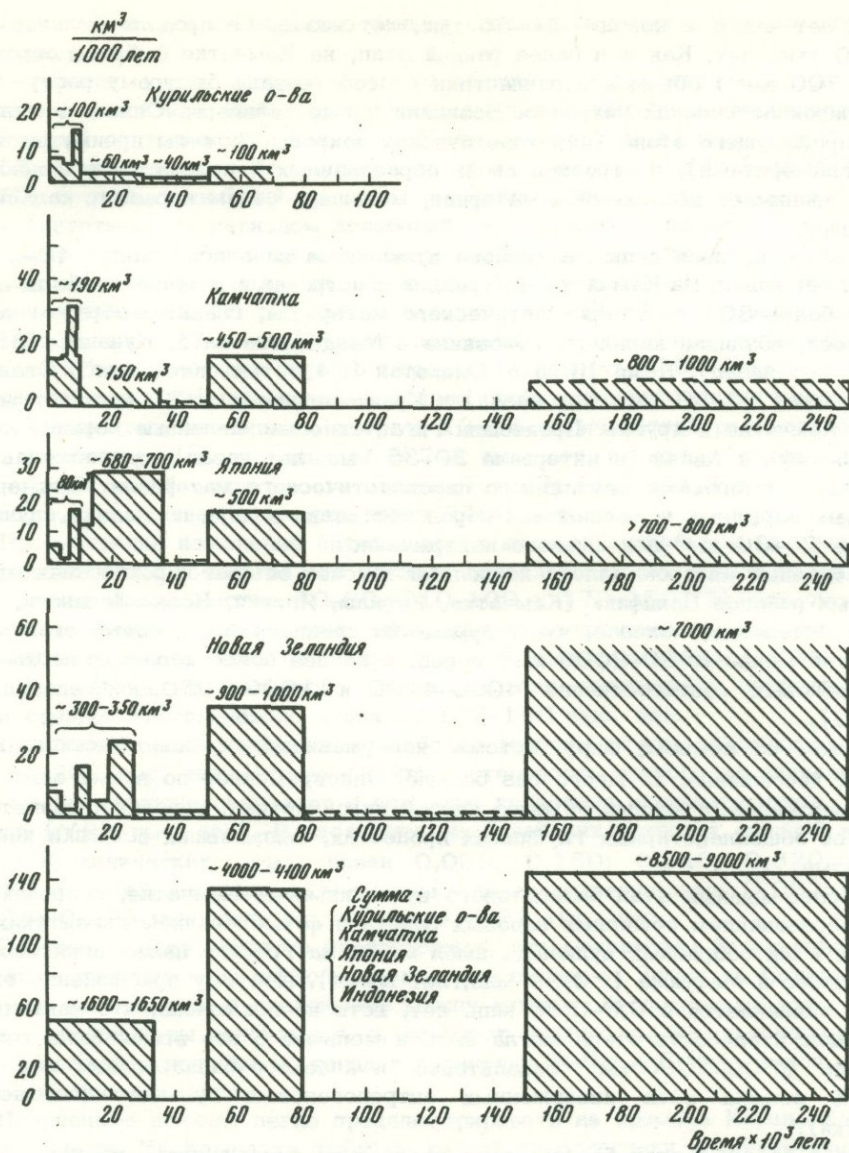


Рис. 42. Диаграмма "время-объем" четвертичных кислых вулканических пород в различных районах Западной Пацифики

Синхронность проявления главных пароксизмов антропогенного вулканизма сочетается с асинхронным развитием отдельных вулканических центров. Выше отмечалось, что в то время как большая часть территории вулканических районов Камчатки захвачена проявлениями второго цикла вулканизма, отдельные центры, связанные с крупными вулканотектоническими депрессиями и находящиеся на конечных стадиях развития первого цикла вулканизма, продолжают существовать. Вследствие этого на небольших расстояниях в непосредственной близости друг от друга располагаются центры, поставляющие кислые вулканические породы в базальтовые и андезитобазальтовые вулканы. Это можно объяснить локализацией отдельных очагов в коре на поздних стадиях вулканического цикла и их независимой жизнью в период, когда на других участках происходит массовое поступление свежих порций недифференцированной магмы второго цикла [Эрлих, Мелекесцев, 1973а].

Изменение мощности вулканического процесса и максимальной энергии извержений

Исследование антропогенных вулканических образований дает возможность уже сейчас в первом приближении оценить ряд энергетических параметров вулканизма и колебания энергетики вулканического процесса на протяжении по крайней мере последнего миллиона лет. Применительно к одиночным многоактным вулканам – можно оценить среднюю мощность за все время их формирования или соизмеримые с ним продолжительные периоды активности; вариации энергии и мощности для различных типов извержений; мощность некоторых типов вулканических аппаратов; суммарную энергию, выделившуюся в течение жизни вулканов. Для вулканических районов и областей – можно оценить энергетический эффект антропогенного вулканизма, колебания выноса энергии в пароксизмальные и межпароксизмальные периоды вулканической деятельности, изменение во времени максимальной энергии единичных извержений.

Необходимо отметить, что энергетические параметры вулканизма как рельефообразующего фактора одновременно служат главными количественными критериями, которые определяют выбор физически возможных моделей механизма вулканической деятельности.

Известно [Поляк, 1966; Yokoyama, 1956, 1957; Hédevári, 1963; Nakamura, 1965; и др.], что главная роль в геоэнергетическом эффекте вулканизма принадлежит теплу, вынесенному на поверхность изверженными продуктами и главным образом вулканическими породами. Энергия определяется по формуле

$$E = \rho V(TC + H) \cdot 4,18 \cdot 10^7. E - \text{энергия в эрг,}$$

где V – объем пород в см^3 ; ρ – их объемный вес в $\text{г}/\text{см}^3$; T – температура; C – удельная теплоемкость в $\text{кал}/\text{г}\cdot\text{град}$; H – скрытая теплота кристаллизации. Поэтому грубая оценка энергетики вулканического процесса в большинстве его проявлений может быть сделана на основе подсчета массы изверженных пород и интенсивности их выноса в единицу времени.

По разным оценкам [Ковалев, 1971; Влодавец, 1973; и др.], количество тепла, содержащегося в поступающих на поверхность вулканических породах, составляет от 300 до 420 $\text{кал}/\text{г}$. Поэтому оно принимается равным 400 $\text{кал}/\text{г}$ для пород ряда от основных андезитов до базальтов и 300 $\text{кал}/\text{г}$ для более кислых разновидностей вулканитов¹.

Объем пород, извергнутых при формировании многоактных антропогенных вулканов, колеблется от 0,5–1 до 1000 км^3 , а их вес соответственно от 1 до 2500·10¹⁹ т. Поэтому суммарное количество выделившейся при их жизни энергии изменяется от 1–2·10²⁵ до 4–5·10²⁸ эрг. При формировании других многоактных образований (лавовых равнин и плато, пирокластических покровов, вулкановидов), имеющих еще большие объем и вес, максимальная суммарная энергия достигала, вероятно, 4–5·10³⁰ эрг. Однако энергия, вынесенная на поверхность изверженными породами, – лишь часть энергии магматического процесса, обеспечивающего возникновение и функционирование вулканов, так как главная масса внедрившегося магматического вещества остается на глубине. Для структур типа Камчатки и Курил она составляет, по-видимому, около 1/5–1/10 энергии, аккумулированной магматическим веществом, поскольку даже в Исландии в условиях преобладающего растяжения, где земная кора относительно более проницаемая, это соотношение, по Уокеру, 1/4–1/3 [Тораринссон, 1970].

Мощность вулканических аппаратов (эрг/с; кал/с; Вт) определяется через интенсивность выноса на поверхность ювенильного вещества в единицу времени (млн.т/год; т/с). Среднюю мощность вулканов возможно оценить, зная массу изверженных ими продуктов и продолжительность их жизни. При этом должны

¹ Первая цифра отвечает $T=1000^\circ\text{C}$, $C=0,3$ $\text{кал}/\text{г}\cdot\text{град}$ и $H=100$ $\text{кал}/\text{г}$; вторая – $T=850^\circ\text{C}$, $C=0,3$ $\text{кал}/\text{г}\cdot\text{град}$ и $H=50$ $\text{кал}/\text{г}$.

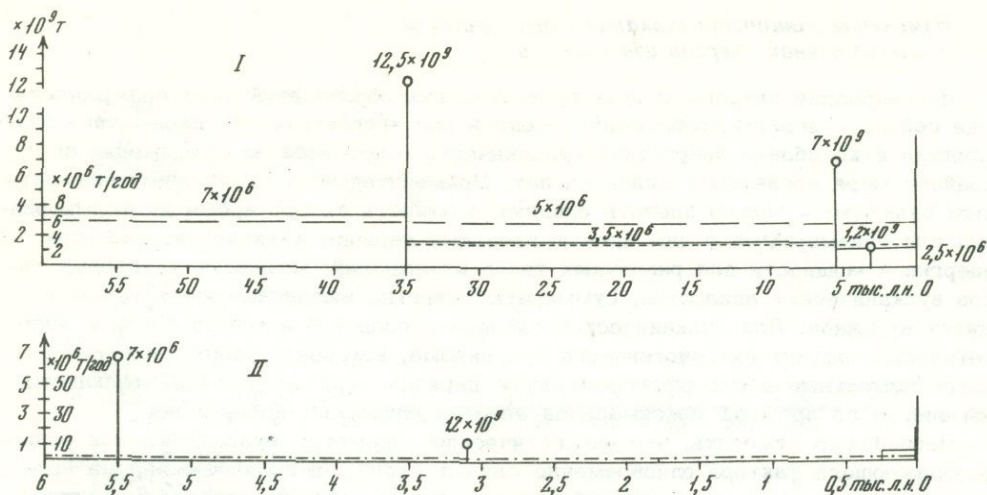


Рис. 43. Изменение интенсивности выноса вещества у вулкана Авача: I — за все время ее жизни, II — за последние 6 тыс. лет

учитываться не только породы построек, но и материал, удаленный за пределы последних (эоловый разнос, денудация, протяженные пирокластические потоки и т.д.). Поскольку вулканы действуют в импульсном режиме, то при оценке их средней мощности за какой-либо этап, например, между двумя извержениями, необходимо делить массу вынесенных продуктов на временной интервал, включающий период покоя, когда происходит накопление энергии, и период самого извержения, когда она разгружается. Соответственно за более длительные этапы — на сумму всех периодов покоя и извержений. Мощность одного извержения получается от деления его суммарной энергии на продолжительность. Точно так же возможно оценить развиваемую вулканом мощность в отдельные фазы одного извержения.

Данные о средней интенсивности выноса вещества и мощности вулканов приведены в табл. 2. Из нее хорошо видно, что, во-первых, средняя многолетняя скорость выноса ювенильного вещества у большинства вулканов колеблется незначительно (от 2 до $4-5 \cdot 10^6$ т/год), независимо от типа и размера вулканов и состава слагающих пород. Так же мало изменяется и средняя мощность вулканов: от 0,8 до $2,5 \cdot 10^{15}$ эрг/с или от 80 до 250 тыс. кВт. Однако те же вулканы могут развивать в несколько раз большую мощность на протяжении более коротких временных интервалов: $n \cdot 10^1 - 10^3$ лет (рис. 43). Особняком стоят несколько вулканов и вулканоидов (Ключевской, Шивелуч, о. Гавайи и др.), скорость выноса вещества и мощность которых примерно на порядок величины выше таковых у "нормальных" вулканов. Столь же немногочисленна группа вулканов (Кроноцкий, Алаид, Фудзи), занимающая по этим параметрам промежуточное положение. В целом многоактивные антропогенные вулканы и вулканоиды различаются по мощности почти в 100 раз: от 80-100 тыс. до 6-7 млн. кВт.

Во-вторых, приведенные материалы показывают, что подавляющее большинство вулканов — маломощные образования с относительно невысокой скоростью выноса глубинного вещества. А огромные размеры и объемы вулканических образований — результат их просто очень длительной (по человеческим меркам) жизни. Однако по своей средней многолетней мощности вулканы значительно превосходят почти все экзогенные рельефообразующие агенты. Так, мощность крупнейшей водной артерии Земли — р. Амазонки (расход воды 10^5 м³/с, скорость течения 1 м/с) возможно оценить всего в 50 тыс. кВт, а крупной горной реки (расход 100-1000 м³/с, скорость 2-5 м/с) — в 400-12 500 кВт. Суммарная же мощность вулканов Камчатки в течение последних 50 тыс. лет составляла $\sim 10-20$ млн. кВт, т.е., по всей ве-

Таблица 2

Средняя многолетняя мощность четвертичных вулканов

Название вулкана и его местона- хождение	Время жизни, тыс. лет	Характеристика изверженных пород				Мощность, млн. кВт
		Главный тип	Объем, 10 ⁹ м ³	Вес, 10 ⁹ т	Инт-ть выно- са, 10 ⁶ т/год	
Камчатка:						
Шивелуч	65	Андезиты	1050	2185	33,6	1,3
Ключевской	10	Базальты	270	600	60	3,2
Безымянный	12-15	Андезиты	30	50	3,3-4,0	0,1-0,16
Плоский Толба- чик + региональ- ная зона шлако- вых конусов	9-10	Базальты	80	176	17,5-19,5	0,9-1,0
Кизимен	10	Андезиты	20	40	4	0,16
Крашенинникова	35	Базальты	55	115	3,25	0,17
Кроноцкий	60	Базальты	150	330	5,5	0,29
Карымский	6	Дациты	10	18	3	0,12
Корякский	60	Андезиты	110	240	4	0,19
Авачинский	60-70	Андезиты	160	355	5-5,9	0,23-0,27
Горелый	35	Базальты	50	110	3	0,16
Опала	35	Андезиты	65	140	4	0,19
Ильинский	8	Андезиты	20	44	5,5	0,21
Курильские острова:						
Алаид	60	Базальты	200	450	7,5	0,4
Тао-Русыр	7,5	Андезиты	13,5	30	4	0,19
Львиная Пасть	40	Базальты+ Дациты	55	120	3	0,14
Тятя	50-60	Базальты	100	220	3,7-4,4	0,20-0,23
Япония:						
Куччаро	32	Андезиты+ Дациты	115	200	6,25	0,25
Шикоцу	31	Андезиты+ Дациты	47	61	1,9	0,08
Фудзияма	70	Базальты+ Андезиты	490	1050	15	0,8
Каймон-даке	3	Андезиты	3,5	8	2,7	0,1
Йеллоустоун (Сев. Америка)	600	Риолиты+ Риодациты	840	1700	2,8	0,11
Ицалько (Центр. Америка)	0,173	Базальты	4-4,5	10,5-11,5	60-66	3,2-3,5
Этна (Италия)	95	Андезиты+ Базальты	800-850	1850-1950	19-21	1,0-1,1
Гекла (Исландия)	11	Базальты	43	63	5,7	0,3

роятности, превосходила мощность морской, волновой и флювиальной деятельности важнейших экзогенных рельефообразующих факторов в этом регионе.

С учетом соотношения изверженного и всего внедрившегося в литосферу магматического вещества возможно допустить, что мощность глубинных механизмов типичных многоактных вулканов заключена в интервале 0,5-2 млн. кВт, а у более мощных вулканов превосходит эту величину.

Несомненно, что лучшим показателем энергетического уровня вулканических процессов того или иного периода является среднестатистическая энергия одного извержения. Однако на современном уровне знаний эту величину невозможно получить даже для последних нескольких сот лет, не говоря о более древних эпохах. Поэтому в первом приближении для сравнения энергетики вулканизма на разных этапах антропогена можно воспользоваться максимальными зна-

Таблица 3

Максимальная энергия исторических и антропогенных извержений

Название эруптивного центра и его местонахождение	Возраст извержения	Характеристика изверженных пород			
		Резургентный материал		Ювениль	
		Объем, км ³	Вес, × 10 ⁹ т	Состав	
Лаки (Исландия)	1783 г.	-	-	Базальт	
Элдгья (Исландия)	Хв.н.э.	-	-	Базальт	
Катмай (Аляска)	1912 г.	3-4	8-10	Риолит	
Кракатау (Индонезия)	1883 г.	1,5	2,5-3	Дацит	
Санторин (Греция)	3,4 тыс. л.	15-20	25-35	Дацит	
Меама (Сев. Америк)	6,6 тыс.л.	5-10	9-18	Дацит	
Курильское озеро (Камчатка)	8 тыс.л.	4-5	8-10	Дацит	
Львиная Пасть (Курильские острова)	9,4 тыс.л.	5-10	10-20	Дацит	
Горелый (Камчатка), К	30-40 тыс.л.	?	?	Дацит	
Куччаро (Япония), К	32 тыс.л.	?	?	Дацит	
Шикоцу (Япония), К	32 тыс.л.	?	?	Дацит	
Тоба (Индонезия), К	34 тыс.л. ¹⁾ или 75 тыс.л.	?	?	Риолит	
Паужетка (Камчатка), К	250 тыс.л.	?	?	Дацит	
Хангар (Камчатка), К	200-300 т.л.	?	?	Дацит	
Асо (Япония), К	250 тыс.л.	?	?	Дацит	
Йеллоустоун (Сев. Америка), К	600 тыс.л.	?	?	Риолит	
Лонг Велли (Сев. Америка), К	700 тыс.л.	?	?	Риолит	
Тоба (Индонезия), К	1800 тыс.л.	?	?	Риолит	
Йеллоустоун (Сев. Америка), К	1800 тыс.л.	?	?	Риолит	
Таупо-Роторуа (Новая Зеландия), К	860 тыс.л.	?	?	Риолит	

Примечания. 1) Первая цифра по С¹⁴, вторая - по К-Ач методу; 2) первая цифра - объем лав, вторая - пирокластики; К - климатоформирующие извержения.

чениями суммарной энергии относящихся к ним извержений. Как правило, следы таких извержений (включая их продукты) сохраняются в рельефе дольше других и лучше диагностируются. Тем более что именно на крупнейшие извержения приходится главная масса вынесенного вещества и доля энергии вулканической деятельности [Мархинин, 1967].

Сведения о максимальной энергии исторических и более древних антропогенных извержений приведены в таблице 3. Из нее видно, что, во-первых, максимальная энергия (порядка 0,5-0,6·10²⁷ эрг.) крупнейших извержений исторической эпохи и голоцена практически одна и та же. Во-вторых, энергия таких извержений не зависит от типа извержений и состава ювенильных пород. В-третьих, несмотря на значительную силу взрывно-пирокластической деятельности II подтипа и крупные объемы выброшенной пирокластики, нигде на

Характеристика изверженных пород			Энергия, × 10 ²⁶ эрг		
Объем, км ³	Вес, × 10 ⁹ т	Теплосодержание	Тепловая	Кинетическая	Суммарная
12+0,3 ²⁾	29,1	400 кал/г	4,87	?	4,9
9+12)	22,6	400 кал/г	3,78	?	3,8
15-16	18-19	200 кал/г	1,5	0,05	1,55
15	15	200 кал/г	1,25	0,05	1,3
50	60	200 кал/г	5,0	0,1	5,1
50-55	60-65	200 кал/г	5-5,4	0,1	5,1-5,5
20	20	200 кал/г	1,65	0,05	1,7
20-25	20-25	200 кал/г	1,55-2,1	0,05	1,7-2,15
120	180	250 кал/г	18,8	0,2	19,0
140-150	210-225	250 кал/г	21,9-23,5	0,2-0,3	22,1-23,8
135-140	200-210	250 кал/г	21,9-20,9	0,2-0,3	21,1-22,2
1000	1600	300 кал/г	200,6	2	200,7
300-350	480-560	300 кал/г	60,2-70,2	0,6-0,7	60,3-70,3
100-150	150-225	250 кал/г	15,7-23,5	0,2	15,9-23,7
150-200	225-300	250 кал/г	23,5-31,4	0,2-0,3	23,7-31,7
1000-1200	1600-1900	300 кал/г	200,6-240,8	2-2,4	202,6-243,2
800-1000	1300-1600	300 кал/г	163-200,6	1,6-2	164,6-202,6
1500	2400	300 кал/г	301	3	304
1000-1500	1600-2400	300 кал/г	200,6-301	2-3	202,6-304
2000-3000	3200-4800	300 кал/г	401,3-602	4-6	405,3-608

земном шаре не наблюдались типичные спекшиеся породы и не образовались игнимбритовые покровы. Подавляющее число сильнейших извержений в голоцене произошло в первой его половине 9,5-6,5 тыс. лет назад.

В интервале 50-10 тыс. лет назад происходили взрывно-пирокластические извержения, при которых выбрасывалось на поверхность до 100-200 км³ (200-400·10⁹ т) ювенильной пирокластики. Их максимальная суммарная энергия, скорее всего, достигала 4-5·10²⁷ эрг, т.е. была примерно в 8-10 раз выше, чем в последующие этапы. Кроме того, в этот период в достаточно больших масштабах отмечалось спекание и сваривание изверженного материала, участвующего в строении обширных игнимбритовых и туфо-игнимбритовых покровов. Сильнейшие извержения были приурочены ко времени от 30 до 40 тыс. лет назад.

На протяжении остальной части антропогена неоднократно наблюдались извержения, поставляющие до $2000-2500 \text{ км}^3$ ($4-5 \cdot 10^{12} \text{ т}$) пирокластического материала, суммарная энергия которых, вероятно, была не менее $4-5 \cdot 10^{28}$ эрг. В районе Йеллоустонского Национального парка США такие извержения следовали через 0,6–0,7 млн. лет (1,9–1,2 и 0,6 млн. лет назад), в зоне Таупо-Роторуа северного острова Новой Зеландии они, по-видимому, происходили 0,86; 0,73; 0,67; 0,31; 0,27 млн. лет назад, т.е. через промежутки времени от 40 до 360 тыс. лет [Eaton et al., 1975; Ninkovich, 1968]. Если оценить по этим данным среднюю мощность эруптивных аппаратов, с которыми был связан выброс столь огромных масс пирокластики, то окажется, что она такая же или даже несколько меньше, чем у рассмотренных выше многоактных вулканов: $1,5-3 \cdot 10^6$ т/год (50–100 тыс. кВт) – Йеллоустонский Национальный парк, $1,5 \cdot 10^6$ т/год (50 тыс. кВт) – кальдера Вэллис, $20-30 \cdot 10^6$ т/год (0,7–1 млн. кВт) – Таупо-Роторуа.

Из всего этого следует, что по сравнению с голоценом средняя многолетняя мощность эруптивных аппаратов осталась прежней, несмотря на почти 100-кратное увеличение максимальной суммарной энергии извержений в интервале 0,05–1 млн. лет назад. Таким образом, большие разовые объемы пирокластики – скорее следствие длительной подготовки извержения и накопления энергии, чем результат резкого возрастания мощности вулканических аппаратов в это время.

В Курило-Камчатской области снижение предельной энергии единичных извержений в голоцене по сравнению с верхним плейстоценом сочетается с заметным увеличением интенсивности выноса глубинного вещества и общей мощности вулканического процесса. Так, если в голоцене на Камчатке эти величины равны $3,8 \cdot 10^8$ т/год и $20 \cdot 10^6$ кВт, то в верхнем плейстоцене $2,6 \cdot 10^8$ т/год и $14 \cdot 10^6$ кВт (для интервала 10–50 тыс. лет назад) и $2 \cdot 10^8$ т/год и $10 \cdot 10^6$ кВт (для интервала 10–80 тыс. лет назад) т.е. больше в 1,5–2 раза.

Подобная тенденция характерна и для более древних этапов. В частности, самые крупные в плейстоцене эксплозивно-пирокластические извержения (энергия $5-7 \cdot 10^{26}$ эрг) произошли на Камчатке около 250 тыс. лет назад в конце периода, отличающегося минимальными скоростью выноса глубинного вещества и мощностью вулканизма (см. табл. 3, рис. 33).

Поскольку на Камчатке в антропогене региональный тепловой поток не изменялся в значительных пределах [Смирнов и др., 1974], остается предположить, что отчетливая приуроченность максимальных по энергии извержений к концу периодов с минимальной общей мощностью вулканизма объясняется затрудненностью доступа магматического вещества на поверхность и его длительной задержкой и накоплением на большой глубине. Наоборот, корреляция минимальных по энергии извержений с этапами максимального по мощности вулканизма, вероятнее всего, свидетельствует об относительной проницаемости литосферы и приближенности магматических очагов к поверхности. Первый случай отвечает, по-видимому, этапам наибольшего тангенциального регионального сжатия литосферы, второй – слабого сжатия (растяжения?).

Проведенное И.В. Мелекесцевым [1968, Мелекесцев и др., 1974] детальное картирование антропогеновых вулканических образований и подсчет изверженных продуктов Курило-Камчатской области позволили наряду с оценкой энергетических параметров отдельных вулканов рассмотреть и эволюцию энергетики вулканической деятельности всей области и ее районов по этапам разной длительности. В посвященной этому вопросу работе [Поляк, Мелекесцев, 1979] было показано, что общая мощность вулканизма заметно варьирует во времени как в каждом из вулканических районов, так и в области в целом (табл. 4). В последние 70–80 тыс. лет суммарная мощность вулканов существенно возросла, достигнув в голоцене максимума.

На Камчатке с начала XX в. (1907–1976 гг.) вулканы продуцировали $5,5-6,5 \text{ км}^3$ ювенильного материала, с которым связан вынос $2-2,6 \cdot 10^9$ кал/с тепла, что соответствует общей мощности вулканизма в этот отрезок времени

Таблица 4

Мощность эруптивной формы вулканизма на Камчатке в последние 850 тыс. лет (в 10^9 кал/с)

Эпоха проявления, тыс. лет назад	Южная Камчатка	Восточная Камчатка	Центральная Камчатская депрессия	Срединный хребет	В целом на Камчатке
0-10	0,63	0,83	2,13	1,21	4,80
10-30	0,36	1,23	1,55	1,22	4,36
30-50	0,11	0,13	0,85	1,21	2,30
50-80	0,31	0,17	0,86	0,07	1,41
0-80	0,31	0,51	1,19	0,79	2,80
80-150	0,02	0,07	0,43	0	0,52
150-250	0,10	0,18	0,43	0,06	0,77
0-250	0,15	0,26	0,68	0,27	1,36
250-600	0,04	0,03	0,02	0,10	0,19
600-850	0,19	0,35	0,20	0,36	1,10
0-850	0,12	0,19	0,27	0,23	0,81

8,5-12 млн. кВт. Это значение в 2,5-3 раза выше среднего за весь плейстоцен, хотя и ниже голоценового уровня ($4,8 \cdot 10^9$ кал/с; 20 млн. кВт) в целом.

Для получения сопоставимых цифр по более крупным этапам исследований отрезок времени (последние 850 тыс. лет) был разбит примерно на три равные части длительностью 250-350 тыс. лет. В результате удалось установить, что в интервале 250-600 тыс. лет назад наблюдалось резкое (в 5-7 раз) ослабление интенсивности выноса ювенильного вещества и уменьшение общей мощности вулканического процесса по сравнению с предыдущим и последующими этапами (см. рис. 33). Почти в течение всего времени наибольшей мощностью вулканизма отличался вулканический район Центральной Камчатской депрессии. Лишь в интервале 30-50 тыс. лет назад его опережал район Срединного хребта. Самым слабым был вулканизм на Южной Камчатке. С поправкой на разницу в площадях вулканических районов, максимальной плотностью теплового потока, отражающего эффект эруптивной формы вулканизма и его мощность, отличался район Центральной Камчатской депрессии (1,74 ЕТП¹), минимальной - Срединный хребет (0,44 ЕТП), а Южная и Восточная Камчатка занимали промежуточное положение (0,83 и 0,78 ЕТП соответственно).

Средняя за весь плейстоцен суммарная мощность вулканизма Камчатки оценена примерно в 3,4 млн. кВт, а мощность глубинных механизмов, обеспечивавших в это время их питание и жизнь, - в 17-34 млн. кВт (из расчета, что поверхности достигает 1/5-1/10 часть внедрившегося в литосферу магматического вещества).

Данные о суммарной мощности вулканизма Большой Курильской гряды по разным этапам приведены в табл. 5. Однако здесь временной интервал ограничен последними 150-250 тыс. лет, так как достоверных вулканогенных образований более ранних этапов антропогена на островах главной гряды не обнаружено [Камчатка..., 1974]. Мощность вулканизма этой гряды на всех этапах в 3-5 раз меньше, чем на Камчатке, но общая тенденция изменения мощностей близка в обоих регионах. Оценка же средней мощности вулканизма

¹ ЕТП - принятая в мировой геотермии единица теплового потока, равная 10^{-6} кал/с.см².

Таблица 5.

Эффект новейшего вулканизма в Курильском звене системы тихоокеанских островных дуг

Район и эпоха проявления	Объем вулкани- тов, км ³	Средняя мощность по простирацию дуги (1200 км), 10 ⁶ кал/с.км ²
Островная дуга		
1930-1976 гг.	1,35 ¹	0,6
0-10 тыс. лет назад	400 ²	1,0
0-80 тыс. лет назад	1800 ³	0,6
0-150 (250) тыс. лет назад	3000 ⁴	0,5-0,3
0-850 тыс. лет назад		0,2 ⁵
Южно-Охотская котловина		
0-3(3,5) млн. лет назад	46500 ⁶	0,4-0,3
Курильское звено в целом		
0-850 тыс. лет назад		0,6-0,5 ⁶
0-10(30) млн. лет назад	30000 ⁷	0,6-0,2
0,83 млн. лет назад	4754000 ⁷	1,5

1 $\delta = 2,0 \text{ г/см}^3$.

2 112 км^3 с $\delta = 2,2 \text{ г/см}^3$ и 294 км^3 с $\delta = 2,4 \text{ г/см}^3$.

3 362 км^3 с $\delta = 2,2 \text{ г/см}^3$ и 1434 км^3 с $\delta = 2,4 \text{ г/см}^3$.

4 362 км^3 с $\delta = 2,2 \text{ г/см}^3$ и 2634 км^3 с $\delta = 2,4 \text{ г/см}^3$.

5 Рассчитано при допущениях, указанных в тексте.

6 $\delta = 2,4 \text{ г/см}^3$.

7 $\delta = 2,5 \text{ г/см}^3$.

Курил за весь плейстоцен произведена с учетом вулканических проявлений на дне Южно-Охотской глубоководной котловины. Она оказалась равной 2,5-3 млн. кВт, т.е. в принципе одинаковой с камчатской за тот же период.

Интересные результаты были получены при сопоставлении энергетического эффекта вулканизма с протяженностью вулканических поясов, имеющих, как правило, всегда четкий линейный облик. Применительно к Камчатке это показано на рис. 44, на котором хорошо видно, что деление общей мощности вулканизма на длину вулканических районов приводит к сглаживанию региональных различий в трех из них. Средняя величина мощности на единицу длины для Южной Камчатки равна 0,52 и 2,2; Восточной Камчатки - 0,51 и 2,1; Срединного хребта - 0,47 и 2 и только для Центральной Камчатской депрессии - 0,75 · 10⁶ кал/с.км и 3,2 · 10³ кВт/км. Наложение на профиле эффекта от частично совмещенных по длине структуры вулканических районов придает графикам ступенчатый вид с постоянным максимумом на всех этапах против Северной группы вулканов - главного участка антропогенного вулканизма Центральной Камчатской депрессии.

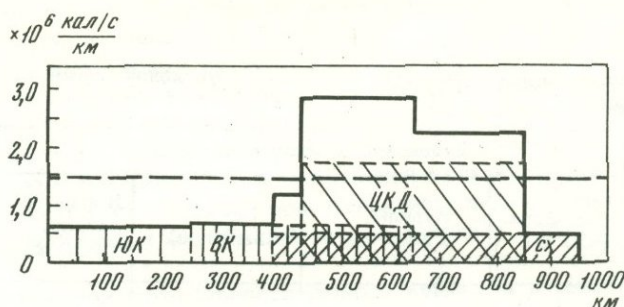


Рис. 44. Изменение линейной мощности вулканизма вдоль Камчатской части Курило-Камчатской дуги

Вулканические районы: ЮК — Южная Камчатка, ВК — Восточная Камчатка, ЦКД — Центральная Камчатская депрессия, СХ — Срединный хребет

Этот и ряд других фактов ставят Северную группу в особое положение по сравнению с другими вулканическими узлами Курило-Камчатской области. Так, например, все аномальные по мощности вулканы (Ключевской, Шивелуч, Плоский Толбачик) находятся только на ее территории. А по периферии группы располагаются участки, отличающиеся наибольшей дифференцированностью плейстоценовых тектонических движений и максимальной амплитудой поднятий.

Кроме того, рассматриваемый участок находится на месте вероятного стыка Курило-Камчатской дуги и возможного продолжения Алеутской дуги.

Поэтому не исключено, что Северная группа вулканов приурочена к так называемому горячему пятну в мантии с повышенным выделением глубинной тепловой энергии, связанному с деятельностью вихревой структуры с вертикальной осью вращения [Мелекесцев, 1979]. Обращают внимание достаточно близкие интенсивность выноса вещества и мощность Северной группы и занимающего примерно одинаковую площадь вулканоида о. Гавайи, который также ассоциируется с "горячим пятном". Так, за 1932-1976 гг. интенсивность выноса вещества в Северной группе равнялась $190 \cdot 10^6$ т/год, мощность $9 \cdot 10^6$ кВт, а за последние 20-200 лет на о. Гавайи [Macdonald, Abbot, 1970; Swanson, 1972] они были порядка $100-270 \cdot 10^6$ т/год и $5-14 \cdot 10^6$ кВт.

Правда, равенство мощностей вулканизма Северной группы и вулканоида о. Гавайи наблюдалось только в голоцене и в современную эпоху. Средняя мощность вулканов этой группы за более длительные отрезки времени (250 и 850 тыс. лет) была в 2,5-5 раз ниже, чем у вулканоида за сопоставимые интервалы. Возможно, что уменьшение мощности является следствием неодинаковой интенсивности вулканического процесса в "горячих пятнах" океанических плит и островных дуг или обусловленных этим различий в пропорциях изверженного материала и всего внедрившегося в литосферу магматического материала.

В соседнем с Курило-Камчатским Японском звене тихоокеанских островных дуг интенсивность выноса глубинного вещества и мощность вулканизма также испытывали заметные колебания во времени (табл. 6). Сведения о продуктивности вулканизма в последние 27 млн. лет взяты из работ японских исследователей [Геологическое развитие..., 1968], которые указывают, что в плейстоцене (1 млн. лет) было извержено 1000 км^3 кислых и 4000 км^3 основных вулканитов, а общая энергия извержений составляет 10^{29} эрг. Однако последние цифры были увеличены в 2 раза, так как, по подсчетам И.В. Мелекесцева [Эрлих, Мелекесцев, 1973а,б], только за последние 250 тыс. лет объем одних кислых продуктов составляет $\sim 2000 \text{ км}^3$, а они, по данным японских исследователей, составляют 20% общего объема изверженных пород. С учетом этих данных было установлено, что в плейстоцене средняя мощность вулканизма в Японии равнялась $\sim 1,5$ млн. кВт, а средняя линейная мощность составляла ~ 840 кВт/км, т.е. была в 4,5 раза ниже общекамчатской и в 2,5-3 раза — общекурильской.

Таблица 6

Геоэнергетический эффект ($N_L \cdot 10^6$ кал/с·км) эруптивной формы вулканизма в различных регионах

Продолжительность характеризуемого интервала времени, лет	Тихоокеанские островные дуги				Срединно-Атлантический хребет (Исландия), 500 км
	Камчатка, 900 км	Курилы, 1200 км	Япония, 1800 км	Новая Зеландия, 1200 км	
10^3	2,2-2,9	0,6	0,6	-	4,8 ^{1*} -2,3
10^4	5,3	1,0	-	0,5	2,8
$3 \cdot 10^5$	0,2-1,5	0,3-0,5	-	-	-
10^6 2*	0,9	0,5-0,6	0,2	0,4	1,8
$(3-6) \cdot 10^6$	-	0,3-0,4 ^{3*}	0,4 ^{4*}	-	-
10^7	-	-	-	0,04	1,6 ^{5*}
$3 \cdot 10^7$	-	0,5	0,1-0,02 ^{6*}	-	-
10^8	-	2,1-1,5 ^{7*}	-	-	-

1* 20 МВт/км [Palmason, Saemundsson, 1974].

2* На Камчатке и Курилах за последние $0,85 \cdot 10^6$ лет, в Японии за $1,0 \cdot 10^6$ лет, в Новой Зеландии за $0,86 \cdot 10^6$ лет, в Исландии за $0,7 \cdot 10^6$ лет.

3* В Южно-Охотской котловине за последние 3-3,5 млн. лет.

4* В период 21-27 млн. лет назад.

5* Рассчитано из данных М.С. Ахметьева [Akhetjev, 1975].

6* Первая цифра характеризует период 0-27 млн. лет, вторая 1-21 млн. лет.

7* Первая цифра характеризует период 30-83 млн. лет, вторая 0-83 млн. лет.

Только на Северном острове Новой Зеландии - самом южном звене пояса островных дуг западной окраины Тихоокеанского кольца - интенсивность выноса вещества и мощность вулканизма не испытывали, по-видимому, в антропогене заметных колебаний по этапам. В течение 850 тыс. лет здесь было извергнуто ~ 18 тыс. км³ пород преимущественно кислого и среднего состава, а в голоцене - 100 км³ дацитовых пемз, тефры и лав и 140 км³ андезитобазальтовых лав и пирокластики [Healy, 1964; Grant-Taylor, 1964; Searle, 1964]. Это соответствует средней интенсивности выноса вещества $\sim 45-50 \cdot 10^6$ т/год и мощности вулканизма $\sim 2,2-2,3$ млн. кВт для всего плейстоцена, $\sim 5,0-5,5 \cdot 10^6$ т/год и $\sim 2,4-2,5$ млн. кВт соответственно для голоцена. Причем средняя линейная мощность вулканизма ($6,3-6,7 \cdot 10^3$ кВт/км) Северного острова примерно такая же, как и на Камчатке против Северной группы вулканов (см. рис. 44). Поэтому и здесь она может ассоциироваться с "горячим пятном" аналогичного происхождения.

Полученные оценки показали, что в энергетическом плане вулканизм островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса отличался значительными флуктуациями во времени и пространстве. Абсолютный размах флуктуаций весьма широк, но диапазон их колебаний намного меньше в одном регионе за сопоставимые по продолжительности отрезки времени или в одних и тех же временных интервалах для разных регионов. В флуктуациях средней многолетней мощности вулканизма видны ритмы разных порядков, которые достаточно хорошо прослеживаются по всему западному обрамлению Тихоокеанского подвижного

пояса. Они тесно связаны с рассмотренными в предыдущем разделе пульсациями вулканической деятельности.

Следовательно, импульсный ритмический характер всех сторон вулканической активности независимо от выбранного масштаба времени, возраста этапов и места проявления – важнейшая черта антропогенного вулканизма как рельефообразующего фактора. Это непосредственно вытекает не только из импульсного режима извержений и формирования вулканических построек, но и неоднократного синхронного чередования пароксизмальных и межпароксизмальных периодов вулканизма и флуктуаций его мощности в региональном и глобальном планах.

Определение средней интенсивности выноса вещества и мощности вулканизма различных в структурном отношении вулканических областей и межрегиональные сопоставления, по-видимому, более объективны, если проводятся за длительные отрезки времени: для антропогена порядка 0,3–1 млн. лет. Именно при таком подходе выявляются четкие отличия между вулканизмом островных дуг (Камчатка, Курилы, Япония), срединно-океанических хребтов (Исландия) и вулканических хребтов дна океанов (южная часть Гавайского хребта). В частности, хорошо видно, что по средней линейной мощности вулканизм в первом и втором случаях различается по крайней мере в 2 раза, а в первом и третьем – почти в 10 раз. При меньшей продолжительности интервалов эти отличия несколько затусованы.

Взаимодействие вулканизма и невулканических рельефообразующих процессов

Формирование рельефа вулканических районов и областей в антропогене постоянно происходило в активном взаимодействии вулканизма с эндогенными и экзогенными рельефообразующими процессами. Это взаимодействие всегда было необходимым: вулканизм, с одной стороны, обеспечивал специфику протекания невулканических процессов, а те в свою очередь заметно влияли на морфологию создаваемых вулканических форм рельефа и вулканическое рельефообразование в целом. Круг подобных контактов охватывал практически все экзогенные и эндогенные агенты, так как вулканизм проявлялся в самых разнообразных геотектонических и физикогеографических обстановках. В этом плане будут рассмотрены лишь три таких "пары": 1) вулканизм и тектоника, 2) вулканизм и водная (флювиальная и морская) деятельность, 3) вулканизм и оледенения, – поскольку они наиболее универсальны и лучше изучены.

Вулканизм и тектоника

Вулканизм и тектоника – это отражение процессов, происходящих в глубинах Земли. Поэтому уже сам по себе такой парагенезис служит основанием для вывода о взаимосвязи вулканизма и тектоники. Однако он непосредственно вытекает и из исследования молодых вулканических областей, где взаимодействие вулканизма и тектоники четко осуществляется в динамической и статической формах. Поскольку этот вопрос недавно рассматривался Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым [1974], он будет изложен здесь в кратком виде.

В антропогене на территории Сибири и Дальнего Востока СССР наземный вулканизм имел место в трех главных геотектонических обстановках: орогенной (Курило-Камчатская область), рифтовых зон континентов (Байкальская рифтовая зона) и платформенной (Дальний Восток и Северо-Восток). Это наложило главный отпечаток на характер и масштаб вулканизма, а также предопределило рельефообразующую роль вулканизма в процессе формирования соответствующих морфоструктур. Рельфообразующая роль вулканизма здесь также была тесно связана с тектоническими структурами и спецификой тектонических движений.

На основных дугах Камчатки и Курильских островов вулканизм проявился с максимальной силой и отличался наибольшим разнообразием. На Камчатке

(по Э.Н. Эрлиху, модифицированная островная дуга) площадь, занятая антропогенными вулканическими сооружениями, равна > 50 тыс. км², а суммарный объем изверженного материала оценивается в 22–23 тыс. км³. Этот материал смог бы обеспечить средний прирост высоты поверхности в районах молодого вулканизма примерно на 450 м. Полученная цифра близка к средней для всей Камчатки суммарной амплитуде тектонического поднятия невулканических районов Камчатки за тот же период. Таким образом, в антропогене морфоструктура Камчатки создавалась "на равных" и тектоникой, и вулканизмом.

На примере Камчатки отчетливо видно, что наиболее интенсивное развитие новейшего вулканизма приурочено к областям тектонических прогибов. В их пределах вулканическая аккумуляция оказывает действие, противоположное действию тектонических движений. При анализе характера аккумуляции вулканических продуктов следует принимать во внимание ряд важных моментов: 1) огромную скорость локального накопления материала, что не компенсируется прогибанием той же амплитуды; 2) повышенную устойчивость лавовых толщ по отношению к денудации; 3) приуроченность вулканических проявлений к зонам отстающего поднятия, способствующую сохранности откладывающихся продуктов. Вследствие этих особенностей в процессе накопления вулканогенного материала происходит компенсация или перекомпенсация прогибов и в результате этого как бы инверсия структуры, созданной тектоническими движениями. Из-за действия фактора перекомпенсации вулканические пояса в разрезе имеют форму линзы, нижняя сторона которой отражает процесс тектонического погружения, а верхняя – аккумуляции вулканогенных толщ. Эффект вулканической аккумуляции выражается в том, что на месте равнин, ожидаемых в предгорных и межгорных депрессиях, образуется типичная горная страна, где абсолютные высоты вулканов часто превышают абсолютные отметки окружающих горстовых поднятий.

Типичные примеры компенсированных и перекомпенсированных прогибов – вулканические районы Восточной и Южной Камчатки. Здесь в грабен-синклиналях в результате интенсивной вулканической аккумуляции плиоцен-четвертичного времени были созданы обширные вулканические нагорья с абсолютными отметками в среднем 700–1000 м, осложненные вулканотектоническими депрессиями и многочисленными вулканическими конусами. Вся морфоструктура северной части Срединного хребта – также типичное аккумулятивно-вулканическое образование, частично наложенное на Западно-Камчатскую цокольную равнину, а частично сформированные при перекомпенсации грабен-синклинали. Классическим примером перекомпенсации можно считать наличие в основании Авачинской группы вулканов хребта, сложенного вулканическими породами плиоцен-четвертичного времени. Хребет приурочен к грабену в меловых отложениях глубиной до 1500 м, хотя и образует положительную форму рельефа. Расположенные на этой аккумулятивной гряде вулканы Авачинской группы высотой до 3500 м делают еще более разительной картину перекомпенсированного развития. Самая протяженная (1200 км) перекомпенсированная структура – подводно-надводный хребт Большой Курильской гряды.

Максимальный в антропогене размах высот аккумулятивного вулканического рельефа (до 4,5–4,8 км) и кровли фундамента (до 2–3 км) наблюдается в районе Северной группы вулканов – крупнейшего вулканического узла Камчатки. Действием дополнительной нагрузки массива Ключевской группы вулканов, по-видимому, объясняется здесь и прогиб под ней поверхности М с амплитудой > 2 км, предполагаемой по данным гравиметрических работ [Зубин, Таракановский, 1976]. Во всяком случае, величина прогиба поверхности М хорошо совпадает с высотой (2–2,5 км) шарового сегмента диаметром 90 км и объемом 7500–8000 км³, равными диаметру и полному объему (по И.В. Мелекесцеву) пород Ключевской группы. Не исключено также, что различный вес вулканических пород в отдельных участках этой группы послужил одной из главных причин деформации кровли мелового и кристаллического фундамента, установленной при проведении глубинного сейсмического зондирования [Утнасин и др.,

1972; Балеста и др., 1976]. Кроме того, как отмечалось выше, быстрое опускание фундамента Ключевской группы вулканов, по всей вероятности, вызвало компенсационное поднятие сопредельных участков (хребты Кумроч и Тумрок, Козыревско-Быстринская система поднятий), интенсивное растрескивание земной породы и возникновение над ослабленными зонами вулканов Шивелуч, Кизимен и др.

Динамическое взаимодействие вулканизма и тектоники в районе Северной группы вулканов схематично можно представить в следующем виде: а) массовый вынос глубинного вещества на месте современной Ключевской группы вулканов, обусловленный наличием глубоких расколов литосферы под "горячим пятном", б) блоковое опускание здесь кровли фундамента, связанное с неравномерным накоплением на поверхности изверженных пород, и одновременное погружение всего участка под действием общей дополнительной нагрузки; в) компенсационное поднятие прилегающих участков и возникновение на их месте хребтов-горстов Кумроч, Тумрок, Козыревского и других; рост новых вулканов и активизация прежних центров, приуроченных к вновь заполнившимся разломам; г) образование под шивелучским массивом (объем 900-1000 км³) еще одного прогиба на поверхности М с амплитудой 0,8 км; д) взаимодействие систем Ключевской группы и Шивелучского массива с образованием на месте их общего "центра тяжести", совмещенного с наиболее опущенной частью впадины ниже поверхности М, Ключевской сопки. Одновременно здесь же в верхнем плейстоцен-голоцене наблюдалась тесная связь в расположении эруптивных центров с предполагаемой И.В. Мелекесцевым крупной дугообразной зоной растяжения, проходящей через вулканы Шивелуч, Плоские сопки, Толбачик и оканчивающейся на восточном склоне вулкана Николка. Она возникла, вероятно, на ранней стадии последнего этапа базальтового ареального вулканизма на Камчатке ~50 тыс. лет назад, когда произошло смещение на восток в сторону Камчатского залива Тихого океана протяженного (длина 200-250 км) блока земной коры. Сразу же вдоль всей зоны началось массовое поступление на поверхность мега- и мезоплагифирических глиноземистых базальтов, образовавших щитовые вулканы в основании Плоских сопки, Острого и Плоского Толбачиков, верхние части лавовых плато Удинского и Халичинского долов, Харчинский вулкан, множество шлаковых конусов и мелких щитовых вулканов в районе Шивелучского вулканического массива.

Позднее произошла локализация центров излияний при одновременном увеличении коэффициента эксплозивности изверженного материала и формирование существенно пирокластических базальтовых стратовулканов Дальней и Ближней Плоских сопки, Острого и Плоского Толбачиков¹.

В самом конце верхнего плейстоцена-голоцене растяжение, скорее всего, вновь возобновилось, но на более ограниченном участке - от Плоской Ближней сопки до Плоского Толбачика. Здесь снова начались интенсивные базальтовые излияния, образовавшие обширные лавовые равнины. По прошествии небольшого времени излияния на Северном участке прекратились, но на юге (Толбачинская региональная зона шлаковых конусов) продолжались в течение всего голоцена вплоть до современной эпохи, сформировав здесь несколько лавовых равнин, из них самая крупная - Толбачевский дол площадью 800 км² (см. выше).

Тенденция к погружению фундамента, синхронного с накоплением на поверхности мощных вулканогенных толщ и формированием крупных вулканических сооружений, наблюдается, вероятно, всегда, когда происходит массовый вынос вещества из глубины. Скорость, амплитуда и объем такого компенсационного прогибания зависят от интенсивности поступления ювенильного материала и его общего веса. При очень больших интенсивности, объеме ($n \cdot 10^4 - 10^5$ км³) и весе эта компенсация близка к 100% (вулканоид о. Гавайи), в остальных случаях - меньше. В частности, для Ключевской группы она составляет 50%.

¹ Щитовой вулкан под Плоским и Острым Толбачиками обнаружен В.А. Ермаковым и А.А. Важеевской [1973].

В принципе опускание земной коры под действием дополнительной нагрузки, вызванной накоплением вулканитов, можно сравнить с аналогичным эффектом, который имеет место при заполнении крупных водохранилищ и возникновений на суше ледниковых шитов [Артюшков, 1967; Николаев, 1976; и др.]. Только в первом случае дополнительная нагрузка в 10–100 раз выше, поэтому и эффект намного больше.

Таким образом, в районах массового проявления вулканизма на Камчатке вулканическая деятельность выступает наряду с тектоническим опусканием как главный фактор создания морфоструктур – от отдельных вулканических построек или групп до хребтов.

К участкам с преобладавшей тенденцией к тектоническому поднятию (горсты, горст-антиклинали, своды) на Камчатке приурочено менее 10% всех вулканических форм рельефа. Преобладают экструзивные куполы, шлаковые конусы и небольшие базальтовые вулканы.

В главной Курильской гряде (островная дуга нормального типа) среднеплейстоценовые–голоценовые вулканические постройки занимают площадь 6440 км² (>65% островной суши), а объем изверженных за это время вулканических продуктов оценивается в 3920 км³. Это смогло бы обеспечить прирост высоты современной суши в среднем на 400 м (для разных звеньев островной дуги от 115 до 725 м). Амплитуды тектонического поднятия отдельных участков гряды равны 520–740 м [Мелекесцев и др., 1974]. Таким образом, и на Курилах роль тектоники и вулканизма в образовании морфоструктуры главной Курильской гряды также примерно одинакова. Как и на Камчатке, максимум вулканической деятельности приурочен к участкам, где дочетвертичный фундамент наименее высоко поднят.

Однако различие структуры Камчатки и Курильских островов значительно сказалось на характере и масштабе вулканических проявлений [Эрлих, 1973; Камчатка..., 1974]. На Камчатке преобладают (>85%) базальты и андезитобазальты, широко развиты кислые вулканиты, андезиты встречаются в резко подчиненном количестве. На Курилах главные породы – андезиты при относительно небольшом объеме базальтов и практически почти полном отсутствии пород с содержанием SiO₂ более 65%. Здесь нет базальтов ареальных излияний, широко представленных на Камчатке. Здесь в 1,5–2 раза больше, чем на Курилах, размер вулcano-тектонических депрессий и средний объем многоактивных центральных вулканов (исключая острова-вулканы на дне Южно-Охотской глубоководной котловины).

На Камчатке и Курилах отмечается отчетливая продольная и поперечная зональность в распределении вулканических проявлений, обусловленная зональным распределением тектонических условий и различиями структуры фундамента. Так, в среднем плейстоцене–голоцене крупнейшие центры кислого вулканизма были сосредоточены на Камчатке в Восточном вулканическом поясе, а в зоне Срединного хребта они единичны. Наоборот, базальтовый ареальный вулканизм имел максимальные масштабы в Срединном хребте. На Курилах вулканические формы рельефа суши и островного шельфа сложены в среднем андезитами, островного склона – андезито-базальтами, а дна Южно-Охотской котловины – базальтами (см. выше). В направлении с востока на запад увеличиваются размеры и объемы вулканов центрального типа.

На Камчатке видна четкая корреляция районов массовых выбросов кислой пирокластики с наиболее погруженными участками дна грабен-синклиналей. На относительно поднятых блоках фундамента разновозрастными им образованиями могут быть существенно лавовые андезито-дацитовые стратовулканы.

Очень велика была рельефообразующая роль антропогенного вулканизма в образовании морфоструктур всех других островных дуг и родственных им тектонических систем западной окраины Тихого океана, а также орогенного пояса восточного обрамления Тихого океана, отдельных участков Альпийского орогенного пояса, рифтовых систем Африки и Аравии, Исландии (поднятый выше уровня моря участок Атлантического срединно-океанического хребта), некоторых океанических хребтов (Гавайский и др.).

Что касается материковой Байкальской рифтовой зоны и других областей проявления наземного вулканизма в новейшую эпоху на территории Сибири и Дальнего Востока, то вулканическую деятельность нельзя здесь считать главным рельефообразующим фактором. В особенности это относится к обширным пространствам Северо-Востока, где, по данным Е.К. Устиева и К.Н. Рудича, общая площадь четвертичных вулканических образований составляет всего 500 км², а их суммарный объем не превышает, по-видимому, 15 км³. Несомненно больше роль вулканизма в формировании рельефа дна некоторых впадин (Тункинской и др.) Байкальской рифтовой зоны. Однако и здесь она в целом второстепенная. Подавляющая часть вулканических форм рельефа явно тяготеет к участкам тектонических опусканий (впадинам, грабенам).

Обобщение данных о времени и интенсивности проявления новейшего вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца позволило установить одновременность крупнейших этапов вулканизма с этапами интенсивных тектонических преобразований [Эрлих, Мелекесцев, 1973а,б]. Мощные базальтовые излияния начала антропогена, последовавшие за эпохой структурных преобразований в плиоцене, происходили в условиях значительного растяжения земной коры на фоне сильного ослабления восходящих тектонических движений (см. рис. 33). Наоборот, начало этапа эксплозивного вулканизма второй половины четвертичного периода четко совпадает с режим повсеместным усилением общего подъема территории вулканических областей. Именно в результате интенсивного воздымания и мощного вулканизма среднего плейстоцена-голоцена Камчатка, Курильские острова, Япония, Индонезия, Новая Зеландия и другие области молодого вулканизма приобрели облик горных стран.

При сравнении развития вулканизма и тектоники во времени в целом можно было констатировать, что вулканическая деятельность протекала в антропогене как пульсационный, ритмический, но направленно-обратимый процесс, степень активности и время проявления которого тесным образом связаны с процессом тектонической эволюции.

Отражением активного взаимодействия вулканизма и тектоники служит также широкое развитие в вулканических областях специфических вулканотектонических и вулканосейсмотектонических движений и структур — особых разновидностей тектонических движений и структур, непосредственно обусловленных вулканизмом. Они детально описаны в предыдущих разделах, поэтому здесь не рассматриваются.

Вулканизм и водная деятельность

Вопрос о взаимодействии флювиальных и морских процессов с вулканизмом целесообразно разобрать на примере лучше изученной в этом плане Курило-Камчатской области. Она полностью находится в зоне гумидного климата и омывается морями Тихого океана. Поэтому флювиальные и морские процессы на протяжении всего антропогена были здесь ведущими экзогенными рельефообразующими факторами. Причем их деятельность постоянно проходила в тесном контакте с вулканизмом, во многом определявшем относительную роль и специфику этих процессов на разных этапах антропогена [Мелекесцев и др., 1970; Мелекесцев, 1976].

Механизм взаимодействия рассматриваемых процессов проанализирован при описании взаимодействия вулканизма и невулканических рельефообразующих процессов. Поэтому здесь необходимо остановиться лишь на результатах этого взаимодействия и проследить изменение его характера в связи с эволюцией вулканизма и физико-географической обстановки.

Влияние вулканизма на флювиальную деятельность было весьма разносторонним, поскольку затронуло ее не только как рельефообразующий, но и породообразующий фактор. Наличие вулканов обусловило широкое развитие радиальной гидросети. С вулканами были связаны частые перестройки всей гидросети. Наконец, вулканическая деятельность способствовала возникновению специфического типа отложений — вулканогенно-пролювиальных. Отличительная черта гидросети вулканических районов — ее молодость: большинство долин

постоянных и временных водотоков возникло в антропогене, а многие даже в верхнем плейстоцене и голоцене. Характер флювиальной деятельности и особенности отложений в значительной мере определялись типом, стадией формирования, возрастом и размерами вулканических построек. В свою очередь флювиальные процессы служат одним из главных факторов разрушения вулканов.

Для всех действовавших существенно пирокластических стратовулканов были свойственны временные водотоки — "сухие реки", вода в которых, несмотря на гумидность климата, обычно бывает лишь весной и в начале лета, когда происходит интенсивное таяние снега, а промерзшие за зиму толщи не оттаяли и служат водоупором, облегчающим поверхностный сток. В остальное время года из-за большой проницаемости вулканогенных (лавы, пирокластика) пород и вулканогенно-осадочных толщ подножий вулканов, низкого уровня грунтовых вод и эпизодичности питания (дожди, таяние ледников и др.) они действительно "сухие". "Сухими" реками и лахарами вокруг наиболее активных вулканов были образованы широкие (до 20–25 км) пояса вулканогенно-пролювиальных равнин [Мелекесцев и др., 1970; Краевая, 1977]. Формирование последних и аккумуляция слагающего их обломочного материала протекают весьма интенсивно. Несмотря на площадь в десятки и сотни квадратных километров и мощность (видимую) до 80–100 м, все они возникли в голоцене. Созданные вулканической аккумуляцией склоны конусов плавно сопрягаются с флювиальными равнинами их подножий, чем и объясняется значительное увеличение площади основания вулканических сооружений и их U-образный профиль, отличный от A-образного профиля шлаковых и лавовых конусов. Сопряжение оснований собственно вулканических конусов и флювиальных форм обычно происходит в зоне с крутизной склонов порядка 10–12°.

В конце верхнего плейстоцена, когда ледники сплошным панцирем одедали склоны таких вулканов и образовывали обширные ледники подножий, вместо вулканогенно-пролювиальных равнин здесь формировались флювиогляциальные.

Подножия недавно потухших или малоактивных слабо разрушенных вулканов, не несущих следов оледенения, окружены поясом типичных пролювиальных равнин. Отложения последних выносятся временными водотоками, которые действуют тоже только в теплое время года. Но в связи с тем что размыву подвергаются уже в достаточной мере уплотненные и цементированные породы, интенсивность эрозионных процессов здесь слабее, чем на активных вулканах и соответственно меньше объем выносимых осадков, в том числе алевролитовых и пелитовых частиц, уже (до 10–12 км) пояс равнин. Последние состоят из слившихся между собой конусов выноса, вершины которых располагаются в устьях барранкосов. Поверхность конусов в целом ровная (хотя и рассечена множеством узких ложбин стока глубиной 0,5–2,0 м) и наклонная (3–10°). Конусы в верхней и средней частях сложены валунно-галечным материалом, по периферии — песчано-галечным. В холодные ледниковые эпохи на таких вулканах вместо пролювиальных равнин образовались флювиогляциальные, связанные с таянием горнодолинных ледников.

Все древние (Q_1 – Q_2) вулканы расчленены радиальными глубоко врезаемыми долинами небольших речек и ручьев, которые по строению и уклонам, облику отложений практически не отличаются от аналогичных форм невулканических горных областей.

Не прекращавшийся на протяжении всего антропогена вулканизм и парагенетически связанная с ним вулканотектоника служили причиной многократной перестройки гидросети вулканических районов. Эта перестройка наблюдалась как на участках преимущественно кислого эксплозивного вулканизма, так и в местах мощного базальтового вулканизма, но несколько отличалась в них по своему характеру.

В первом случае интенсивная перестройка гидросети падает главным образом на время пароксизмальных выбросов пирокластического материала, который полностью выполнял долины временных и постоянных водотоков, а также покрывал междуречья. После прекращения или ослабления извержений лишь самые крупные водотоки вырабатывали свои долины на прежнем месте, хотя

при этом и отмечались явления частичного эпигенеза. Долины же мелких рек и ручьев складывались чаще всего резко несогласно к прежнему своему местоположению. Особо сильная перестройка гидросети наблюдалась при образовании вулканотектонических депрессий, когда в результате обрушения обширных участков земной коры на месте существовавшего рельефа возникали глубокие котловины площадью до 250-300 км². Эти процессы приводили к необратимому уничтожению бывших здесь фрагментов флювиальных форм. А вновь возникшие должны были приспособляться к очертаниям созданных вулканотектонических структур и разрывных нарушений.

Еще более грандиозная перестройка гидросети имела место при массовых базальтовых излияниях конца верхнего плиоцена-начала плейстоцена, когда мощные толщи лав перекрыли территорию площадью в несколько десятков тысяч квадратных километров, практически уничтожив здесь все существовавшие перед этим флювиальные формы. Аналогичная картина, но меньшего масштаба наблюдалась и в период последнего, верхнеплейстоцен-голоценового этапа базальтового вулканизма.

Нередко перекрытие русел рек и ручьев лавой и пирокластическими потоками служило причиной образования многочисленных паровых воронок взрыва. В отдельных случаях значительная перестройка гидросети была связана и с ростом центральных вулканов. Например, при образовании крупнейшего на Камчатке Кроноцкого озера на месте р. Пралиственничной и ее притоков. Распространением продуктов вулканической аккумуляции обусловлены главным образом и очертания долины р. Камчатки, огибающей по периферии Ключевскую группу вулканов. В настоящее время долина р. Камчатки оттесняется все дальше и дальше к подножию Срединного хребта конусами выноса "сухих рек", начинающих в этой группе. Отдельные участки долин неоднократно уничтожались мощными направленными взрывами (нижнее течение р. Авачи).

Частые перестройки гидросети определяют молодость флювиальных форм вулканических районов. Как правило, большинство долин возникло во второй половине антропогена. Что касается долин небольших рек и ручьев, то они образовались не ранее конца верхнего плейстоцена. Лишь отдельные участки наиболее крупных долин имеют относительно древний — плиоцен-нижнеплейстоценовый возраст. Именно молодость флювиальных форм прежде всего объясняются невыработанность продольного профиля большинства рек и ручьев вулканических районов и их каньонообразный или V-образный поперечные профили.

Многие реки вулканических районов обладают зарегулированным стоком, в связи с тем, что они начинаются из крупных подпрудных (Кроноцкая, Средняя Авача) или кальдерных озер (Озерная, Карымская). За пределами Курило-Камчатской области образованное в результате подпруды лавами Гегамского нагорья знаменитое оз. Севан питает р. Раздан. В связи с сильной трещиноватостью лавовых "плотин" в истоках рек поверхностный сток иногда не превышает 50% общего стока из подпрудных озер (р. Кроноцкого). Этот факт необходимо учитывать при хозяйственном освоении таких озер, например, при строительстве гидроэлектростанций.

Следует отметить, что рассмотренная картина взаимодействия вулканизма и флювиальной деятельности типична вообще для всех молодых вулканических областей гумидного климата умеренных широт, подвергавшихся оледенению, — Алеутской дуги, Японии, Новой Зеландии и других. Но с поправкой на отсутствие оледенения она в общих чертах свойственна и вулканическим областям тропической зоны — Индонезии, Филиппинам.

Столь же разнообразными были аспекты взаимодействия вулканизма и морской деятельности. Во-первых, постоянно происходило изменение рельефа побережий и морского дна в связи с непрекращавшимся вулканизмом и ростом новых вулканических образований в срединно-океанических хребтах, на подводных склонах островных дуг, вулканических узлах и хребтах океанического дна и т.д. Во-вторых, поступление в морские акватории большого количества вулканогенного материала с суши прямым (материал гигантских взрывов, ювенильная пирокластика) и косвенным (речной сток, морская абразия, сей-

смотектонические обвалы и оползни) путем заметно влияло на характер и скорость осадконакопления не только вблизи от берега, но и на большом (до 2000–3000 км) удалении от него. Именно на такое расстояние относились резургентный материал и ювенильная пирокластика во время пароксизмов антропогенного эксплозивного вулканизма. После каждого такого извержения здесь откладывались слои тефры мощностью (в уплотненном виде) 1–5 см (см. выше). По мере приближения к вулканическим областям доля пирокластики в осадках возрастает, так как сюда долетает тефра не только катастрофических, но и рядовых крупных извержений.

С другой стороны, сама водная среда оказала существенное влияние на морфологию подводных вулканических форм рельефа и их консервацию. На морском дне, исключая зону шельфа, подверженную прямому волновому воздействию и частым эвстатическим колебаниям уровня моря, по-видимому, в практически неизменном виде сохранились все возникшие в антропогене вулканические формы рельефа. Тогда как на суше они нередко подвергались интенсивному разрушению, а многие вообще уничтожены.

Лишь в водной среде было возможно образование специфических типов отложений (шаровых лав, гиалокластитов) и форм рельефа (например, вулканов). Наоборот, интенсивная абразионно-аккумулятивная деятельность активнее, чем на суше, преобразует и влияет на формирование вулканических построек прибрежной зоны, а также вершин островов-вулканов, поднимающихся со дна моря.

Почти все это можно продемонстрировать на примере Курило-Камчатской области, поскольку многие активные и потухшие вулканы располагаются здесь и располагались ранее, по данным палеогеографических реконструкций (см. рис. 85, 89 и др.)¹, в непосредственной близости от моря. А ряд антропогенных островов-вулканов Охотского моря поднимается прямо со дна Южно-Охотской глубоководной котловины и западного подводного островного склона Большой Курильской гряды.

Так, благодаря совместному эффекту тектонических поднятий и вулканической аккумуляции, действовавших "на равных", в течение второй половины антропогена площадь Камчатки увеличилась в 1,5–1,6 раза, а Курил – в 8–10 раз. Претерпел существенные изменения и рельеф дна Охотского моря, где выросли десятки крупных вулканических сооружений объемом до 400–500 км³ и высотой 3–3,5 км. Большой их объем отчасти объясняется и тем, что изверженный материал, за исключением сравнительно небольшого количества тефры, почти не удалялся за пределы построек, главные части которых были скрыты ниже уровня моря, в том числе и продукты их разрушения, откладывавшиеся на подводных склонах.

На морфологию этих построек заметно повлияла абразионная деятельность и эвстатические колебания уровня моря, вследствие чего на склонах вулканов возникла серия абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Абрадированные плоские или террасированные вершины некоторых вулканов находятся сейчас на глубине 100–140 м [Затонский и др., 1961] в связи с постледниковым повышением уровня моря. В этом же интервале глубин располагается и подводная морская терраса, позволяющая отличать вулканы доголоценовые от голоценовых.

Вулканы морского побережья Камчатки и крупных островов Курильской гряды оказали также значительное влияние на формирование подводного рельефа и осадконакопление шельфа. Во-первых, многие вулканы выбрасывали при извержениях порядка 10–50 км³ резургентного материала и ювенильной пирокластики (Авачинский, Львиная Пасть, Тао-Русыр и др.), которые слоем мощностью до 200–300 м откладывались в зоне шельфа, формируя на этом месте участки суши или вызывая сильное уменьшение глубин. Во-вторых, новые участки суши возникали и за счет языков лавовых потоков, изливавшихся в море. Интересно, что если поток спускался по долине реки или ручья, кото-

¹ В книге "Камчатка..." [1974].

рой обычно соответствовали бухта или залив, то в результате последующей абразии здесь возникал далеко выступающий в море скальный мыс, поскольку лавы наиболее стойки к разрушению. Происходила типичная инверсия береговой линии. Многие прибрежные вулканы обладают заметными отличиями от аналогичных форм в глубине суши, связанными с интенсивной абразионной деятельностью. К ним прежде всего относится ярко выраженная редуцированность вулканогенных и флювиальных равнин подножий вулканов. Скорости абразии настолько велики, что даже у молодых ($Q_3^{3-4}-Q_4$) форм уничтожены равнины подножий шириной до 1,5–2 км, а высота возникших при этом клифов достигает 200–300 м (см. рис. 25–29): вулканы Алаид, Тятя, Чикурачки, Пик Фусса и другие. Особенно возрастала роль абразии при быстрых эвстатических повышениях уровня моря в начале межледниковий и межстадиалов. В это время вулканы, ранее находившиеся целиком на суше, оказывались на берегу и начинали интенсивно разрушаться. Кальдеры и кратеры прибрежных вулканов часто заливаются морем, и на их месте возникают глубокие заливы (Львиная Пасть, Броутона, Ушишир и др.).

В ледниковые эпохи усиливалось косвенное влияние вулканизма на формирование морских побережий при катастрофическом таянии ледников во время подледных извержений, когда в прибрежную зону быстро текущие талые воды выносили за один раз десятки – сотни миллионов кубических метров обломочного материала. Современной моделью здесь служат Исландия и Аляска.

Еще одним эпизодическим, но очень действенным и широко распространенным фактором преобразования побережий всегда были цунами, порожденные попаданием в воду огромных (0,5–50 км³) масс обломочного материала при гигантских вулканических взрывах типа Катмайского. В Курило–Камчатской области они были при взрывах Авачи, Алаида, Львиной Пасты и других вулканов.

Вулканизм и оледенения

Исследование взаимодействия вулканизма и ледниковых процессов в региональном плане облегчается тем, что в современную эпоху и на более ранних этапах антропогена вулканы и ледники сосуществуют и сосуществовали на самых разных широтах: высоких – Антарктида, Аляска, Исландия, острова Шпицберген, Ян–Майен; умеренных – Камчатка, Курилы, Кордильеры, Анды, Новая Зеландия; субтропических и тропических – вулканы Килиманджаро, Кения, Мауна–Лоа и других. Причем размеры и типы современного оледенения в вулканических областях весьма разнообразны, но в целом те же самые, что и в более древние эпохи. Поэтому почти всегда можно подобрать современный аналог и для большинства районов древних оледенений, где более или менее сохранились их следы. Например, для верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи Курило–Камчатской области близкой моделью служат Аляска и Исландия. В свою очередь современное оледенение высоких вулканов Камчатки очень сходно, если судить по оставленным аккумулятивным и скульптурным ледниковым формам, по типу и размерам с верхнеплейстоценовым оледенением крупных вулканов субтропической и тропической зон.

Гораздо хуже обстоит дело с вопросом о взаимодействии обоих факторов в глобальном масштабе, так как причины антропогенных оледенений и влияние вулканизма на климат земного шара однозначно не установлены. Однако уже сейчас имеется ряд доводов в пользу положительного ответа на этот вопрос, на что указывает, в частности, закономерное изменение характера и энергетики вулканизма в межледниковые и ледниковые эпохи.

Вполне возможен и еще один аспект непрямого взаимодействия вулканизма и оледенений – через многократные нарушения изостатического равновесия литосферы в результате быстрого возникновения и становления ледниковых щитов и вызванных этим эвстатических колебаний уровня океана. В силу своей природы максимальный эффект от такого взаимодействия должен быть в зоне перехода от океанов к континентам, т.е. там, где в антропогене располагалось большинство активных вулканов. Но этот эффект мог еще более

увеличиваться в вулканических областях, которые подвергались мощному оледенению (Исландия, Камчатка, Аляска, Алеуты и др.).

В целом же, несмотря на благоприятные перспективы, вопрос о взаимодействии вулканических процессов и ледников мало изучен, а имеющиеся сведения скудны и часто противоречивы. Подобное состояние вопроса объясняется, во-первых, недостатком специальных исследований по данной тематике, а во-вторых, тем, что ледники и вулканы изучались в большинстве случаев изолированно друг от друга. В настоящее время господствует точка зрения об антагонизме вулканизма и оледенений.

Взаимодействие вулканизма и ледников в межледниковые (межстадиальные) и ледниковые эпохи проанализировано автором [Мелекесцев, 1965; Мелекесцев и др., 1970] на примере голоцена и верхнего плейстоцена Курило-Камчатской области. На ее территории антропогенный вулканизм и ледниковая деятельность проявились почти повсеместно. При этом молодые вулканические образования и следы верхнеплейстоценового и голоценового оледенений прекрасно выражены в рельефе, хорошо распознаются при проведении полевых исследований и при дешифрировании аэрофотоснимков, в связи с чем их взаимоотношения устанавливаются достаточно просто. Благодаря этому проведенные здесь специальные исследования позволили получить ряд интересных данных о взаимоотношениях вулканических процессов и ледниковой деятельности на разных этапах антропогена, которые и будут изложены ниже.

Вулканизм и ледники в голоцене. Для рассмотрения этого вопроса можно взять Камчатку, где в голоцене многие активные и потухшие вулканы служили и служат крупными центрами оледенения. Причем большинство голоценовых и современных ледников приурочено именно к молодым вулканическим сооружениям.

Рассматривая взаимоотношение вулканических процессов и ледников в региональном плане, следует различить прямое и косвенное воздействие этих процессов на оледенение. Прямое воздействие сказывается в уничтожении ледников или отдельных их частей вулканическими взрывами, расплавлении льда и снега вулканическим теплом, загрязнении ледяной массы вулканогенным материалом. Косвенное воздействие вулканизма проявляется, во-первых, через создание этими процессами вулканических форм рельефа и, во-вторых, через специфический микроклимат в районе активных вулканов.

При изучении ледников Камчатки обращает внимание следующий интересный факт: динамика современного оледенения на действующих и недавно потухших вулканах в вулканических районах и в пределах невулканических участков в принципе одна и та же. Насколько можно судить по материалам аэрофотосъемки и данным полевых исследований, подавляющее большинство современных ледников находится в стадии отступления, что закономерно связано с потеплением климата Камчатки, как и всего северного полушария, в течение последних десятилетий [Флинт, 1963]. Исключением является лишь северный склон Ключевской сопки, где наблюдаются явные следы наступления ледника Эрмана — одного из самых крупных современных пульсирующих (?) ледников Камчатки, а также быстрая подвигка в 1959 г. пульсирующего ледника Бильченоч.

Следовательно, и в районах современного вулканизма климатический фактор определяет динамику ледников. Вулканическая же деятельность имеет второстепенное значение, хотя она может и способствовать и препятствовать появлению и развитию ледников в самих вулканических районах. Причем процессы вулканизма на Камчатке в целом благоприятствуют современному оледенению.

В свою очередь ледники оказали существенное влияние на морфологию вулканов, подвергавшихся голоценовому оледенению. Они вынесли с них большое количество материала, который отложился в береговых и конечных моренах на склонах конусов, а также был удален за пределы построек флювиогляциальными потоками. Во время максимального продвижения 2–2,5 тыс. лет назад голоценовые ледники разрушили и погребли ряд шлаковых и лавовых конусов, значительные участки лавовых равнин, превратили в некоторых местах барран-

косы в эмбриональные троговые долины. А их талые воды сформировали обширные флювиогляциальные равнины, заместившие обычные вулканогенно-пролювиальные. Достаточно активным рельефообразующим фактором, косвенно связанным с голоценовым оледенением вулканов, были лахары, возникавшие при катастрофическом таянии ледников. Они оказали заметное влияние на формирование рельефа подножий вулканов.

Однако в целом прямое взаимодействие вулканизма и ледников носило в голоцене локальный характер, так как площадь ледников даже в период их максимального распространения в вулканических районах Камчатки не превышала 1500–2000 км². На Курилах их суммарная площадь не достигала, по-видимому, и нескольких квадратных километров.

Аналогичная картина наблюдалась и во всех других вулканических областях умеренных и низких широт. Что касается Исландии, Аляски и Антарктиды, то здесь процессы взаимодействия вулканических и ледниковых процессов происходили на больших площадях и были несколько сложнее. В частности, неоднократно (особенно в Исландии, где вулканизм очень интенсивен, а масштабы оледенения велики) возникали при подледных извержениях своеобразные вулканические формы – тьюя.

Гораздо сильнее на вулканическую деятельность голоцена было, по-видимому, косвенное влияние оледенения в глобальном масштабе, когда после таяния обширных верхнеплейстоценовых ледниковых щитов на материках и резкого сокращения масштабов горно-долинного оледенения произошло быстрое эвстатическое поднятие уровня моря на 120–125 м [Бурашникова и др., 1978]. В итоге нагрузка на материковые плиты Евразии и Северной Америки уменьшилась, а на океанические – увеличилась. Такое явление могло стать одной из главных причин общего усиления интенсивности выноса глубинного вещества в голоцене как реакция на перераспределение нагрузок и связанное с этим повышенное растрескивание литосферы, особенно в переходных зонах от материков к океанам.

Кульминация голоценовой вулканической активности наблюдалась в интервале 9,5–6,5 тыс. лет назад, когда в пределах Тихоокеанского подвижного пояса произошли самые крупные в голоцене выбросы кислой пирокластики и возникло большинство наиболее значительных по размерам кальдер типа Кракатау [Мелекесцев, 1967; Эрлих, Мелекесцев, 1973 а,б]. Этот интервал четко совпадает с завершающей стадией быстрого подъема уровня Мирового океана, когда он стал близким к современному. Начало же этапа относится к несколько более раннему времени – 10–11 тыс. лет назад. Резкая активизация вулканизма в этот интервал отмечалась и в районах со слабым развитием вулканической деятельности: маары Эйфеля, лавовые купола и шлаковые конусы Центрального Французского массива и другие имеют возраст 8–11 тыс. лет [Brousse, Delibrias, 1970].

В наиболее сильной форме эффект подобного взаимодействия проявился в вулканических областях и районах, которые были одновременно и крупными центрами верхнеплейстоценового оледенения, – Камчатке, Исландии, Аляске, Алеутах и других, где на глобальный эффект наложился региональный. Дело в том, что в их пределах имелись участки мощного покровного и полупокровного оледенения с большим суммарным объемом и весом льда. Так, в Северной группе вулканов Камчатки площадь компактного ледникового щита достигала 5000 км², а объем – 700–800 км³. Быстрое нарастание и исчезновение общей дополнительной нагрузки порядка $6-7 \times 10^{11}$ т, уменьшение удельной нагрузки на 12–15 кг/см² несомненно должно было сказаться на ходе вулканической деятельности, что и произошло в действительности: начался рост Ключевского вулкана (~ 9–10 тыс. лет назад), резко активизировались вулканы Шивелуч, Плоский Толбачик, Безымянный.

А на всей Камчатке растаяли ледники суммарной площадью ~ 50 тыс. км² и объемом ~ 8–10 тыс. км³, т.е. нагрузка на сушу в целом уменьшилась здесь на $6-8 \cdot 10^{12}$ т, а удельная – на 4–5 кг/см². Наоборот, на прилегающие морские акватории удельная нагрузка увеличилась на 12–12,5 кг/см².

Таким образом, общий перепад давлений для этого участка переходной зоны составил 25–30 кг/см². Приспосабливаясь к новой динамической обстановке, вулканизм Курило–Камчатской области отреагировал крупнейшими в голоцене субсинхронными эксплозивными извержениями, которые сопровождалось образованием обширных кальдер: Львиная Пасть (20–25 км³, 9400 лет назад), Тао–Русьр (12–15 км³, 7500 лет назад), Курильское озеро (20–25 км³, 8000 лет назад), Карымская (9–10 км³, 7800 лет назад), Хангар (4–5 км³, 6500 лет назад), Ксудач–III (4–5 км³, начало голоцена).

Аналогичные извержения произошли в это время на Алеутах, Аляске, в Северной и Южной Америке, Японии и Новой Зеландии [Эрлих, Мелекесцев, 1973а,б; и др.].

Исландия в период верхнеплейстоценового оледенения была погребена под ледниковым щитом вместе со своим шельфом. Поэтому можно предположить, что уменьшение дополнительной нагрузки здесь была во много раз больше – порядка $1-2 \cdot 10^{14}$ т, а соответственно больше и обусловленный этим "вулканический" эффект. Вывод подтверждается возникновением в самом конце верхнего плейстоцена–первой половине голоцена множества вулканов, включая знаменитую Геклу – 10–11 тыс. лет назад [Thorarinsson, 1970; Тораринссон, Поляк, 1979].

Вулканизм и ледники в верхнем плейстоцене. В целом роль вулканической аккумуляции, способствовавшей быстрому увеличению гипсометрических отметок поверхности Курило–Камчатской области, можно в первом приближении сравнить со значением интенсивных восходящих тектонических движений в невулканических горных странах. Именно вулканическая деятельность, создавшая в четвертичный период большое количество громадных вулканов, а также высоко поднятые лавовые и пирокластические равнины послужили наряду с похолоданием климата и интенсивными восходящими тектоническими движениями одной из главных причин мощного оледенения Камчатки в верхнем плейстоцене. Особенность оледенения районов широкого проявления четвертичного вулканизма выразилась в развитии специфических типов оледенения и в своеобразии ледниковых отложений этих районов.

Вне вулканических районов в пределах обычных резко расчлененных среднегорных и высокогорных массивов преобладало горно–долинное оледенение. Наиболее распространенными типами ледников здесь были каровые и долинные. Иногда по периферии горных сооружений возникали ледники типа Маляспина, однако наличие ледниковых покровов, связанных с развитием ледниковых подножий, совсем не свидетельствовало о существовании покровного оледенения в областях питания. В целом оледенение оставалось горно–долинным.

В областях массового развития вулканических форм рельефа тип оледенения менялся. Оледенение сохраняло горно–долинный характер только на древних вулканах, уже потухших к началу верхнеплейстоценового оледенения и сильно расчлененных к этому времени эрозией. На действовавших во время оледенения вулканах, где эрозионное расчленение практически отсутствовало, скульптурные ледниковые формы не образовывались. Здесь существовали ледяные шапки и ледяные пояса, питавшие ледники подножий; в этом случае оледенение было покровным. Диаметр ледника подножий в 3–4 раза превышал диаметр самого вулканического конуса. На одиночных вулканах (например, вулканах Кроночком и Шивелуче) ледник подножий имел более или менее округлую форму, диаметр его достигал 30–40 км. При наличии нескольких близко расположенных вулканических сооружений отдельные ледники подножий сливались между собой, образуя ледяные покровы с поперечником до 70–80 км и площадью 3000–5000 км².

Причины значительного развития ледников на вулканах, действовавших во время оледенения, по–видимому, следующие. Это, во–первых, особенности рельефа действующих стратовулканов и их подножий: в верхней и средней частях конусов вулканов благодаря постоянной и интенсивной вулканической деятельности все время поддерживались значительные уклоны, поэтому лед оттуда перемещался вниз по склону, образуя у основания конусов ледники типа

Маляспина. Широкому распространению последних благоприятствовало наличие обширных слабонаклонных аккумулятивных равнин у подножий вулканов. Вторых, развитие ледников способствовали особенности микроклимата в районе действующих вулканов, в частности, пониженная прозрачность атмосферы, постоянная значительная облачность и, возможно, несколько большее количество осадков, чем в окружающих районах. Наконец, сохранению ледников в подобных районах благоприятствовали мощные чехлы тefры на поверхности льда, предохранявшие его от поверхностной абляции.

Для районов широкого распространения вулканических плато (Южная Камчатка, Восточная вулканическая зона, северная часть Срединного хребта) было характерно полупокровное и покровное оледенение. Здесь на вулканических плато, выдававшихся за пределы снеговой линии, формировались ледники норвежского типа. Они представляли собой ледяные шапки, от которых брали начало несколько ледников, спускавшихся по долинам рек. Особенно широко были распространены ледниковые покровы на вулканических плато Южной Камчатки, где снеговая линия была очень невысока. В I фазу именно с них и питалось большинство ледников, перекрывавших южную часть Западно-Камчатской равнины. Здесь происходило смыкание ледниковых покровов областей питания и областей аккумуляции, вследствие чего в I фазу верхнеплейстоценового оледенения значительная часть Южной Камчатки оказалась покрытой льдом. Оледенение в целом имело полупокровный характер, а местами приближалось к покровному.

Крупные ледники норвежского типа существовали и в Восточной вулканической зоне — северной части плато хребта Железнодорожного, местами в вулканическом узле хребта Гамчен и других районах. Однако подобные покровы, служившие областями питания, надо отличать от ледниковых покровов, возникавших на некоторых участках плато, которые перекрывались транзитными ледниками. Так, в вулканическом узле хребта Гамчен ледники питались из каров и цирков; расположенных в пределах вулканических сооружений; спускаясь отсюда, они перекрывали прилегающие участки плато, а затем стекали в долины. На месте таких "транзитных" покровов на поверхности плато на аэрофотоснимках ясно читаются следы интенсивной ледниковой экзарации, в то время как в областях питания проявлялась в основном консервирующая роль льда. От ледниковых шапок областей питания необходимо отличать покровы льда, образовавшиеся на вулканических плато в областях аккумуляции. Последние располагались ниже снеговой линии, и в их пределах на аэрофотоснимках ясно читается аккумулятивный моренный рельеф.

Крупными ледоемами — центрами питания ледников — были огромные (10–30 км в поперечнике) кальдеры и вулкано-тектонические депрессии Хангар (рис. 45,А) и Ичинская в Срединном хребте, Горелая (рис. 45,Б) и Паужетская на Южной Камчатке.

Специфика ледниковых отложений вулканических районов заключается в широком распространении наряду с мореной водно-ледниковых и озерно-ледниковых разностей в исключительно пестром фациальном составе отложений и очень сложном характере их взаимоотношении [Олюнин, 1965; Мелекесцев, Краевая, 1966]. Это связано с распадением ледников подножий при деградации оледенения на отдельные массивы и глыбы "мертвого льда". Обращают внимание также следующие особенности отложений: свежесть обломков, слабая глинистость и значительные мощности. Ледниковые отложения обычно содержат очень мало глинистых частиц, а количество пелита в них в несколько раз меньше, чем в аналогичных толщах невулканических районов. Наиболее вероятной причиной незначительного содержания глинистых минералов в ледниковых толщах вулканических районов можно считать, по-видимому, недостаток времени для их образования за счет переработки свежих вулканических пород. Мощность ледниковых отложений в вулканических районах достигает 80–100 м, что в 2–3 раза больше, чем в невулканических районах Камчатки. Столь значительная мощность отложений связана с большой скоростью разрушения вулканических сооружений, а также с тем, что извержения вулканов, поставляя-

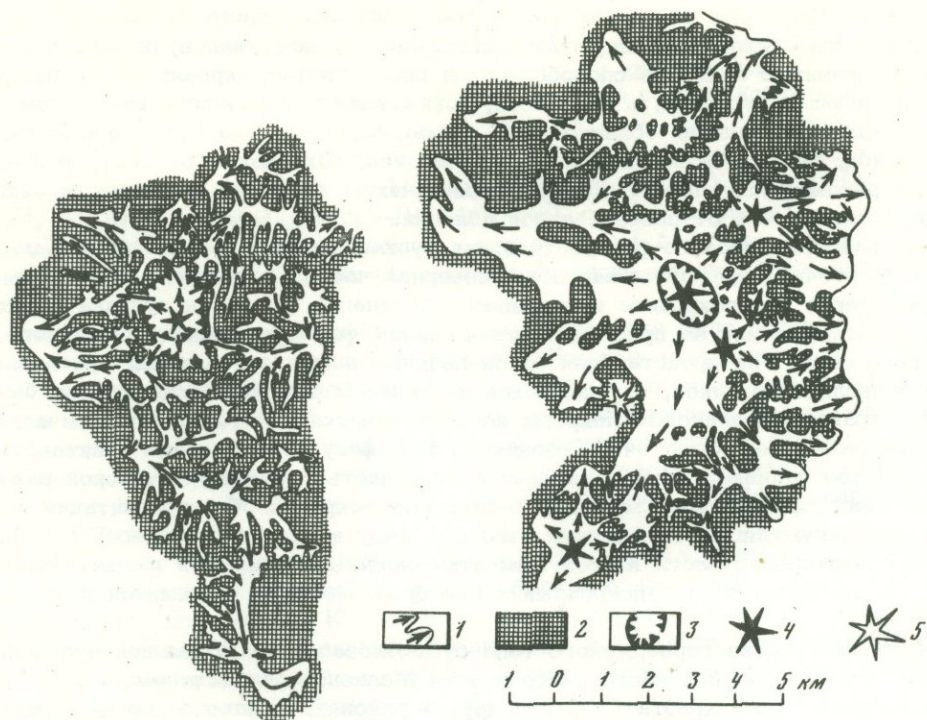


Рис. 45. Схемы реконструкции ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения в районе кальдер Горелой (слева) и Хангар (справа)

1 - ледники, стрелки показывают направление их движения; 2 - ледоразделы; 3 - уступы кальдер; 4 - действующие вулканы; 5 - потухшие вулканы

шие огромное количество обломочного материала, продолжались и во время оледенений.

В ледниковые эпохи на Камчатке возникло большое количество туюя, сложенных разнообразными по составу (от дацитов до базальтов) породами: подножия вулканов Камень, Безымянный, Тауншиц, Бакенинг, Авачинский, Козельский и других.

Выявленные закономерности во многом типичны и для других вулканических областей, подвергавшихся значительному оледенению (Алеуты, Аляска, Новая Зеландия, Исландия).

Заметное косвенное влияние динамики оледенения на ход вулканической деятельности прослеживается и в верхнем плейстоцене. На это указывает явная синхронность кульминационных моментов развития верхнеплейстоценовых ледников и пароксизмов вулканической активности — совпадение во времени глобальных максимума и минимума оледенения с двумя последними крупными вспышками эксплозивного вулканизма 40–30 и 20–15 тыс. лет назад [Мелекесцев, 1968].

Если для первого временного интервала изменение динамических условий было таким же, как на границе верхнего плейстоцена и голоцена, то во втором случае наблюдалась обратная картина. Материки испытывали дополнительную нагрузку в связи с ростом ледников, а среднее давление на морские акватории уменьшилось из-за понижения уровня Мирового океана. Несмотря на это, естественно предполагать, что в обоих случаях наиболее контрастные и близкие по абсолютной величине перегрузки были характерны для переходных зон от материков к океанам.

Вулканизм как возможная причина оледенений. Таким образом, на Камчатке вулканизм был в прошлом и является в настоящее время благоприятным фактором для развития и существования ледников. Аналогичный вы-

вод можно сделать и применительно к другим вулканическим областям. Однако даже непосредственно в самих вулканических районах динамика оледенения в целом определяется общепланетарными изменениями климата.

Следовательно, чтобы привести к появлению мощного регионального и тем более глобального оледенения, вулканизм должен прежде всего вызвать необходимые климатические изменения общепланетарного характера¹. Возможно ли это? Если да, то при каких условиях?

В настоящее время хорошо известно, что вулканизм оказывает заметное воздействие на земную атмосферу, изменяя ее газовый состав и повышая температуру, а также способствуя загрязнению атмосферы мелкодробленным пирокластическим материалом и аэрозолями.

Влияние вулканизма на состав атмосферы обусловлено тем, что соотношение главных компонентов в вулканических газах и в атмосферном воздухе существенно иное. Так, по данным Л.А. Башариной [1966], в составе вулканических выделений преобладает водяной пар (90 и более процентов общего объема), на долю остальных газов (HF, HCl, SO₂, CO₂, CO, H₂S, H₂ и др.) приходится менее 10%. Наиболее резкие изменения газового состава атмосферы, как установлено наблюдениями [Башарина, 1958, 1966], отмечены в непосредственной близости от вулканов. Однако общее количество вулканических газов, выделяющихся при извержениях, более или менее точно не определено. Предполагается только [Мархинин, 1967], что вес вулканических газов равен 3–3,5% общего веса изверженных пород. При современной интенсивности выноса вещества это составляет 6–7·10⁷ т/год (без учета подводного вулканизма). Поэтому вопрос об изменении общего газового состава атмосферы за счет вулканических извержений пока не может быть решен даже в первом приближении. Соответственно не может быть установлено и климатологическое значение этого фактора.

Нагревание атмосферы за счет вулканических процессов связано прежде всего с тем, что количество тепла, выделяющегося с одной и той же площади в районах молодого вулканизма, в несколько раз превышает таковое на других участках [Поляк, 1966]. Значительное количество тепловой энергии выделяется непосредственно в ходе самих вулканических извержений и при остывании на земной поверхности продуктов вулканической деятельности. Влияние такого фактора на температуру атмосферы, а следовательно, и на климат Земли также в настоящее время однозначно не выяснено, но, по-видимому, невелико, так как общее количество тепла, выносимого вулканическими породами, не превышает 2–3% общего выноса тепла из недр Земли [Любимова, 1968; Поляк, 1966; и др.].

Значительное загрязнение атмосферы пирокластическим материалом и аэрозолями происходит преимущественно во время мощных эксплозивных извержений. В ходе таких извержений огромное количество (до 10⁸–10⁹ т) мелкодробленного вулканического пепла, газов и аэрозолей выбрасывается в высокие слои атмосферы (до 50–80 км). В результате разноса струйными течениями тропопаузы и стратопаузы пирокластический материал может чрезвычайно быстро загрязнять атмосферу над громадными участками земной поверхности. Хорошо известен, например, факт появления пепла вулкана Безымянного в верхних слоях тропосферы над Лондоном в 1956 г. через несколько суток после извержения последнего. Пирокластический материал, выброшенный во время извержения вулкана Агунг на о. Бали (Индонезия) в 1963 г., был обнаружен на высоте около 20 км над штатом Техас (США) и над штатом Виктория в Австралии [Meinel A., Meinel M., 1964; Beverley, 1964].

Загрязнение атмосферы тонким (0,5–5 мк) вулканическим пеплом может вызвать значительное уменьшение ее прозрачности и, как следствие этого,

¹ В задачу работы не входит рассмотрение многочисленных гипотез и теорий ледникового периода, поскольку они подробно разобраны в нескольких широко распространенных сводках [Рухин, 1959; Марков, 1951; Флинт, 1963; Цейнер, 1964; и др.].

ослабление солнечной радиации на 10–20% против нормы [Марков, 1951; Брукс, 1952; Флинт, 1963]. Кроме того, частицы пепла и аэрозоли служат ядрами конденсации и сублимации, способствуя тем самым большему развитию облачности. Повышенная облачность в свою очередь заметно уменьшает количество солнечной радиации, достигающей поверхности земли. По вычислениям К. Брукса [1952] увеличение облачности с 50% (характерной для настоящего времени) до 60% привело бы к понижению средней годовой температуры на земном шаре с +14 до +12°C.

В. Хемфрис [Флинт, 1963] одним из первых предположил, что колебания прозрачности атмосферы за счет взвешенных в ней частиц могут быть причиной изменения климата, приведшего к оледенению. Эти частицы отражают входящую солнечную радиацию и служат ядрами конденсации и сублимации. Последнее приводит к росту облачности и увеличению альбедо Земли. В основе работы Хемфриса лежали результаты наблюдений последствий гигантских извержений вулканов Кракатау в 1883 г. и Катмаи в 1912 г. Позднее К. Брукс [1952], основываясь на анализе имевшихся геологических данных, составил диаграмму, на которой хорошо видна связь между вулканической активностью, распределением и высотой суши, океаническими течениями и температурой на Земле на протяжении различных эпох. С.К. Всехсвятский [1962] находит возможным связывать с гигантскими извержениями наряду с другими эффектами и появление ледниковых эпох. Наконец, М.И. Будыко [1969, 1977] попытался обосновать изменения прозрачности атмосферы в современную эпоху режимом вулканической деятельности.

Однако большинство исследователей, не отрицая значительного влияния мощных вулканических извержений на состояние атмосферы, все же не считают вулканизм причиной появления ледников. Так, Л.Б. Рухин [1959, с. 278–279] указывает, что "резкое увеличение содержания пыли в атмосфере представляет собой временное явление и поэтому не может вызвать устойчивого изменения климата...". Аналогичной точки зрения придерживается Р. Флинт [1963], считающий вулканизм одним из второстепенных факторов изменения климата.

Как это ни странно, в преуменьшении роли вулканизма как климатологического фактора прежде всего "виноват" принцип актуализма. В современную эпоху мощные извержения (типа А+Б), с которыми связаны крупные выбросы пирокластического материала, наблюдались неоднократно. Механизм этих типов извержений обеспечивает, вероятно, попадание в атмосферу порядка $1-1000 \cdot 10^6$ т субмикронных частиц тефры (0,1–1% от веса всего перемещенного материала) и $2-1000 \cdot 10^6$ т вулканических газов (3–3,5% от веса ювенильной пирокластики). По новейшей оценке [Флон, 1977], эффект одного из таких гигантских извержений (Кракатау, 1883 г.) эквивалентен потере земной атмосферой суммарной энергии $161 \cdot 10^{12}$ Вт. Близки по климатологическому эффекту к Кракатау, по-видимому, извержения вулканов Тамбора, Косегвины и Катмаи. Однако все они были отделены друг от друга многими десятками лет. Оказавшийся в атмосфере мелкораздробленный пирокластический материал успевал осажаться задолго до начала следующего крупного извержения. Поэтому суммарное воздействие перечисленных извержений на общее изменение климата было невелико, несмотря на довольно значительный климатологический эффект каждого из них. Во всяком случае, оно, вероятно, не достигало минимума в $1000 \cdot 10^{12}$ Вт за период порядка 100 лет, который считается [Флон, 1977] необходимым для кардинального изменения климата Земли и толчком к началу нового оледенения. Этот же вывод можно сделать и применительно ко всему голоцену, поскольку максимальная энергия современных извержений и извержений более ранних этапов голоцена была сходной (см. выше).

По иному следует оценивать климатообразующую роль вулканизма, если проанализировать в этом плане вулканическую деятельность плейстоцена и кайнозоя в целом. Дело в том, что на протяжении плейстоцена и тем более всего кайнозоя интенсивность вулканизма и максимальная энергия единичных

извержений изменялась в гораздо более широких пределах, чем в голоцене. Это хорошо видно не только по геолого-геоморфологическому эффекту вулканизма непосредственно в молодых вулканических областях, но и по колонкам донных морских осадков, где в обобщенном виде зафиксированы следы наземных эксплозивных извержений.

Проведенное в последние годы изучение колонок донных морских осадков Тихого и Атлантического океанов [Романкевич и др., 1966; Лавров, 1962; Neys, Ninkovich, 1970; и др.] показало, что на протяжении антропогена интенсивность эксплозивной вулканической деятельности неоднократно менялась: периоды значительной активности (пароксизмы) чередовались с периодами относительно спокойными. Колебания активности происходили субсинхронно на громадных территориях, поскольку даже весьма удаленные друг от друга колонки донных осадков обладают сходным строением. Обращает внимание, что, несмотря на преобладавший в историческое время эксплозивный тип вулканической деятельности [Влодавец, 1973] заметной концентрации пирокластического материала в голоценовом слое донных осадков не наблюдается. Это свидетельствует о том, что интенсивность вулканической деятельности в период формирования обогащенных пирокластикой горизонтов донных осадков была значительно выше, чем в историческое время и вообще в голоцене. Колонки донных морских осадков удобны во многих отношениях при корреляции общих изменений климата и вулканической деятельности. Во-первых, они позволяют на данном этапе наиболее точно соотнести глобальные максимумы и минимумы вулканической активности с глобальными же эпохами потепления и похолодания. Во-вторых, расстояние этих колонок от предполагаемых эруптивных центров дает возможность разделить во времени второстепенные и максимальные по энергии извержения. Тефра последних образует мощные прослой не только вблизи от этих центров, но и на большом (1000–2000 км и более) расстоянии от них. Это служит хорошим дополнением при оценке возраста и энергии наземных эксплозивных извержений. Наконец, разрезы глубоководных морских осадков отличаются наибольшей полнотой по сравнению со всеми другими толщами, в которых происходило захоронение тефры кайнозойского возраста. При тщательном анализе достаточно большого количества колонок донных морских осадков можно будет, по-видимому, обнаружить следы подавляющего числа крупнейших эксплозивных извержений земного шара.

Одна из главных особенностей пароксизмов эксплозивного вулканизма ранних этапов антропогена заключается в том, что максимальная суммарная энергия относящихся к ним единичных извержений в 10–100 раз выше таковой у однотипных голоценовых извержений (см. табл. 3). Именно эти суперизвержения и могли оказать значительное влияние на планетарные атмосферные процессы и вызвать заметное глобальное понижение средней температуры воздуха. Такие извержения выносили одновременно от 150–200 до 3000–4000 млрд. т ювенильного вещества, нагретого до 700–900°C. Большая часть изверженного материала откладывалась вокруг эруптивных центров, образуя пирокластические покровы площадью от 2–3 до 25–30 тыс. км², 10–30% его уносилось по воздуху еще дальше на расстояние до 1000–2000 км, а около 0,1–1% в виде тонкой вулканической пыли (мелкие алеврит+пелит) выбрасывалось в высокие слои тропосферы и в атмосферу. Одновременно туда же попадало от 8–10 до 150–200 млрд. т выделившегося из изверженных пород водяного пара¹. Это составляет 0,06–1,5% всей атмосферной воды.

Интенсивное поступление в атмосферу вулканической пыли и водяного пара происходило, по всей вероятности, не только непосредственно в ходе извержения, но и еще некоторое время спустя после него, так как над поверхностью

¹ По данным экспериментальных исследований [Хитаров, 1960; Кадик и др., 1971], в кислой магме на тех глубинах, откуда происходит вынос ювенильного вещества, может содержаться до 6,7 вес. % воды. Здесь предполагается, что выделяющаяся вода составляет 4–5% от веса изверженного ювенильного материала.

обширных нагретых до 600–700°С пирокластических покровов и районом самого эруптивного центра должен был возникнуть гигантский турбулентный вихрь-смерч (или система вихрей) типа тех, которые всегда появляются над современными раскаленными лавовыми полями и равнинами пирокластических потоков, но гораздо более мощный и высотный¹. Не исключено, что такие палеовихри могли подниматься до границы тропосферы и существовать в течение нескольких лет (время остывания обширных пирокластических покровов большого объема и мощности).

За счет отдачи тепла пирокластическим материалом и вторичных экзотермических реакций за это время в атмосферу, вероятно, привносилось от $0,5 \cdot 10^{20}$ до 10^{21} кал. тепла. Если бы все оно пошло на нагревание тропосферы, его было бы достаточно для повышения средней температуры последней на $0,07-1,5^\circ\text{C}$.

Основываясь на современных представлениях о составе вулканических газов, можно допустить, что при каждом таком суперизвержении выбрасывалось порядка 0,5–2,0 млрд. т CO_2 , т.е. около 0,01–0,5% его современного содержания в атмосфере.

Таким образом, в отличие от голоценовых извержений плейстоценовые и более древние катастрофические эксплозивные извержения могли оказывать кардинальное и разностороннее воздействие на климат земного шара. Поэтому их предлагается называть климатоформирующими.

С одной стороны, выброс огромных масс тонкой тефры, паров воды и аэрозолей должен был привести к резкому снижению средней температуры воздуха. Во-первых, через общее ослабление коротковолновой солнечной радиации; во-вторых, в связи с увеличением многослойной облачности, поскольку для этого имелись дополнительный материал и вулканическая вода, а также ядра конденсации и сублимации – субмикронные частицы тефры и аэрозоли. Не исключено, что выброс в относительно сухую стратосферу тонкой вулканической пыли и воды – возможная причина образования серебристых облаков, которые в эпохи таких взрывов имели, по-видимому, большее развитие, чем теперь. В свою очередь перечисленные факторы могли способствовать возрастанию общей величины альbedo Земли.

Если исходить из того, что охлаждающий эффект однотипных эксплозивных извержений даже просто пропорционален суммарной энергии извержений, то для рассматриваемых катастрофических извержений он в 10–100 раз выше, чем у крупнейших голоценовых извержений, т.е. он эквивалентен потере энергии атмосферой порядка $10^{15}-10^{16}$ Вт, что в целом равно или больше необходимой критической величины (10^{15} Вт) потери (привносу) энергии атмосферой, которая может привести к необратимым изменениям климата (см. выше). Фактически же в связи с рядом специфических особенностей таких извержений (длительный вынос вещества непосредственно в высокие слои атмосферы, относительно более высокий процент тонкой тефры и т.д.) эффект мог быть еще значительнее.

С другой стороны, вынос больших количеств ювенильного углекислого газа при извержениях создавал благоприятные предпосылки для некоторого усиления парникового эффекта и роста средней температуры воздуха. К аналогичному эффекту приводила, естественно, и отдача тепла сильно нагретым пирокластическим материалом.

Основываясь на предполагаемых последствиях воздействия на климат земного шара гигантских эксплозивных извержений, можно отнести к климатоформирующим извержения с энергией $2-3 \cdot 10^{27}$ эрг, в ходе которых выбрасывалось 100 км^3 ($150-200 \cdot 10^9$ т) или более ($3000-4000 \text{ км}^3$, $4500-8000 \cdot 10^9$ т) ювенильных пород, а также соответствующее количество вулканических газов и аэрозолей. Кинетическая энергия (1–2% тепловой) ассоци-

¹Высота смерчей над лавовыми равнинами Южного прорыва Толбачинского извержения 1975–1976 гг. площадью всего 36 км^2 достигала, например, 500–1000 м.

ирующихся с ними взрывов от $3-4,5 \cdot 10^{25}$ до $0,5-1 \cdot 10^{27}$ эрг (табл. 3)¹. Суммарная энергия крупнейших климатоформирующих извержений ($10^{28}-10^{29}$ эрг) соизмерима с общей энергией атмосферной циркуляции.

Влияние на климат подобных извержений усиливается в результате того, что они происходят "сериями" в течение узких интервалов — главных пароксизмов кислого эксплозивного вулканизма. Особенно это относится к извержениям с энергией порядка $2-5 \cdot 10^{27}$ эрг, при которых выносилось на поверхность $100-300 \text{ км}^3$ ювенильной пирокластики.

Однако имеются данные (см. предыдущие разделы), которые указывают и на обратное косвенное (через колебания уровня Мирового океана) воздействие периодов быстрого сокращения и разрастания ледниковых покровов на ход вулканической активности, чем, вероятно, и объясняются некоторые "серии" крупных эксплозивных извержений конца антропогена.

Следовательно, существуют реальные основания, позволяющие объединить такие процессы, как вулканизм, эволюцию оледенений и эвстатические колебания уровня Мирового океана в глобальную систему автоматического регулирования. Идеализированный механизм взаимодействия названных факторов для одного элементарного ритма можно представить в виде следующей схемы по этапам от более древних к молодым.

1) Достаточно длительное ($n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ лет) тангенциальное глобальное (или региональное) сжатие литосферы в местах повышенного выноса энергии магмы областей орогенного вулканизма обеспечивает накопление на значительных глубинах крупных масс кислого магматического вещества и его подготовку к извержению. При уменьшении сжатия (смена сжатия растяжением) или в результате разрушения кровли в связи с резким ростом локальных нагрузок на нее (например, при внезапном увеличении давления летучих, превышающем предел прочности кровли) через образовавшуюся сложную сеть трещин и каналов на поверхность выносятся огромные объемы ювенильной пирокластики. Извержение последней предваряется катастрофическими фреатическими взрывами, в десятки раз более мощными, чем современные, так как главная масса вещества поступает непосредственно с глубин в 5-20 км. В ходе таких извержений миллиарды и десятки миллиардов тонн тонкой пирокластики, водяных паров и аэрозолей выносятся сразу на высоту до 50-100 км. Происходит интенсивное быстрое загрязнение всей атмосферы, увеличение облачности и осадков. Результат — общее похолодание климата, разрастание существовавших и возникновение новых ледниковых покровов, если подобное загрязнение атмосферы продлится на протяжении по крайней мере несколько десятков или сотен лет.

2) Резкое увеличение масштабов оледенения, появление мощных ледниковых щитов, которое приводит к глобальному перераспределению нагрузок на материки, где они возрастают под щитами на $300-350 \text{ кг/см}^2$, и океаны, где происходит, наоборот, их уменьшение на $10-15 \text{ кг/см}^2$. Это вызывает активизацию "наведенного" вулканизма, особенно мощного в переходных зонах от материков к континентам, отличающихся наибольшими изменениями градиентов нагрузок. Максимальная интенсивность такого "наведенного" вулканизма во время предельного разрастания ледников и соответственно самого низкого уровня моря.

3) Прекращение климатоформирующих извержений, стимулировавших похолодание, способствует восстановлению "доледниковых" климатических условий и таянию большей части ледников. Это в свою очередь вызывает новое перераспределение нагрузок и следующий этап "наведенного" вулканизма с максимумом, приуроченным к периоду минимальных масштабов оледенения и самого высокого уровня моря.

¹ Они эквивалентны по энергии подземным взрывам ядерных устройств мощностью от 750-1000 до 12500-25000 Мт при допущении, что у них непосредственно на взрыв расходуется 100% всей выделяющейся энергии (или в 10 раз более мощными при 10%).

Вследствие специфики протекания магматических и вулканических процессов, их различной мощности, неодинаковости геодинамической обстановки в вулканических областях кислое магматическое вещество не может иметь одну и ту же степень готовности и извергаться строго одновременно даже при наличии синхронных глобальных стимулирующих факторов. Поэтому климатоформирующие извержения должны в принципе происходить в течение достаточно долгого времени по мере "созревания" магматических очагов. Но их вероятность выше для кульминационных моментов ледниковых и межледниковых эпох, когда максимально усиливается действие дополнительного фактора — гляциозвстатических перегрузок, играющих роль своеобразного спускового механизма. В первом случае такие извержения могут увеличивать продолжительность ледниковых эпох, во втором — создавать благоприятные предпосылки для начала новых.

Несколько хорошо подобная схема отвечает реальному ходу событий, можно продемонстрировать на примере взаимодействия вулканизма оледенений и эвстатических колебаний уровня Мирового океана на протяжении последних 300–350 тыс. лет.

Как сейчас установлено по датировкам вулканических пород К-Аг и тревковым методами, а также результатам опробования колонок глубоководных морских осадков [Романкевич и др., 1966; Neys, Ninkovich, 1968; Huang et al., 1976; и др.], 250–300 тыс. лет назад после длительного межпароксизмального периода ослабления эксплозивной вулканической деятельности по всему миру, но особенно в пределах Тихоокеанского кольца, субсинхронно начался очередной мощный пароксизм кислого вулканизма. На Камчатке "затишье" между предыдущим и последующим пароксизмами составило 600–650, в Северной Америке и Новой Зеландии — порядка 350–400, в Японии — 250–300 тыс. лет и т.д. Начальный этап пароксизма совпал, по-видимому, со среднеплейстоценовым межледниковьем, которое, по современным представлениям [Геохронология СССР. Т. III, 1974; Брэкер, ван Донк, 1974; Bender et al., 1973; Cant, 1973; и др.], было около 210–350 тыс. лет назад.

Климатоформирующие извержения среднего плейстоцена имели суммарную энергию порядка $2-80 \cdot 10^{27}$ эрг и выносили на поверхность от 100 до $2000-3000 \text{ км}^3$ ($150-6000 \cdot 10^9$ т) ювенильного вещества. Следовательно, в высокие слои атмосферы раз за разом могло попадать минимум $0,15-6 \cdot 10^9$ т мелкодробленой пирокластики и $7-300 \cdot 10^9$ т паров воды.

Решающая роль в это время принадлежала, по-видимому, катастрофическим эксплозивным извержениям в Индонезии (Тоба, о. Суматра) и на Северном острове Новой Зеландии (Таупо-Роторуа), которые могли привести к кардинальной дестабилизации атмосферных процессов и заметному понижению средней температуры воздуха. А вместе с другими климатоформирующими извержениями Камчатки (Паужетка, Хангар), Японии (Асо и др.), Северной и Южной Америки — к появлению материкового среднеплейстоценового оледенения.

Среднеплейстоценовое [Беммелен, 1963] извержение на Суматре, с которым связано образование гигантской (100×30 км) вулканотектонической депрессии Тоба, произошло не ранее 300 тыс. лет назад [Катили, 1977]. В ходе его было выброшено $2000-2500 \text{ км}^3$ ($4 - 5 \cdot 10^{12}$ т) пирокластического материала, образовавшего игнимбритовые покровы площадью не менее 25 тыс. км^2 [Westerveld, 1952]. Поэтому логично предположить, что при мгновенной дегазации такого количества ювенильной риолитовой пирокластики в стратосферу на высоту 50–100 км должно было попасть порядка $200-250 \cdot 10^9$ т водяного пара, т.е. количество, равное $\sim 1,7\%$ всей воды в атмосфере в современную эпоху. Одновременно там же оказалось 50–100 млрд. т вулканической пыли и аэрозолей. Кроме того, вулканическая пыль, вода и аэрозоли в течение по крайней мере нескольких лет доставлялись в стратосферу мощным турбулентным вихрем, возникшим над полем нагретой до $600-800^\circ\text{C}$ изверженной пирокластики (эффект своеобразного суперметеотрона), диаметр которого достигал, вероятно, 150–200 км.

Климатологический эффект этого извержения мог превышать таковой известного извержения Кракатау 1883 г. в несколько сот раз, так как его суммарная энергия составляла $5-6 \cdot 10^{28}$ эрг по сравнению с $2 \cdot 10^{26}$ эрг у Кракатау. Вполне возможно, что его воздействие на климат было в 50-100 раз большим, чем у максимального по энергии климатоформирующего извержения (см. выше).

Близким по своим параметрам и влиянию на климат было и извержение (серия? извержений) в Новой Зеландии, происшедшее ~ 310 тыс. лет назад.

Помимо этих двух, в интервале 250-300 тыс. лет назад происходило не менее 10 извержений, в ходе которых выбрасывалось по $100-300 \text{ км}^3$ ($150-600 \cdot 10^9 \text{ т}$) ювенильной кислой пирокластики и соответствующее количество водяного пара (по $7,5-30 \cdot 10^9 \text{ т}$).

Появление обширных среднеплейстоценовых ледниковых покровов и вызванное этим перераспределение нагрузок на материки и океаны привели к тому, что со среднего плейстоцена возникла и стала действовать система автоматического регулирования, объединившая такие процессы и явления, как вулканизм, изменения климата, оледенения и эвстатические колебания уровня Мирового океана, которая и определила их дальнейшую эволюцию вплоть до наших дней. В частности, реакцией на создание такой системы были, по-видимому, три отчетливые вспышки эксплозивного вулканизма в интервале 220-150 тыс. лет назад, совпадающие в первом приближении с периодами максимального разрастания ледников в днепровскую и московскую стадии оледенения Европейской части СССР, а также с кульминацией разделявшего их межстадиала (и их возрастных аналогов в других областях).

"Внеплановая" неоднократная стимуляция вулканической деятельности в результате наложения на ее нормальный ход, определяемый эндогенными причинами, таких экзогенных факторов, как оледенения и колебания уровня моря, привела к быстрому исчерпанию источников магмы и сильному ослаблению вулканизма в самом конце среднего плейстоцена. В результате прекращения климатоформирующих извержений оледенение вновь сократилось до своего обычного масштаба, характерного для второй половины кайнозоя.

Однако по прошествии нескольких десятков тысяч лет после восстановления активности магматических очагов вулканическая деятельность снова усилилась. Пароксизм ее (110-130 тыс. лет назад) с многочисленными климатоформирующимися извержениями совпал с максимумом межледниковой верхнеплейстоценовой трансгрессии. В отличие от начала среднего плейстоцена в это время не было извержений типа Тоба, вероятно, из-за краткости спокойного периода, так как для подготовки столь грандиозных извержений необходимы отрезки времени в сотни тысяч лет. Зато в большинстве молодых вулканических областей относительно маломощные ($1-5 \times 10^{27}$ эрг) извержения происходили сериями. Поэтому их суммарный климатологический эффект был не только значительным, но и длительным. В итоге прогрессирующее похолодание климата и появление ледниковых покровов раннего вюрма (раннего висконсина, зырянского оледенения и их возрастных аналогов), сопровождающееся синхронным понижением уровня океана. В кульминационный момент этого периода (максимум распространения ледников и максимум регрессии) 60-70 тыс. лет назад произошла очередная вспышка кислого эксплозивного вулканизма, но несколько более слабая, чем предыдущая.

Последняя серия климатоформирующих извержений (табл. 3) началась 40-45 тыс. лет назад. Причем наиболее мощные извержения совпали с повсеместно прослеживаемым уровнем высокого стояния моря 30-35 тыс. лет назад. Они предшествовали образованию ледниковых покровов позднего вюрма (позднего висконсина - II фаза верхнеплейстоценового оледенения Курило-Камчатской области - и др.). Заметное усиление вулканической активности отмечалось в интервале 20-15 тыс. лет назад, т.е. в период наибольшего распространения позднеплейстоценовых ледников и самого низкого уровня моря.

Имеются данные [Вгау, 1974] о корреляции за последние 40 тыс. лет периодов эксплозивного вулканизма в Новой Зеландии, Японии и на юге Юж-

ной Африки с главными фазами наступания ледников на востоке и западе Северного полушария и в Южном полушарии. Позднее Ж.Брей [Gray, 1976, 1977] распространил свои выводы на весь плейстоцен.

Итак, в течение второй половины плейстоцена неоднократно наблюдались кратковременные (тысячи-первые десятки тысяч лет) пароксизмы кислого эксплозивного вулканизма, к которым были приурочены очень мощные климатоформирующие извержения. Их энергия в 10-100 раз превышала максимальную энергию извержений современной эпохи и голоцена в целом. Эти извержения происходили субсинхронно в большинстве молодых вулканических областей земного шара. Пароксизмы эксплозивного вулканизма совпадали во времени (в пределах точности оценок возраста) с "узловыми" точками изменения климата (главные термические максимумы и минимумы), развития оледенения (наибольшее и наименьшее распространение ледниковых покровов), динамики эвстатических колебаний уровня Мирового океана (пики глобальных трансгрессий и регрессий). Все это позволяет предполагать их тесную связь между собой.

В течение пароксизмов эксплозивного вулканизма земная атмосфера до высот 50-100 км была значительно загрязнена тонким (субмикронным) пирокластическим материалом и аэрозолями, а также "перегружена" избыточной водой. Причем это загрязнение и избыточное увлажнение в отличие от современной эпохи было повсеместным и постоянным на протяжении по крайней мере нескольких тысяч лет.

В свете современных представлений о роли атмосферной пыли как климатического фактора [Фетт, 1961; Fritz, 1949; и др.] столь длительное загрязнение атмосферы мелкораздробленной пирокластической и аэрозолями несомненно могло привести к ошутимому понижению средней температуры воздуха, а следовательно, и к росту ледников. Тенденцию к похолоданию усиливает (через увеличение облачности и альбедо) и избыток воды в атмосфере, особенно в ее высоких частях. Поэтому вполне вероятно, что именно ритмические колебания эксплозивной деятельности с климатоформирующими извержениями были в условиях второй половины плейстоцена одной из главных причин чередования эпох наступания и отступления ледников.

Взаимосвязь климатоформирующих эксплозивных извержений и оледенений возможно проследить и на примере более древних временных этапов кайнозоя. Во всяком случае, отчетливая синхронизация этих явлений наблюдается с конца олигоцена-начала миоцена на протяжении последних 25-300 млн. лет.

Так, самое раннее (более 20 млн. лет назад, по данным глубоководного бурения "Гломара Челенджера", рейсы 28 и 35) покровное оледенение Антарктиды началось непосредственно вслед за глобальным катастрофическим пароксизмом кислого вулканизма, имевшим место 25-30 млн. лет назад. На Западе США в Провинции Бассейнов и Хребтов в это время произошли гигантские извержения пирокластического материала, образовавшего покровы и толщи игнимбритов и туфов с суммарным объемом более 200 тыс. км³ [Беммелен, 1963]. С учетом размыва и разноса пирокластической первичный объем изверженных продуктов составлял, по-видимому, не менее 300-350 км³. Причем весьма характерными были извержения, в ходе которых выбрасывалось от 200-300 до 1000-3000 км³ ювенильной пирокластической [Luedke, Burbanc, 1966, 1968; Lipman, 1975; Lipman, Friedman, 1975; Steven, Lipman, 1976; и др.] и формировались вулкано-тектонические депрессии от 20-30 до 80-100 км в поперечнике. Энергия таких извержений намного превышает минимальную энергию (~2-3·10²⁷ эрг) климатоформирующих извержений (см. выше). К тому же временному интервалу относится становление современной системы островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса, которое сопровождалось исключительно мощным эксплозивным вулканизмом. В частности, только в Японии объем сохранившихся частей свиты нижнемиоценовых "зеленых туфов" оценивается в 100 тыс. км³ [Геологическое развитие..., 1968], а реально он был, вероятно, в несколько раз большим.

В свою очередь разрастание ледникового покрова Антарктиды и появление ледникового покрова Гренландии 4–5 млн. лет назад последовало за мощным раннеплиоценовым (миоплиоценовым) пароксизмом эксплозивного вулканизма, также проявившимся в большинстве вулканических областей [Эрлих, Мелекесцев, 1974].

Ряд исследователей [Huang et al., 1976; и др.] предполагают, что сверхмощные вулканические взрывы 1,8 и 1,6 млн. лет назад, которые могли выбрасывать количество пыли, в 400 раз превышающее ее современное содержание в атмосфере, стали причиной антропогенного оледенения.

Повсеместно, вплоть до экваториальной зоны [Valencia, 1978], выраженное длительное похолодание климата близ границы палеомагнитных эпох Брюнес–Магуама 600–700 тыс. лет назад хорошо синхронизируется с колоссальными (600–800 км³) выбросами кислой пироклаستيку, сопровождавшими образование кальдер Лонг Вэлли и Йеллоустонского Национального парка на Западе США около 710 и 600 тыс. лет назад [Eaton, Christiansen et al., 1975; Bailey et al., 1976], а также двумя, по-видимому, столь же сильными извержениями в Новой Зеландии 730 и 670 тыс. лет назад [Ninkovich, 1968].

Таким образом, собранные в настоящее время данные позволяют прийти к выводу о том, что в течение плейстоцена и вообще всей второй половины кайнозоя проявления кислого эксплозивного вулканизма могли ощутимо сказываться на климате Земли. В большой мере это объясняется пульсационным режимом таких проявлений – чередование глобальных коротких, но очень мощных пароксизмов вулканической деятельности, к которым приурочено большинство сильных извержений, и длительных, относительно спокойных межпароксизмальных периодов. Максимальное воздействие на климат в сторону его дестабилизации и похолодания, сопровождающихся разрастанием ледниковых покровов, оказывали, вероятно, сверхмощные климатоформирующие эксплозивные извержения с энергией $\sim 10^{28}$ эрг, даже если они были единичными. Но к аналогичному охлаждающему эффекту приводили и серии синхронных менее мощных “наведенных” извержений, спровоцированных планетарными изменениями нагрузок на материковые и океанические плиты в результате возникновения и исчезновения ледниковых покровов и ассоциирующимися с ними эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Поскольку этапы “наведенного” вулканизма становились все более частыми, то через некоторое время климатоформирующие извержения прекращались, так как интервалы между этапами были недостаточно длительными для их подготовки. Одновременно массовый вынос с глубины магматического вещества способствовал ослаблению общего тангенциального сжатия литосферы, ее глобальному растрескиванию и усилению дегазации. Одним из последствий этого было повышенное повсеместное поступление в атмосферу углекислого газа. В итоге прекращение климатоформирующих извержений и рост концентрации CO₂ приводили к деградации оледенения и восстановлению доледниковых климатических условий.

Не исключено, что стечение подобных обстоятельств стало и причиной исчезновения последнего покровного оледенения в Северном полушарии и резкого сокращения масштабов горно-долинного оледенения в конце верхнего плейстоцена – голоцене.

Однако было бы неправильным считать интенсивную эксплозивную деятельность универсальной причиной появления ледниковых эпох. Дело в том, что вулканизм – лишь один из многочисленных факторов, могущих влиять на атмосферу Земли, а соответственно и на ее климат. Хорошо известно, например, что в меловую эпоху на земной поверхности не существовало сколько-нибудь значительных по размерам ледников, хотя в это время и были сформированы колоссальные по объему слагающих их пород туфоигнимбритовые покровы Охотско-Чукотского пояса [Белый, 1977; и др.] и восточного обрамления Тихого океана.

Большинство исследователей [Рухин, 1959; Флинт, 1963; Марков и др., 1965; и др.] указывают, что для возникновения и существования ледников необходим комплекс специфических условий. Поскольку в кайнозойе наиболь-

шего развития оледенение достигало в плейстоцене, естественно предположить, что оптимальные условия для появления ледников имели место именно в это время.

По сравнению с другими кайнозойскими этапами геологической истории Земли плейстоцен характеризуется: а) наибольшими площадями и наибольшей высотой суши, б) нахождением обширных участков возвышенной суши в высоких широтах, в) максимальной абсолютной высотой горных хребтов. Только за счет этого средняя температура земной поверхности могла понизиться более чем на $5-6^{\circ}\text{C}$. Так, Р. Флинт [1963] доказывает, что вследствие увеличения площади и высоты суши средняя температура земной поверхности в целом понизилась примерно на 1° , в том числе суши — на 3° . По вычислениям К. Брукса [1952], неогеновое поднятие привело к росту облачности на 2%, что повлекло за собой уменьшение средней температуры на $0,6^{\circ}$. Усиление испарения в связи с поднятием способствовало понижению средней температуры еще на $2,2^{\circ}$. Общее похолодание земной поверхности привело к снижению снеговой линии и появлению ледников. Последние, по данным К. Брукса [1952], могли дополнительно уменьшить среднюю температуру на $1,7^{\circ}$.

Таким образом, уже в конце неогена существовали весьма благоприятные предпосылки для возникновения и существования ледников. Этапы усиленной эксплозивной вулканической деятельности и вызванные ими кратковременные понижения температуры были лишь дополнительными импульсами, которые приводили к резкому росту общего масштаба оледенения и появлению ледниковых покровов в умеренных широтах. Наоборот, ослабление эксплозий способствовало восстановлению прежних условий, в результате чего ледники снова сокращались. Подобная связь между этапами усиленной эксплозивной деятельности и оледенения вполне вероятно, если рассматривать комплекс земная поверхность—атмосфера как систему автоматического регулирования, по С.Я. Сергину и В.Я. Сергину [1966].

Сделанный вывод хорошо подтверждается еще и тем, что абсолютный возраст эксплозивных пиков, а также оледенений и крупнейших стадий (фаз) наступления ледников очень близок. Обращает внимание и тот факт, что наиболее четко эта синхронность прослеживается в среднем и верхнем плейстоцене. Три этапа усиленной эксплозивной деятельности соответствуют среднеплейстоценовому и двум стадиям (фазам) верхнеплейстоценового оледенений — крупнейшим в плейстоцене.

Следует отметить, что вывод о взаимосвязи крупнейших вспышек эксплозивной вулканической деятельности в плейстоценовых оледенениях носит еще предварительный характер и нуждается в подкреплении дополнительным фактическим материалом.

ОБЩИЙ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ АНТРОПОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В антропогене, как и в современную эпоху, вулканизм постоянно был одним из важных глобальных рельефообразующих факторов. Но его роль в рельефообразовании была гораздо значительнее и разнообразнее, чем современной вулканической деятельности. Причем в качественном и количественном отношении эта роль неоднократно изменялась на разных этапах антропогена.

Важнейший итог антропогенового вулканизма — создание на суше и под водой многих десятков тысяч (это по крайней мере, а возможно, и больше) одноактных и многоактных вулканических построек. Именно они составляют сейчас подавляющую массу вулканических образований, выраженных в рельефе. В течение антропогена в наземных условиях возникли вновь или приобрели главные черты своего современного облика крупные вулканические узлы и вулканические районы, а также поднимающиеся со дна моря их аналоги — вулканойды.

В масштабе антропогена в отличие от непродолжительной современной эпохи отчетливо прослеживается воздействие вулканизма на относительно медленные региональные тектонические процессы молодых вулканических областей. Основная причина этого — вынос из глубины больших объемов магматического материала и его локальная концентрация на поверхности, нарушающая изостатическое равновесие блоков земной коры. Нагруженные блоки испытывали большеамплитудное (до 1,5–2 км) опускание, а сопредельные участки — поднятие. Кроме того, извержения, особенно катастрофические эксплозивные, нередко провоцировали сильные (до 9–12 баллов) местные землетрясения, сопровождавшиеся резкими деформациями земной поверхности, скальными сейсмодектоническими обвалами и оползнями.

На территории вулканических областей и в сопредельных участках антропогенный вулканизм оказал существенное влияние на ход осадконакопления, приводя к формированию мощных вулканогенно-осадочных толщ, и обусловил здесь специфическое протекание большинства экзогенных рельефообразующих процессов.

С пароксизмами кислого вулканизма были связаны заметные похолодания климата Земли, во время которых на материках в умеренных широтах появились гигантские ледниковые покровы, а существовавшие ранее ледниковые щиты Арктики и Антарктики резко увеличивались в размерах. Наблюдалась четкая связь между пароксизмами вулканической деятельности, узловыми точками изменения климата, максимумами и минимумами оледенения, пиками трансгрессий и регрессий, позволяющая объединить их в глобальную систему автоматического регулирования. Поэтому вулканизм косвенно влиял в масштабе земного шара на такие ведущие экзогенные рельефообразующие процессы, как флювиальная, ледниковая, морская, эоловая деятельность, а также склоновые процессы.

Не менее 80–90% всех антропогенных вулканических форм рельефа сосредоточено на ограниченных по площади участках — в вулканических районах и областях. Последние иерархически представляют собой единицы более высокого ранга и включают несколько пространственно сближенных между собой и генетически родственных вулканических районов. Поэтому в общем рельефообразующая роль антропогенного вулканизма имела региональный характер с максимальным геолого-геоморфологическим эффектом в молодых вулканических районах и областях. Практически во всех них господствует горный рельеф. Однако в отличие от обычных горных стран большие высоты здесь связаны в основном с вулканической аккумуляцией и в меньшей степени с тектоническим поднятием территории.

Геоморфологический анализ Курило-Камчатского звена Тихоокеанского подвижного пояса позволил выявить ряд общих закономерностей строения и развития рельефа его вулканических районов в антропогене, справедливых в целом не только для остальных звеньев этого пояса, но и многих других наземных вулканических областей.

1) Современный рельеф вулканических районов — это результат направленного необратимого процесса, являющегося итогом взаимодействия эндогенных (вулканизм, новейшая тектоника, вулканотектоника, сейсмодектоника) и разнообразных экзогенных факторов (главным образом флювиальная и ледниковая деятельность, морская абразия и аккумуляция) при ведущей роли вулканизма. Характерна значительная интенсивность большинства рельефообразующих процессов.

Особенно высока скорость роста и разрушения вулканических образований. Время активного роста одноактных построек — от нескольких секунд до 50–100 лет. За такой короткий период ни один экзогенный агент не может сколько-нибудь заметно повлиять на растущие формы. Поэтому разрушение последних начинается практически уже после их создания. Время образования многоактных сооружений измеряется, как правило, тысячами и десятками тысяч лет, не превышая, по-видимому, 100–200 тыс. лет. Вследствие этого они начинают изменяться экзогенными процессами еще непосредственно в ходе форми-

рования, а стадии роста и разрушения у них не разграничиваются столь четко, как у одноактных построек.

Вулканизм и экзогенные денудационные агенты – антагонисты и их относительная роль в ходе формирования построек меняется во времени. В период высокой активности вулканизма деятельность денудационных факторов компенсируется и перекомпенсируется аккумуляцией вулканических продуктов, хотя интенсивность денудации в абсолютных величинах может быть при этом весьма значительной. Интенсификация разрушения всех вулканических форм происходит с момента прекращения или значительного уменьшения продуктивности извержений, когда баланс выносимого наверх и удаляемого экзогенными агентами вещества становится отрицательным.

Тип вулканической формы рельефа, ее параметры и особенности строения – это своего рода внутренние факторы, от которых зависит темп разрушения построек. Доминирующее влияние на качественный состав и интенсивность рельефообразующих процессов оказывают высота последних и крутизна ограничивающих поверхностей, в меньшей степени – линейные размеры. Особенности строения могут изменять скорость преобразования форм в десятки раз, и связано это прежде всего с тем, что различные типы вулканических сооружений построены весьма неодинаковыми по стойкости к размыву породами (от плотных лав до рыхлой пирокластики). Большое значение имеет степень неоднородности сложения вулканических форм (чисто лавовые толщи, чередование лав и пирокластики и т.д.).

Наряду с внутренними очень большое влияние на темп разрушения оказывают и внешние факторы – интенсивность и знак новейших тектонических движений, характер подстилающей поверхности, масштаб и тип оледенения, особенности проявления флювиальных процессов, высота местного базиса эрозии и др. По отношению к разрушающимся постройкам внешним фактором выступает также вулканизм, связанный с деятельностью новых эруптивных центров.

Явное несоответствие между длительностью (максимум до 100–200 тыс. лет) формирования вулканических построек и временем жизни (обычно миллионы лет) вулканических районов, неодновременность возникновения этих построек и разный темп их разрушения, множественность синхронно действующих рельефообразующих факторов – вот основные причины сосуществования в каждом из районов всех главных комплексов и типов рельефа: вулканического (экзогенно-аккумулятивного), денудационно-вулканического, вулканогенно-денудационно-тектонического, денудационно-тектонического и экзогенно-аккумулятивного. Роль каждого комплекса определяется геодинамической обстановкой, физико-географическими условиями и стадией зрелости вулканических районов.

Кратковременность существования большинства одноактных и многоактных построек по сравнению с общей историей вулканических районов и разница в десятки и сотни раз скорости их разрушения привели к тому, что число выраженных в рельефе вулканических образований всегда намного меньше первоначального количества созданных здесь форм, а качественный состав значительно обеднен за счет селективного уничтожения наименее стойких к размыву построек. Наоборот, в отличие от современной эпохи для любого более древнего этапа антропогена относительный процент наиболее стойких к денудации сооружений выше, чем он был на самом деле. Это всегда следует иметь в виду при палеовулканических реконструкциях.

2) Возраст рельефа в районах антропогеновый. Причем формирование главнейших особенностей современного рельефа произошло во второй половине антропогена на протяжении последних 200–300 тыс. лет. Более древние, чем антропогеновые, вулканические и невулканические образования в рельефе обычно не выражены. Все активные вулканы начали свою деятельность не ранее 50–60 тыс. лет назад, т.е. имеют верхнеплейстоцен–голоценовый возраст.

3) Приуроченность районов к участкам относительных тектонических опусканий, происходивших синхронно с формированием рельефа, обусловила аккумуля-

мулятивное направление рельефообразующих процессов и преобладание эндогенно-аккумулятивного и экзогенно-аккумулятивного рельефа. Отмечается двухъярусное строение рельефа. Нижний ярус включает находящиеся на различных высотах равнины вулканического и невулканического происхождения, верхний - одновозрастные им разнообразные по высоте, размерам и морфологии положительные вулканические формы рельефа и очень редко поднятые тектоническими движениями блоки-горсты доантропогенного фундамента.

4) Заметными отличиями в строении рельефа обладают вулканические районы Камчатки (модифицированная островная дуга) и Курил (нормальная островная дуга). В первом случае рельеф практически полностью формировался в наземных условиях, во втором - частично и прибрежно-морских (на шельфе и островном склоне). На Камчатке фундамент районов образован мозаикой блоков, сложенных различными по возрасту (N_2-K_2) толщами пород, на Курилах их фундаментом служат доантропогенные части формирующихся с начала миоцена вулканов.

5) Антропогенная вулканическая деятельность и созданные ею формы рельефа были весьма благоприятны для появления и развития ледников. Это прежде всего объясняется тем, что вулканы обладали максимальными для этих территорий абсолютными высотами и имели удобные места для накопления снега и льда: кратеры, кальдеры, арии, кроме того, поднятые выше снеговой границы обширные вулканические плато стали центрами покровного и полупокровного оледенения, а кальдеры, связанные с массовым выбросом пирокластики, были крупными ледоемами, питавшими самые протяженные долинные ледники. Наконец, значительному масштабу оледенений способствовал более холодный и влажный микроклимат в окрестностях действующих вулканов и мощные чехлы выпадавшей здесь пористой тефры.

Ледниковым отложениям вулканических районов свойственно преобладание озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений, резкие фациальные переходы, значительная мощность, обилие пирокластики и малая глинистость.

6) Гидросеть вулканических районов имеет молодой среднелейстоценовый - голоценовый возраст. Типичная ее черта - частая перестройка, связанная с вулканической и ледниковой деятельностью. На участках распространения позднеплейстоцен-голоценовых существенно пирокластических стратовулканов специфика эрозионно-аккумулятивной флювиальной деятельности связана с работой "сухих рек", образовавших у подножья вулканов обширные вулканогенно-пролювиальные, пролювиальные и флювиогляциальные равнины. Обращает на себя внимание чрезвычайно высокая скорость аккумуляции и обусловленная этим большая быстрота формирования равнин "сухих рек".

7) История формирования рельефа вулканических областей в целом отражает эволюцию их вулканизма. В каждый из моментов истории геологического развития районов вулканические проявления и созданные ими формы рельефа весьма разнообразны. Однако любой достаточно длительный отрезок времени отличается максимальным развитием специфических для него типов вулканических сооружений. Выделяются два четких этапа формирования рельефа. Для более древнего (конец $N_2^3-Q_1^1$) характерны нисходящие тектонические движения, преобладание эффузивного вулканизма, незначительная роль ледников в формировании рельефа. Для второго ($Q_2^2-Q_4$) - большая интенсивность резко дифференцированных тектонических движений с доминирующей тенденцией к поднятию, исключительно разнообразная вулканическая деятельность, в том числе мощный эксплозивный вулканизм, огромная роль оледенения как рельефообразующего фактора.

С небольшими вариациями оба этапа хорошо прослеживаются в вулканических областях всего северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.

Аналогичным образом и в целом по земному шару абсолютная и относительная роль вулканической деятельности в рельефообразовании на протяжении антропогена испытала заметные и неоднократные колебания. Прежде всего это объясняется пульсационным режимом самой вулканической активности, с

которым связаны резкие изменения во времени основных компонентов последней: чередование коротких, но мощных пароксизмов вулканической деятельности с более продолжительными и спокойными межпароксизмальными периодами, увеличение и уменьшение суммарной продуктивности извержений, их максимальной энергии, смена преимущественно эффузивного вулканизма эксплозивным и, наоборот, эксплозивного эффузивным, т.е. по существу всех компонентов, определяющих в конечном итоге значение вулканизма как рельефообразующего фактора. Причем пульсации в равной степени свойственны и эксплозивному и эффузивному вулканизму [Мелекесцев, 1967; Эрлих, Мелекесцев, 1973 а, б, 1974].

Для антропогенной эпохи отмечаются пульсации (ритмы) различных порядков - в сотни и тысячи лет, десятки и сотни тысяч лет. Устанавливается синхронность крупнейших вспышек вулканической активности и периодов ее значительного ослабления по крайней мере в провинциальном (Тихоокеанское кольцо) или даже глобальном масштабах. Таковы, например, два повсеместно выраженных этапа базальтового вулканизма (800-600 и 60-0 тыс. лет назад) и глобальный пароксизм кислого вулканизма в интервале 300-250 тыс. лет назад. Хорошо прослеживаются во всех наземных вулканических областях и периоды усиления "наведенной" вулканической деятельности, одновременные с кульминациями ледниковых эпох и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. В течение таких пароксизмов и периодов усиления вулканической активности возрастала в несколько раз (может быть даже на порядок) по сравнению с разделяющими "спокойными" интервалами скорость выноса глубинного вещества, энергия и число извержений, общая масса вулканических продуктов. А следовательно, возникало большее количество вулканических форм рельефа, убыстрялся их рост и увеличивалось прямое воздействие вулканизма на процесс преобразования земной поверхности.

Особое значение в этом плане занимает вулканическая деятельность голоцена и его конца - исторической эпохи. Ее отличительные черты: высокая интенсивность поступления магматического вещества с глубины (за последние несколько сот лет порядка $7-10 \text{ км}^3/\text{год}$); очень большое количество извержений, особенно слабых и средних по силе; сравнительно низкая максимальная суммарная энергия единичных извержений (до $10^{26}-10^{27}$ эрг); отсутствие типичных спекшихся туфов - игнимбритов. Акселерация выноса магматического вещества, сочетающаяся с остальными перечисленными параметрами голоценовой вулканической деятельности, скорее всего, тоже указывает на своеобразный максимум вулканической активности, который связан с повышенной проницаемостью в это время земной коры, ослабленной участвовавшими во второй половине антропогена многочисленными "внеплановыми" вспышками "наведенного" вулканизма.

Многократные изменения на протяжении антропогена характеристик вулканической деятельности, происходившей в самых различных геотектонических обстановках и физико-географических условиях, - причина огромного разнообразия созданных за этот отрезок времени вулканических форм рельефа. Практически нет ни одной формы кайнозойского возраста, которая не была бы представлена в антропогене. Однако есть общая черта антропогенного вулканизма, заметно отличающая его от более ранних (N_1-N_2) этапов. Это резко повышенная эксплозивная деятельность вулканизма антропогена в целом, которая фиксируется по отчетливому увеличению числа прослоев тефры в донных морских осадках.

Аналогичная тенденция прослеживается и для отдельных периодов антропогена. Наряду с качественным многообразием в любой отрезок времени продолжительностью более 10^3-10^4 лет возникших вулканических форм среди них всегда обнаруживаются доминирующие образования, определяющие специфику вулканической деятельности того или иного этапа в глобальном масштабе. Так, в интервале 0,8-0,6 млн. лет назад во многих вулканических областях наблюдался максимум эффузивной деятельности, который материализовался в обширных лавовых плато этого возраста. К началу среднего плей-

стоцена были приурочены самые мощные во второй половине антропогена извержения пирокластики, ассоциировавшиеся с образованием самых крупных по размерам вулканотектонических депрессий и кальдер. Конец верхнего плейстоцена—голоцен — время господства огромных существенно пирокластических стратовулканов и т.д.

Преобладание в каждый из моментов истории геологического развития различных регионов, сходных по генезису и морфологии вулканических форм рельефа, несомненно свидетельствует о наличии на глубине каких-то единых условий магмообразования, реализующихся на поверхности в виде однотипных вулканических проявлений. Поэтому доминирующие вулканические формы рельефа возможно в первом приближении рассматривать в качестве индикаторов глубинных процессов определенных стадий эволюции Земли.

К подобному же заключению приводит и тесная связь в антропогене главных этапов вулканизма и тектонических преобразований вулканических областей. Это особенно хорошо прослеживается на примере западной части Тихоокеанского кольца [Эрлих, Мелекеснев, 1973 а, б]. Мощные базальтовые излияния на границе верхнего плиоцена—нижнего плейстоцена, последовавшие за эпохой структурных преобразований в плиоцене, повсеместно происходили в условиях значительного растяжения земной коры на фоне нисходящих тектонических движений. Наоборот, начало эксплозивного вулканизма второй половины плейстоцена четко совпадает с резким и повсеместным усилением подъема территории вулканических областей. Именно в результате интенсивного воздымания и мощного вулканизма среднего плейстоцена—голоцена Камчатка, Курилы, Япония, Индонезия, Новая Зеландия и другие области молодого вулканизма приобрели облик горных стран.

Очень велика была рельефообразующая роль антропогенового вулканизма в развитии морфоструктур крупнейших вулканических областей: островных дуг и родственных им тектонических систем западной окраины Тихого океана, а также орогенного пояса его восточного обрамления, отдельных участков Альпийского орогенного пояса, рифтовых систем Африки и Аравии, Исландии, некоторых океанических хребтов и др. Во всех перечисленных регионах вулканизм в процессе формирования морфоструктур ничуть не уступал (а временами превосходил) новейшим тектоническим движениям.

Но в таких областях, где интенсивная вулканическая деятельность закончилась в основном задолго до начала антропогена, ее роль в преобразовании морфоструктур была небольшой. Это касается, в частности, Байкальской рифтовой зоны, Кореи, Монголии, Тибета и особенно Северо-Востока СССР. На обширной территории последнего, по данным Е.К. Устиева и К.Н. Рудича [1966], общая площадь антропогеновых вулканических образований составляет всего 500 км², а их суммарный объем не превышает 15 км³. Несколько выше роль вулканизма в формировании рельефа дна некоторых впадин (Тункинской и др.) Байкальской рифтовой зоны. Но в целом она и здесь небольшая, как, впрочем, и в других названных районах.

Проведенный приблизительный анализ соотношения площадей распространения современных и антропогеновых эруптивных центров в главных вулканических областях земного шара показал, что последние обычно в 3—4 раза больше. Однако это связано не с уменьшением в настоящее время вулканической активности, а с миграцией эруптивных центров в пределах вулканических областей.

По сугубо ориентировочным оценкам (так как для многих вулканических областей точных цифр объемов пород еще нет) общее количество изверженных на суше твердых продуктов равно примерно 0,25 млн. км³. С учетом существующих в современную эпоху пропорций наземных и подводных извержений суммарный объем антропогеновых вулканитов возможно грубо определить в 1,5—2,5 млн. км³. Опираясь на последнюю цифру, можно подсчитать, что средняя продуктивность вулканизма за антропоген была примерно на порядок ниже современной. Из этого следует, что современная интенсивность выноса вещества, по-видимому, не типична для всего антропогена, а скорее соответствует таковой его пароксизмальных периодов вулканической деятельности.

Как и в настоящее время, формирование рельефа молодых вулканических областей в антропогене протекало в результате активного взаимодействия вулканизма, тектоники и экзогенных рельефообразующих факторов. Закономерности такого взаимодействия для отдельных крупных вулканических узлов, вулканических районов и областей детально рассмотрены в предыдущих работах, а также в специальных работах [Мелекесцев и др., 1970; Камчатка..., 1974; и др.], в связи с чем нет необходимости останавливаться на подобных вопросах еще раз. Важно только отметить, что выявленные в современную эпоху закономерности полностью подтвердились и для антропогена в целом.

Однако некоторые аспекты подобного взаимодействия проявились еще ярче. Объясняется это главным образом тем, что в антропогене вулканическая деятельность, климатические колебания, оледенения и эвстатические колебания уровня Мирового океана были объединены в систему автоматического регулирования, каждый компонент которой активно влиял на все другие. Так, катастрофические климатоформирующие эксплозивные извержения вызывали заметные похолодания климата, приводившие к экспансии ледников. В свою очередь появление ледниковых покровов стало причиной общей регрессии морей. А связанное с этим перераспределение нагрузок на материки и морские акватории стимулировало вулканическую деятельность "наведенного" типа. Если в период "наведенного" вулканизма вновь имели место климатоформирующие извержения, то картина повторялась.

Естественно, что существование подобной четырехкомпонентной системы оказывало существенное влияние и на все прочие рельефообразующие процессы. В современную же эпоху такая четырехкомпонентная система автоматического регулирования превратилась в трехкомпонентную, так как прекратились климатоформирующие эксплозивные извержения. А действие других компонентов относительно стабилизировалось: во второй половине голоцена не было столь резких колебаний климата, как в конце верхнего плейстоцена, уменьшились таяние ледников и связанная с этим скорость подъема уровня моря. И как следствие — связь между вулканизмом, изменениями климата, оледенениями и колебаниями уровня моря стала не столь явной, а косвенное влияние вулканической деятельности на рельефообразование в современную эпоху резко уменьшилось по сравнению с более ранними этапами антропогена.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНЕЙ И ДРЕВНЕЙШЕЙ ЭПОХ

С позиций вулканического рельефообразования под древней эпохой понимается доантропогенный отрезок времени, на протяжении которого формы рельефа создавались вулканической деятельностью, качественно не отличавшейся от современной или антропогенной; однако вулканические постройки того времени оказались разрушенными денудационными процессами и к настоящему времени в рельефе практически не выражены. К древнейшей эпохе отнесен наиболее ранний период истории геологического развития Земли, когда в условиях маломощной и хорошо проницаемой коры происходило предполагаемое образование преимущественно "экзотических" вулканических форм рельефа, позднее уже не возникавших.

На территории длительно существующих вулканических областей в рельефе всегда выражены следы самых поздних вулканических проявлений, а более древние зафиксированы в отложениях. Поэтому с точки зрения изучения геоморфологии этих областей историю их геологического развития можно разбить на два неравных по длительности этапа — геоморфологический и догеоморфологический (палеогеоморфологический). Более молодой и короткий геоморфологический этап отличается существованием выраженных в рельефе разновозрастных вулканических сооружений и вулканогенных толщ, а древний догеоморфологический — лишь распространением различных фаций отложений, так или иначе связанных с разрушением и (или) захоронением фрагментов вулканических построек. Поскольку продолжительность жизни вулканических сооружений зависит не только от их размеров и типа, а в значительной мере обусловлена еще тектонической обстановкой и физико-географическими условиями, то граница между молодым (геоморфологическим) и древним (догеоморфологическим) этапами имеет скользящий характер. Ее хронологическое положение заметно разнится в конкретных вулканических областях.

На Камчатке, Курильских островах и других островных дугах западной части Тихоокеанского кольца эту границу, вероятно, можно провести в середине плиоцена (3–4 млн. лет назад) или несколько позже, в связи с тем что более древние наземные вулканические образования, кроме гигантских кальдер и вулканотектонических депрессий, настолько сильно разрушены, что в рельефе, за редким исключением, не выражены. Судя по имеющимся датировкам, аналогичное стратиграфическое положение верхней границы древнего этапа типично и для областей орогенного вулканизма восточного обрамления Тихоокеанского кольца. Основываясь на работе Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973], подобный же вывод можно сделать и применительно к Альпийскому поясу Евразии. В рифтовых зонах суши и на платформах описаны многочисленные остатки выраженных в рельефе крупных вулканических построек среднего и раннего миоцена [Логачев, 1974; Милановский, 1974; и др.]. Объем сохранившихся фрагментов вулканических построек этого возраста колеблется от 3–5% до нескольких десятков процентов их первоначального объема. Таким образом, границу между молодым и древним этапами здесь следует, по видимому, проводить в интервале 15–20 млн. лет назад. На дне же океана известны изначально существующие вулканические сооружения, имеющие возраст до 100 млн. лет, поэтому здесь граница в принципе должна падать на середину мела.

Нижняя возрастная граница древней эпохи условно проводится около 2 млрд. лет назад (примерно по границе раннего и позднего докембрия) на основании того, что вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, а следовательно, и

слагавшиеся ими вулканические формы рельефа не имели первоначально кардинальных качественных отличий от таковых мезо-кайнозойского этапа — наиболее молодого этапа древней эпохи.

На позднем этапе предшествующей эпохи наряду с вулканогенными образованиями, характерными для более молодого времени, по-видимому, существовали и "экзотические" формы, которые позже не создавались. Об этом свидетельствуют формы типа Великой родезийской дайки, длиной ~500 км и мощностью 3–11 км, имеющей возраст 2150 млн. лет [Бишоп, ван Иден, 1973], а также недавно открытые Д. Клоостерманом в Южной Америке три гигантские кольцевые структуры типа крупных лунных кратеров или таласоидов. Их диаметр равен 300–350, 600 и 500–900 км, а возраст древнее 1800–1900 млн. лет. Вполне вероятно, что период сосуществования "современных" и "экзотических" вулканических образований продолжался по крайней мере до конца архея (2600±100 млн. лет), поскольку уже в раннем протерозое многими исследователями прослеживаются характерные черты тектоно-магматического цикла, установленные для палеозойских складчатых областей. Что касается наиболее раннего (нуклеарного, по Е.В. Павловскому [1962]) этапа древнейшей эпохи продолжительностью около 2 млрд. лет, то он по специфике вулканизма и ассоциирующихся с ним вулканических форм рельефа, скорее всего, в корне отличался от всех последующих эпох.

Морфология конкретных вулканических форм рельефа и общие черты геоморфологии областей древнего вулканизма восстанавливаются на основе палеовулканологических реконструкций, опирающихся на геологические, геофизические и геохимические исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Однако, по мнению И.В. Лучицкого [1971], разработавшего главные теоретические предпосылки палеовулканологических реконструкций, в настоящее время основное значение имеют геологические методы: детальное геологическое картирование, сопровождаемое изучением вещественного состава и возраста пород, геологических структур, к которым приурочены вулканы; фациальный и формационный анализ толщ древних вулканических областей. Тесная связь вулканических форм рельефа с их корнями открывает большие перспективы для применения в палеовулканологических реконструкциях данных космической фото- и телефизической съемки, позволяющих изучить закономерности строения этих корней сразу на больших площадях при разной величине общего денудационного среза. Картина наземного вулканического рельефообразования за последние 100 млн. лет, восстановленная за счет палеовулканологических реконструкций, может быть существенно дополнена материалами геоморфологического, геологического и геофизического изучения выраженных в рельефе подводных вулканических образований на основании огромного объема океанологических исследований и бурения морского дна.

Использование космических снимков вулканических областей и анализ распределения на дне океанов подводных вулканов помогли автору разработать в 1975–1976 гг. в качественном виде вихревую вулканическую гипотезу (см. ниже), объясняющую ряд важных особенностей вулканического рельефообразования древней и древнейшей эпох.

Благодаря широкому развитию космических исследований для реконструкции вулканических образований древнейшей эпохи возможно, вероятно, применить некоторые результаты изучения вулканического рельефа Луны, Меркурия, Марса, на которых прекрасно выражены формы, имеющие возраст более 3 млрд. лет. Предпосылками для этого служат одновременность возникновения всех планет, включая Землю, и достаточно близкий облик сохранившихся древних вулканических форм рельефа на Луне, Меркурии и Марсе, где условия для их консервации были благоприятнее земных. Естественно, что должны быть сделаны поправки на земные условия: массу Земли и энергетику вулканических процессов, наличие атмосферы и т.д.

ВОЗМОЖНОСТИ И ГРАНИЦЫ ПРИМЕНЕНИЯ АКТУАЛИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ДРЕВНЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Принято считать, что в основу палеовулканологических реконструкций отдельных вулканических форм и геоморфологии областей древнего вулканизма несомненно должен быть положен актуалистический подход — принцип актуализма, опирающийся на закономерности, полученные при изучении современного вулканического процесса в разных тектонических и физико-географических обстановках, динамики вулканических образований и рельефа областей молодого вулканизма всего земного шара, а также особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ. Однако сейчас стало ясно, что в ряде случаев необходимы его серьезные коррективы в связи с эволюцией геологических процессов в истории Земли, как это показал А.Л. Яншин [1974] в своем докладе на Палеовулканологическом совещании в 1973 г.

Дело в том, что в древности, особенно на самых ранних этапах эволюции Земли, имели место во многом отличные от современных условия протекания глубинных и поверхностных процессов, обусловленные иной мощностью и степенью развития литосферы, отсутствием Мирового океана, который, по современным представлениям, возник 3–3,5 млрд. лет назад, т.е. на 1–1,5 млрд. лет позже образования планеты; другим газовым составом и температурой атмосферы [Павловский, 1962; Рингвуд, 1972; Виноградов, 1975; Мухин, 1978; и др.]. Естественно, все это не могло не сказаться и на бывшем в то время вулканизме и ходе вулканического рельефообразования.

Поэтому при реконструкции вулканических проявлений ранних этапов геологической истории Земли актуалистический подход должен всегда сочетаться с результатами космической съемки и радиолокационных исследований Луны, Марса, Меркурия, Венеры, где имеются сохранившиеся вулканические формы рельефа с возрастом от сотен миллионов до 3–4 млрд. лет. С поправкой на земные условия полученные данные могут быть использованы и при изучении докембрийского вулканизма и ассоциировавшихся с ним вулканических форм рельефа.

Кроме того, для целей палеовулканологии и палеогеоморфологии принцип актуализма необходимо комплексировать с результатами анализа вулканического рельефообразования антропогенной эпохи.

Применение принципа актуализма в подобном расширенном объеме позволяет пересмотреть некоторые традиционные представления о характере вулканического рельефообразования в древние эпохи. В особенности это касается оценки геолого-геоморфологического эффекта вулканизма и, в частности, значительного преуменьшения рельефообразующей роли вулканической деятельности в орогенных обстановках древних эпох. Практически всегда о площадях распространения вулканического рельефа судят по сохранившимся участкам развития вулканогенных пород, что в корне неверно, так как площадь современного развития вулканогенных пород орогенных поясов древних эпох всегда во много раз меньше общей площади вулканических областей того времени. Это связано с тем, что условия накопления вулканогенных толщ в период проявления вулканизма и их консервации после его прекращения весьма различны для отдельных участков вулканических областей. В пароксизмальную стадию эруптивные центры обычно распространены по всей площади вулканических областей. Последние при этом испытывают опускание разной амплитуды. В дальнейшем площади активного вулканизма с тенденцией к опусканию все более и более локализируются. Участки, где вулканическая деятельность прекратилась или сильно ослабла, начинают подниматься и интенсивно разрушаться. Это хорошо видно на примере Курило-Камчатской зоны [Камчатка ..., 1974]. Интенсивной повсеместной денудации благоприятствует и пульсационный характер вулканической деятельности: 70–80% общего объема изверженных пород приходится на относительно короткие по продолжительности пароксизмальные периоды, занимающие не более 10–15% от общего времени форми-

рования вулканических областей. В остальное время преобладает интенсивная денудация и значительная часть изверженного материала (возможно, $1/3-2/3$ общего объема) успевает выноситься за пределы вулканических областей.

В связи с тем, что средняя мощность вулканогенных толщ на большей части территории вулканических областей не превышает 300–400 м, даже короткое по длительности воздымание (на Камчатке и Курилах амплитуда тектонического поднятия за последние 300 тыс. лет колеблется от 400 до 1500 м) и последующая денудация могут привести к размыву вулканогенных образований на огромных площадях. От полного размыва сохраняются лишь вулканогенные толщи, приуроченные к наиболее прогнутым участкам вулканических районов и вулканотектоническим депрессиям, где первоначальная мощность отложений могла достигать 2–3 км или более. В сумме на их долю приходится не более 10–20% всей площади вулканических районов и 25–30% суммарного объема их пород. Поэтому на Камчатке, например, толщи крерукского и тумрокского комплексов верхнего плиоцена, накопившиеся за 2–3 млн. лет в ходе вулканической деятельности, равной или превышавшей по интенсивности четвертичную, имеют сейчас площади, меньшие, чем вулканы четвертичного возраста, отложенные за последние 0,7 млн. лет. Еще сильнее размыты вулканогенные образования раннего плиоцена и миоцена.

На сильный размыв вулканогенных толщ, а следовательно, и на очень крупное уменьшение по сравнению с истинными площадями вулканического рельефа соответствующих эпох, указывает их повсеместная приуроченность к отрицательным структурам. Так, В.В. Волков [1974], изучавший распространение продуктов палеозойского вулканизма Земли, делает вывод о пространственной связи вулканогенных толщ с трогами, прогибами и впадинами сравнительно небольших размеров.

В свете всего изложенного представляется возможным заключить, что при реконструкции площадей развития вулканического рельефа орогенных зон необходимо увеличивать площадь сохранившихся участков вулканогенных образований и комагматичных им малоглубинных интрузивных и субвулканических тел по крайней мере в 5–10 раз. В меньшей мере это касается вулканизма платформенных геотектонических обстановок с характерным для них эффузивным типом вулканизма, с которым связано возникновение обширных лавовых покровов и плато, сложенных стойкими к размыву породами. Такие покровы могут существовать в спокойной тектонической обстановке платформ весьма продолжительное время. Полному размыву подвергаются лишь формы, связанные с небольшими по масштабу вулканическими проявлениями. Однако при величине денудационного среза более 1 км, что характерно для древних платформ и щитов, не исключена вероятность полного уничтожения здесь и крупных лавовых покровов.

С позиций актуализма вполне возможно также изменить точку зрения и на ряд других вопросов: в частности, на генезис кальдер типа Гленко, время существования первично выраженных в рельефе вулканических форм, продолжительность процесса накопления мощных вулканогенных толщ.

Кальдеры типа Гленко начали выделяться после описания в начале XX в. девонской кальдеры Гленко в Шотландии. Предполагалось, что образование этого типа кальдер обусловлено обрушением крупного цилиндрического блока земной коры в расположенный ниже магматический резервуар. Опускание происходило прерывисто и сопровождалось выжиманием кислой магмы вдоль кольцевых трещин [Williams, 1941]. Лавы и пирокластические продукты, выполняющие полость кальдеры, были извержены после поднятия магмы на 1250 м над подошвой из архейских сланцев и кварцитов, когда блок диаметром 7,5 км обрушился в подстилающий магматический очаг. Как правило, большинство известных кальдер этого типа имеют весьма древний палеозойский или мезозойский возраст, в историческую или новейшую эпоху достоверных случаев их образования не отмечено. Имеющийся в настоящее время материал по кальдерам позволяет предполагать, что это просто древний, размытый, вариант кальдер обрушения типа Кракатау. Что касается отсутствия вокруг кальдеры

пирокластических покровов, то это легко объяснить обычным размывом. Мощности пирокластических покровов, ассоциирующихся с такими небольшими (до 15 км в поперечнике) по размеру кальдерами типа Кракатау, не превышает 100–300 м, а продолжительность их существования даже в самых благоприятных условиях измеряется всего сотнями тысяч лет.

В настоящее время при изучении районов районов мезозойского и палеозойского вулканизма описываются разнообразные по типу и морфологии вулканические образования, выраженные в рельефе. При этом нередко предполагается, что они существуют как формы рельефа с момента своего возникновения. Однако такая точка зрения не подтверждается с позиций актуализма, так как самые крупные из построек центрального типа в наземных условиях не могут существовать в виде вулканических форм рельефа более 15–20 млн. лет. Поэтому раннемиоценовые или более древние вулканические постройки центрального типа являются отпрепарированными в результате избирательной денудации из вулканогенных толщ, а не изначально выраженными в рельефе вулканическими формами. Подобная концепция легко объясняет и характерные морфологические особенности выраженных в рельефе отпрепарированных вулканических образований. Как правило, у крупных вулканов центрального типа и шлаковых конусов сохраняются лишь околожерловые части, у экструзивных куполов – фрагменты, сложенные наиболее стойкими к размыву породами. Кальдеры при небольшой величине денудационного среза представлены отрицательными формами, поскольку относительно рыхлые полифациальные верхние толщи, выполняющие полости кальдер, легче размываются, чем вмещающие породы фундамента. Наоборот, при значительном денудационном срезе, когда обнажаются стойкие к размыву породы нижних частей кальдер или кровля периферических очагов, то нередко происходит инверсия рельефа, приводящая к появлению на месте кальдер округлых возвышенностей (рис. 46).

При оценке продолжительности накопления вулканогенных толщ особенно большой (~1 км) мощности многие исследователи, интуитивно основываясь на представлениях о закономерностях аккумуляции нормальных осадочных отложений, нередко растягивают их формирование на весьма длительные интервалы времени – отделы и даже системы. Помимо значительной мощности, подтверждением вывода о продолжительности образования этих толщ считается наличие многочисленных перерывов и несогласий. На самом же деле, как показывает опыт изучения современных и антропогенных вулканических образований, ни мощность, ни четкие перерывы и угловые несогласия, которые обычно бывают локальными и внутриформационными, не могут служить надежными критериями для положительного решения этого вопроса. Весьма высокая интенсивность денудационных процессов в вулканических областях приводит к тому, что прекрасно выраженные в разрезах перерывы, маркированные пачками вулканогенно-осадочных отложений, возникают в течение 1–10 лет, т.е. между отдельными извержениями, не говоря уже о более длительных (тысячи–десятки тысяч лет) межпароксизмальных периодах различных ритмов вулканической деятельности. Многие наблюдающиеся в вулканогенных толщах угловые несогласия часто имеют не тектоническую, а первично-вулканическую природу, так как связаны, например, с одновременным существованием в непосредственной близости друг от друга двух и более сходных по возрасту вулканических построек.

Мощные (до 3–4 км) сложно построенные полифациальные толщи центральных прогнутых частей грабен-синклиналей, крупных вулкано-тектонических депрессий и кальдер, т.е. то, что обычно остается после среднемасштабной по глубине денудации вулканических областей, накапливаются не дольше $n \cdot 10^4 - 10^6$ лет или в более редких случаях – нескольких миллионов лет. Свидетельством этого служит определение времени накопления главной массы вулканитов Охотско-Чукотского пояса – 3–3,5 млн. лет [Белый, 1977], плато Колумбии – 1,5–3 млн. лет, плато Декана – 4–5 млн. лет [Pal, Bhisankaram, 1972] и других, несмотря на громадный объем изверженных пород.

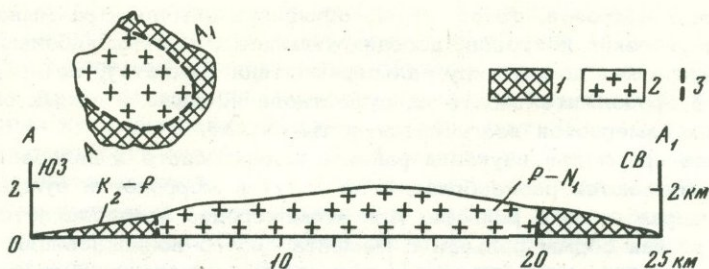


Рис. 46. Инверсия рельефа в районе древней кальдеры на о. Яку-Сима (Япония)

1 - палеоген-неогеновые граниты; 2 - мел-палеогеновые отложения; 3 - разломы

Учитывая все изложенное выше, следует, по-видимому, в большинстве случаев, если нет других критериев (уверенных абсолютных датировок верхних и нижних частей толщ и т.д.), ограничивать время формирования вулканогенных толщ и коррелятных этапов вулканического рельефообразования даже крупных регионов ярусами стратиграфической шкалы.

Основываясь на изучении последствий крупнейших исторических и антропогенных вулканических взрывов, возможно подойти к пересмотру генезиса части широко распространенных древних тиллитов.

В разнообразных по возрасту древних комплексах известны толщи грубообломочных отложений, распространенных на огромных площадях в Африке, Индии, Южной Америке, Австралии, Антарктиде и имеющих мощность до 800 м [Du Toit, 1939; Каэн, 1954; Cahen, Lепersonne, 1956; Фурмарье, 1971; Тарлинг Д., Тарлинг М., 1973; и др.]. Они названы тиллитами по аналогии с похожими на них по многим признакам четвертичными моренными отложениями. Это было вполне закономерно, поскольку в период открытия и первого исследования тиллитов единственными близкими к ним образованиями были грубообломочные фации четвертичных ледниковых отложений. Однако уже в то время подобная интерпретация генезиса тиллитов встречала известные затруднения. Практически невозможно было объяснить слишком большую мощность тиллитов, так как надо было допускать либо гигантскую толщину ледников (более 10 км), либо весьма значительное содержание обломочного материала в теле древних ледников, во много раз превышавшее таковое у четвертичных. При всех реконструкциях приходилось допускать одновременное существование огромных ледниковых щитов и в высоких, и в низких широтах. Непонятно было, как очень мощное пермо-карбоновое оледенение развивалось в целом в условиях достаточно теплого климата, на что указывает обилие органических остатков в подстилающих, разделяющих и перекрывающих горизонтах тиллитов. Наконец, невозможно было объяснить, почему между толщами тиллитов заключены горизонты достаточно глубоководных морских отложений.

Однако все эти противоречия можно устранить, если принять другой генезис тиллитов - взрывной. Дело в том, что по своему внешнему облику отложения мощных вулканических взрывов и моренные отложения практически неотличимы. Но они часто имеют намного большую мощность, чем морены: максимальная мощность взрывных отложений Авачинского вулкана например, равна 250-300 м. Площадь крупнейших массивов взрывных отложений достигала на Камчатке в четвертичное время 500-600 км², а в зоне африканских рифтов даже 750-800 км². В древние эпохи были возможны, вероятно, и еще более мощные вулканические взрывы близкие по энергии к тем, следы которых обнаружены сейчас на Луне в районе кратера Циолковского [Горшков и др., 1971], Моря Восточного и других местах. Взрывные отложения распространены здесь на расстоянии 150-1500 км от края кратеров. Их мощность у кратера Циолковского, диаметр которого равен примерно 170 км, достигает, по измерениям, следящим с "Аполлона-15", 500 м во фронтальной части. Энергия, выделившаяся

ся при образовании крупнейших лунных кратеров типа Клавия, по оценке П.Хедервари [Hedervári, 1968], равна $1,4 \cdot 10^{30}$ эрг. Для сравнения можно указать, что энергия двух последних наиболее мощных исторических извержений вулканов Кракатау и Катмаи примерно в 7000 раз меньше. В земных условиях (большая, чем на Луне, сила тяжести, наличие атмосферы) при таких взрывах взрывные отложения могут, по-видимому, распространяться на расстояния во многие десятки и сотни километров.

Особенность взрывных отложений — способность к движению уже после выпадения их на земную поверхность. Так, при взрывах вулканов Безымянного и Шивелуча, взрывные отложения перемещались на расстояние от нескольких сот метров до 1–2 км. При более крупных взрывах амплитуда горизонтального перемещения материала может быть еще значительнее. Этим легко, например, объяснить наличие штриховки на подстилающей поверхности, которая ранее связывалась всегда только с движением ледников. Она связана с абразивным выпаживающим действием крупных глыб и блоков, заключенных в основании толщ взрывных отложений.

Дополнительным доказательством в пользу взрывного происхождения тиллитов может служить также их ассоциация с разновозрастными вулканогенными толщами и в особенности с продуктами мощного эксплозивного вулканизма. Это хорошо, например, видно для так называемого пермо-карбонowego оледенения. Значительные проявления кислого вулканизма в верхнем карбоне-нижней перми известны и далеко за пределами распространения тиллитов этого возраста. Они отмечены в Италии [Беммелен, 1963], Скандинавии [Холтедаль, 1957; Oftedal, 1959; Офтедаль, 1963], в Казахстане [Абдурахманов, Лялин, 1969; Кепежинская, 1969; Фремд, 1963], Тянь-Шане, Японии и других местах. Связь тиллитов с мощными этапами эксплозивного вулканизма отмечена и для других более древних эпох [Фурмарье, 1971]. Еще одним признаком взрывного генезиса тиллитов является присутствие в них импактитных форм алмазов.

ВИХРЕВАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Изучение закономерностей пространственного размещения мезо-кайнозойских вулканических сооружений помогло выявить характерную спиральную ориентировку в расположении вулканов, вулканических островов, хребтов и поднятий, а также зон разрывных тектонических нарушений в пределах различных участков Северного и Южного полушарий Земли. В наибольшей степени этому способствовали появившиеся в последние десятилетия космические снимки земной поверхности и детальныe гипсометрические, геоморфологические и геологические карты океанов, в пределах которых общее количество сохранившихся вулканических форм в десятки и сотни раз больше, чем на суше. Причем намного больше и возрастной диапазон подводных вулканических построек, охватывающий минимум последние 100 млн. лет. Тогда как в наземных условиях возраст выраженных в рельефе вулканических образований обычно не превышает нескольких миллионов лет, достигая в самой благоприятной обстановке 15–20 млн. лет.

При этом оказалось, что часть спиралей закручена по часовой стрелке, а часть — против. Автором высказано предположение, что наблюдаемые на поверхности структуры отражают глубинные спиральные вихри циклонического и антициклонического типов (по аналогии с подобными образованиями в атмосфере), приуроченных к астеносфере Земли.

Разработанная на их основе вихревая вулканическая гипотеза позволила объяснить ряд особенностей вулканического рельефообразования разных этапов истории геологического развития Земли. В известной мере предполагаемая гипотеза продолжает развитие идей Ли Сы-Гуана [1958] о вихревых структурах Северо-Западного Китая.

Спиральные вихри как отражение на земной поверхности глубинной природы вулканизма

Изучение морфологии вихревых структур показало, что спиральные вихри твердой оболочки Земли, как и обычные циклоны и антициклоны, были, по-видимому, подвижными и субстационарными. Ярким примером активного в настоящее время подвижного вихря антициклонального типа может служить Гавайский, приуроченный к юго-восточной оконечности Гавайского вулканического хребта (рис. 47, А). Центральная часть вихря, вероятно, сейчас совпадает с местоположением гигантского (объем ~ 60 тыс. км³) вулканического сооружения острова-вулкана Гавайи. Средняя скорость поступления магматического материала за последние 20 лет оценивается в $0,11$ км³/год или в $0,28 \cdot 10^9$ т/год [Swanson, 1972]. Однако данные С. Тораринссона [1970] по Исландии указывают, что поверхности литосферы достигает не более 1/4 выплавленного базальта. Таким образом, количество базальтового вещества, выплавленного в зоне Гавайского вихря, составляет, вероятно, не менее $(1,1-1,2) \cdot 10^9$ т/год, а его средняя многолетняя тепловая мощность ~ 60 млн. кВт. Во время извержений суммарная мощность вулкана нередко превышала 1 млрд. кВт. С внешней стороны закрученная против часовой стрелки цепочка молодых вулканов островов Гавайи, Мауи и других окружена также ориентированным валом, а еще дальше — понижением. Судя по следам вихря на поверхности дна океана, его поперечник равен 800–1000 км.

Поступательное движение Гавайского вихря происходило с северо-запада на юго-восток. Пройденный путь трассируется вулканическими островами Гавайского хребта длиной около 2400 км, а породы наиболее древних островов на северо-запад имеют возраст 15–16 млн. лет [McDougall, 1964; McDougall, Swanson, 1972]. Таким образом, средняя скорость перемещения вихря за этот отрезок времени составляла 15 см/год. Но она была весьма непостоянной, о чем свидетельствует групповое распределение островов-вулканов, и могла достигать в некоторые интервалы времени намного большей величины. В настоящее время активный участок центральной части вихря испытывает опускание (на о. Гавайи — 4,8 мм/год, на о. Мауи — 1,7 мм/год). Граница активной зоны в настоящее время, по-видимому, проходит через о. Молокаи, который стабилен. Все остальные острова испытывают поднятие. Моделью Гавайского спирального вихря может служить прохождение воронкообразного вихря по поверхности воды.

Аналогичные вихри, вероятно, располагаются сейчас под вулкано-тектоническими депрессиями Тоба (на о. Суматра) и Таупо-Роторуа (Северный остров Новой Зеландии), где в четвертичное время отмечались самые крупные на земном шаре извержения кислого пирокластического материала, давшие в сумме более 2000 км³ в первом случае и ~ 8000 км³ — во втором.

Разница в составе изверженного материала в перечисленных вихревых структурах скорее всего объясняется неодинаковым строением литосферных плит под вихрями: в первом случае океаническая плита, в двух других — окраины материковых плит.

Следы других подвижных вихрей антициклонального типа видны в районе островов Фиджи (рис. 47, Б), южной части архипелага Соломоновых островов (Тихий океан), Южных Сандвичевых и Малых Антильских островов (Атлантический океан). Их поперечник колеблется от 600 до 3000 км.

Субстационарные "антициклональные" вихри располагаются в районе Бермудского вулканогенного поднятия, Азорских островов и островов Зеленого Мыса (Атлантический океан), моря Банда, южных частях Охотского и Берингова морей (Тихий океан), на Камчатке (?) и во многих других местах.

По своей сути и механизму образования рассмотренные спиральные вихри антициклонального типа — астеносферные "мальстремы", гигантские воронки, пронизывающие верхние оболочки земного шара, по которым засасываются внутрь фрагменты литосферы.

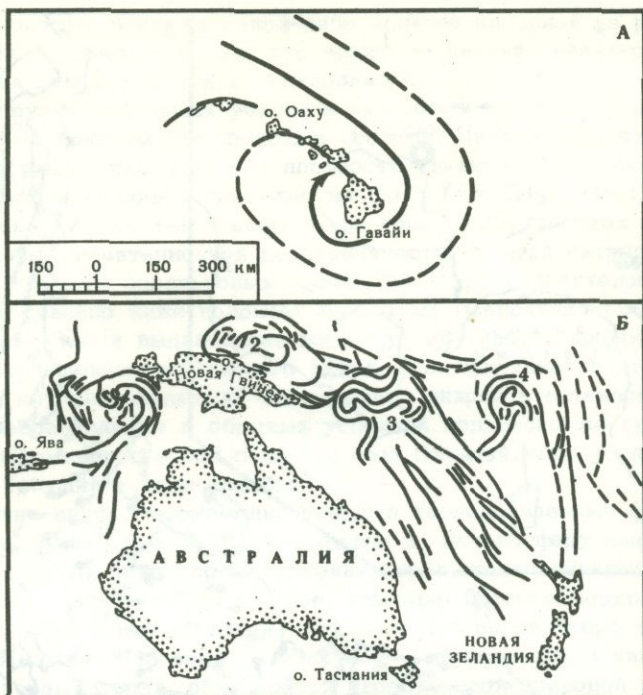


Рис. 47. Примеры региональных "антициклональных" вихрей
 А - схема активной части Гавайского вихря. Р - ось рва, В - ось валообразного поднятия. Б - схема вихрей по северному периметру Австралии: 1 - Восточно-Индонезийский, 2 - Ново-Гвинейский, 3 - Соломоновых островов, 4 - островов Фиджи

Для фанерозойского отрезка истории развития Земли, по мнению автора, возможно предполагать три главные причины, приводящие к возникновению этого типа вихрей.

1) Поддвижение океанических участков плит в месте сочленения их с материковыми (периферия Тихого океана и др.). Образование здесь нисходящих вихрей обусловлено резким возрастанием нагрузки на астеносферный слой при поддвижении плит. Возникновение "антициклональных" вихрей может служить одной из основных причин широкого распространения в переходных зонах глубоководных впадин окраинных морей с повышенным региональным тепловым потоком (типа Курильской глубоководной котловины) и существования аномально падающих участков зоны Бенюфа. Последние можно рассматривать в качестве крутопадающих глубинных сколов, ограничивающих тело вихря от неподвижной части литосферы, или глубинные сколы в самом вихре. Таким образом, получают достаточно простое объяснение различные наклон и ориентировка фрагментов зоны Бенюфа в аномальных зонах (районы Зондской дуги к востоку от о. Тимор, юго-западная часть Ново-Британской островной дуги и др.). Падение и ориентировка сколов должны удовлетворять здесь лишь одному условию - круто падать к центру того вихря, с которым связано их образование.

Вполне вероятно, что эпицентр одного из таких вихрей располагается в современную эпоху в районе зал. Сагами (восточное побережье о.Хонсю, Япония), где происходит сочленение Японской и Идзу-Бонинской островных дуг. Во всяком случае, геодезические измерения 1884-1896 и 1924-1925 гг. показали [Ли Сы-Гуан, 1958], что зал. Сагами служит центром горизонтального вращения антициклонального типа (рис. 48,А). Угол вращения равен в среднем $3 \cdot 10^{-5}$ рад. После катастрофического землетрясения 1923 г. здесь установлены горизонтальные перемещения вдоль линии сдвига от 5-9 до 12,5 футов.

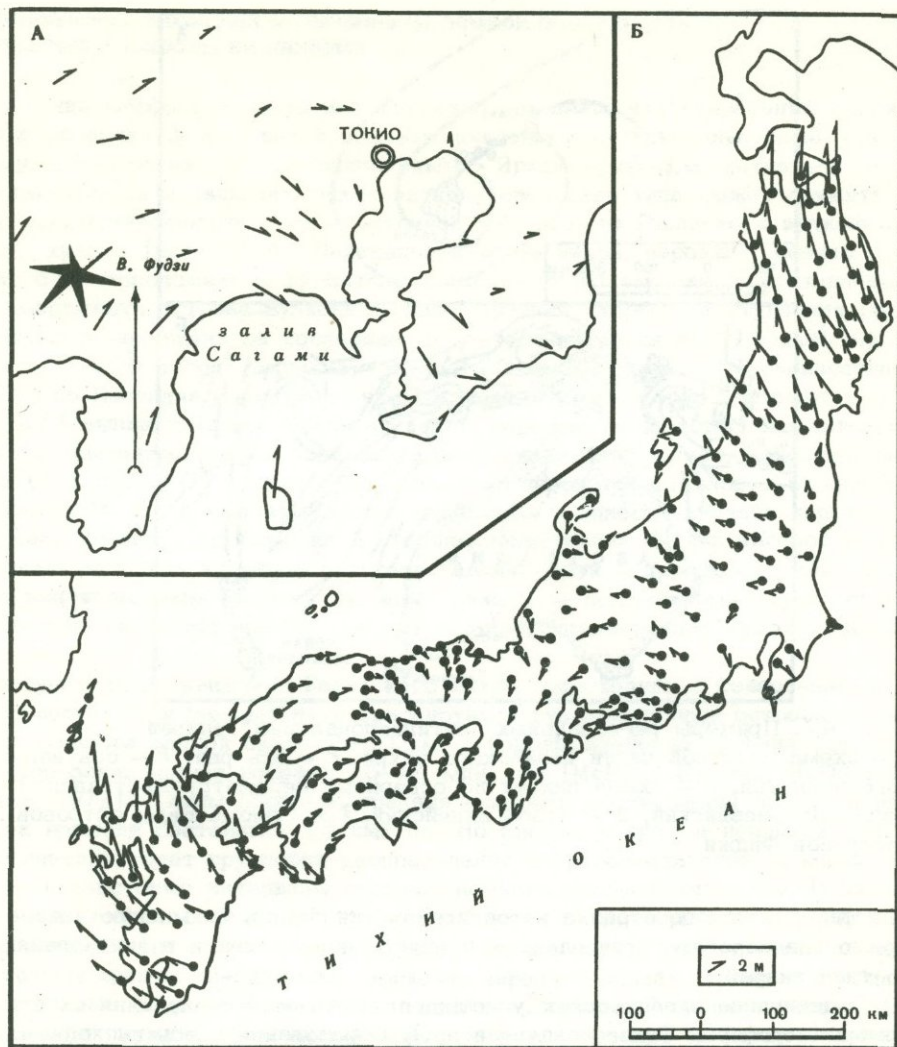


Рис. 48. Схема современных горизонтальных тектонических движений в Японии

А — в районе зал. Сагами, по С. Фудживара и др. [Сы-Гуана, 1954]. Направление и длина стрелок в условном масштабе характеризуют горизонтальные перемещения разных участков за период с 1899 по 1924 гг. Б — векторное изображение смещений триангуляционных пунктов I класса за период приблизительно 60 лет, по Т. Харада (из работы Т. Рикитаке)

В Японии, насколько можно судить, анализируя горизонтальную деформацию суши по результатам повторной съемки около 300 триангуляционных пунктов I класса, проведенной Т.Харада [Рикитаке, 1970], хорошо выражены следы еще двух вихревых структур (рис. 48,Б). Эпицентры их находятся, по-видимому, к юго-востоку от о.Сикоку и к востоку от северной оконечности о.Хонсю.

2) Горизонтальное смещение относительно друг друга блоков земной коры (включая литосферные плиты). Этот случай в принципе уже рассмотрен в работе Ли Сы-Гуана [1958].

Легко увязываются с нисходящими вихрями древних и современных переходных зон и обнаруженные в последние годы глубоко в мантии гигантские фрагменты "холодных" океанических плит (районы Алеутских островов, о.Новой Земли, на Памире и т.д.). Наличие последних, вероятно, обусловлено прекра-

шением активности вихря по какой-либо причине на одной из ранних стадий его развития. Возможно также, что вращение вихрей является причиной самых глубоких землетрясений в переходных зонах.

3) Перегрузка отдельных участков литосферы тяжелым изверженным магматическим материалом базальтового состава. Дело в том, что при кристаллизации базальтового расплава его плотность увеличивается: например, для диабазовой разности базальта примерно на 8,6% [Скиннер, 1969]. В сильно нагруженных сверху тяжелым базальтовым веществом участках литосферы возникают условия гравитационной неустойчивости. В этой ситуации должно происходить выжимание базальтовых жидкостей с уровней астеносферы, расположенных непосредственно ниже подошвы литосферы [Сорохтин, 1974]. А под влиянием вращения Земли выдавленная жидкость начинает движение по спирали, приводя к зарождению нисходящего вихря. Для наглядности этот способ возникновения "антициклональных" нисходящих вихрей в астеносфере возможно сравнить с образованием в обычных условиях подобного же вихря при погружении в любую жидкость тел с плотностью большей, чем у самой жидкости (например, тонущий в воде корабль).

Нисходящие вихри, включающие твердые нерасплавленные фрагменты литосферы, по-видимому, как бы ввинчиваются в астеносферу наподобие гигантских буравов. Если такое предположение верно, то возникающие здесь силы трения должны быть намного меньше, чем при обычном поддвигании плит.

Возникновение в верхних оболочках Земли, с одной стороны, типичных вихрей, как в жидкости или газе, а с другой — образование в них трещин раскола, как в твердых телах, объясняется двойственной природой вещества мантии. Как показано О.Г.Сорохтиным [1974], при длительных процессах (порядка 10^5 – 10^6 лет) вещество мантии ведет себя как очень вязкая жидкость, а при более коротких во времени нагрузках — как твердое тело. То же самое можно предположить и в отношении литосферы, когда ее вязкость в результате дополнительного разогрева при зарождении вихря переходит порог пластичности, равный в среднем $\sim 10^{22}$ П [Ушаков, Красс, 1972].

Спиральные вихри циклонического типа приурочены к зонам восходящих конвективных потоков трассируемых на поверхности земного шара системой срединно-океанических хребтов и рифтовых областей. Возникновение отдельных вихрей обусловлено, скорее всего, двумя главными причинами: 1) различной интенсивностью и скоростью подачи глубинного вещества наверх и 2) неодинаковым возрастом отдельных участков глобальной системы срединно-океанических хребтов и генетически родственных им структур.

"Действующие циклонические" вихри в настоящее время располагаются в районе Исландии, Эфиопии (область Афар), в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (район островов Пасхи и Сала-и-Гомес) и в других местах. В первых двух районах наблюдается закрутка вихрей против часовой стрелки, что характерно для "циклонических" вихрей Северного полушария. Это легко обнаруживается по ориентировке выраженных в рельефе зон трещинных извержений и разрывных тектонических и вулканотектонических нарушений. В последнем из названных районов, расположенном в Южном полушарии, закрутка вихря по часовой стрелке видна по соответствующей ориентировке цепочек вулканов (рис. 49, А).

В Исландии оказалось возможным даже прямо измерить угол поворота вихря за последние несколько десятков тысяч лет. В южной части Исландии (район ледника Ватна-Йокудль) на космическом снимке, сделанном со спутника ERTS-I, хорошо видно, что линии трещинных извержений верхнеплейстоценового возраста, обработанные ледником, имеют северо-северо-восточное простирание (25 – 27°), а для линий трещинных извержений послеледникового возраста характерно северо-северо-восточное простирание (18 – 20°) (рис. 50). Таким образом, угол поворота составляет здесь около 7° .

В районе Йеллоустонского Национального парка, вероятно, найдены геофизические доказательства существования "циклонического" вихря. По данным Г.П.Итона, Р.Л.Кристиансена и др. [Eaton, Christiansen et al., 1975], комп-

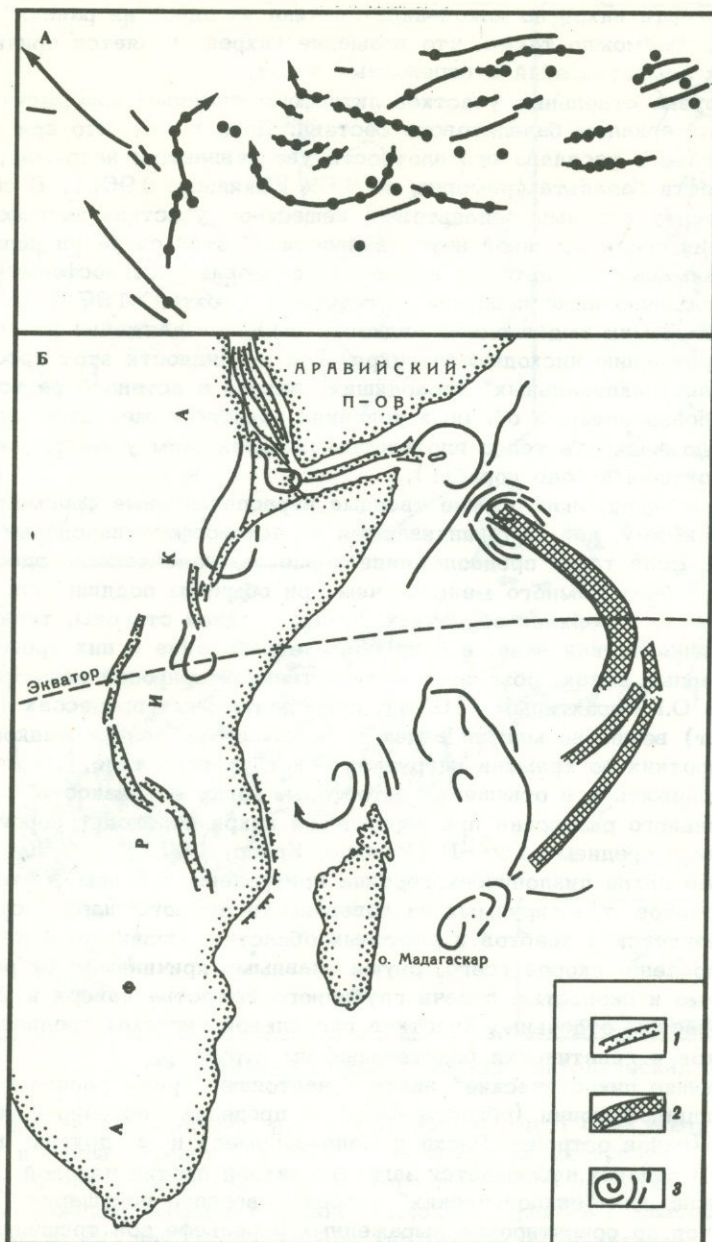


Рис. 49. Некоторые вихревые структуры Тихого и Индийского океанов
 А - схема распространения вулканических хребтов (толстые линии) и вулканов (точки) района островов Пасхи и Сала-и-Гомес. Б - принципиальная схема Восточно-Африканской структуры

1 - рифтовые зоны суши Красного моря и Аденского залива; 2 - Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет; 3 - фрагменты локальных вихревых структур

лексное исследование района показало присутствие частично расплавленного батолитоподобного тела, прослеживающегося в верхней мантии до глубины порядка 100 км. На поверхности наблюдается прекрасно выраженная громадная (85×55 км) вулcano-тектоническая депрессия, кальдерного облика, с которой были связаны очень крупные (до 900 км³ за один цикл) выбросы пирокластического материала.

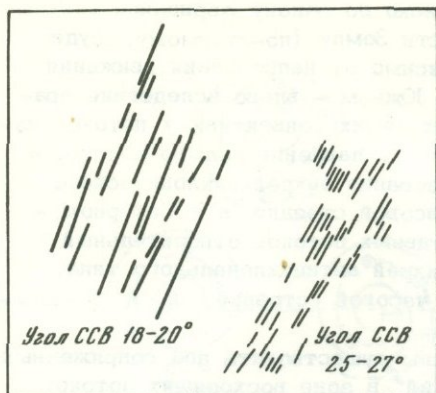


Рис. 50. Ориентировка доледниковых (тонкие линии) и послеледниковых зон трещинных извержений в Южной Исландии (по космическому снимку с ERTS-I, сделанному 31 января 1973 г.)

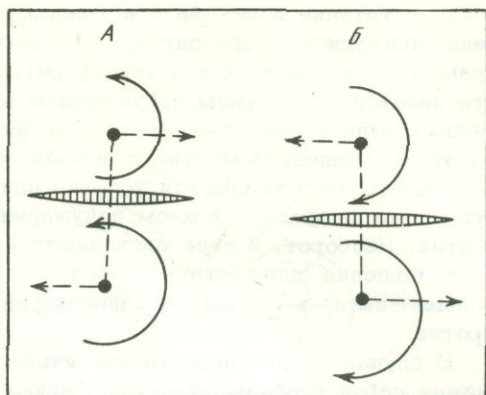


Рис. 51. Принципиальная схема образования зон трансформных разломов (заштрихованы) в срединно-океанических хребтах в Северном (А) и Южном (Б) полушариях при взаимодействии циклональных вихрей

Не исключено, что крупная (1200–1500 км в поперечнике) вихревая структура (система структур?) циклонического типа находится на юго-западе США, на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Возможно, что с ней ассоциируются излияния огромных объемов базальтов Плато Колумбии (350 тыс. км³) и выброс более 200 тыс. км³ кислого пирокластического материала района Большого Бассейна. Вращением этой структуры против часовой стрелки достаточно просто объясняется и характер горизонтальных подвижек по знаменитому разлому Сан-Андреас: движение американской плиты в юго-восточном направлении и тихоокеанской – в северо-западном.

Нахождение на отдельных участках срединно-океанических хребтов нескольких самостоятельных, возникших в разное время и вращающихся с разной скоростью "циклонических" вихрей, – по-видимому, одна из основных причин появления ориентированных перпендикулярно или под острым углом к общему простиранию хребтов трансформных разломов. Морфологию и ориентировку последних легко объяснить взаимодействием вращающихся в одном направлении вихрей (рис. 51). В зависимости от разницы в скорости вращения и имеющихся "циклонических" вихрей морфологии и длина трансформных разломов будет также разной. С противоположной закруткой "циклонических" вихрей в Северном и Южном полушариях легко связать и общее S-образное простирание Атлантического срединно-океанического хребта и чрезвычайно резкий его изгиб в экваториальной зоне. Кроме того, возникновению и развитию трансформных разломов весьма благоприятствует одновременное сосуществование рядом расположенных, но вращающихся в разные стороны "циклонических" и "антициклональных" вихрей. Пространственными комбинациями в расположении вихрей обоих типов можно объяснять образование практически всех известных в настоящее время зон трансформных разломов.

Помимо отчетливо выраженных в рельефе региональных вихревых структур, вероятно, возможно образование и глобальных структур, проявляющихся на поверхности не столь явно. Принципиальная возможность возникновения спиральных вихрей в глобальном масштабе обусловлена вращением Земли вокруг своей оси, а также существованием в верхней мантии конвективных движений, связанных с плотностной дифференциацией вещества, наличие которой показано расчетами Е.В.Артюшкова [1968, 1970] и О.Г.Сорохтина [1974]. В соответствии с теорией плотностной дифференциации в случае одной конвективной ячейки и при двухъячейстой конвективной структуре предполагается горизон-

тальное течение вещества в астеносфере. Однако по закону Кориолиса всякое тело, движущееся горизонтально на поверхности Земли (по-видимому, будет правильно добавить - и в астеносфере), независимо от направления движения отклоняется в Северном полушарии вправо, в Южном - влево вследствие вращения Земли с запада на восток. В зоне восходящих конвективных потоков из-за оттока вещества мантии к земной поверхности давление должно падать, в результате чего создаются условия для образования вихрей циклонического типа, вращающихся в Южном полушарии по часовой стрелке, а в Северном - против. Наоборот, в зоне нисходящих конвективных потоков относительный рост давления способствует возникновению вихрей антициклонального типа, вращающихся в Северном полушарии по часовой стрелке, а в Южном - против.

В случае одной конвективной ячейки должны существовать два сопряженных между собой глобальных вихря: "циклонический" в зоне восходящих потоков вещества в мантии и "антициклональный" в зоне нисходящих потоков; в случае двух ячеек - две пары таких вихрей.

Наиболее благоприятна для возникновения обоих типов вихрей астеносфера, так как ее вязкость ($\sim 1019-1021\text{П}$) по современным представлениям на несколько порядков меньше по сравнению с таковой вышележащей литосферы ($\sim 1024-1025\text{П}$) и более низких горизонтов мантии ($\sim 1024-1026\text{П}$).

В настоящее время имеется множество моделей вещества верхней мантии и входящей в нее астеносферы. Однако при любой из них плавление верхней мантии приводит к выделению огромных масс базальтовой магмы. По В.В. Белоусову [1966], выплавленное вещество образует астенолиты - обособленные тела базальтового расплава, имеющие меньшую плотность по сравнению с материалом астеносферы и поэтому обладающие тенденцией к подъему.

Согласно экспериментам Х.Рамберга [1970] по моделированию образования куполовидных поднятий в условиях инверсии плотностей, при подъеме легкого материала (для астеносферы базальтового астенолита), когда на его пути встречается непроницаемый слой (литосфера), происходит растекание материала в стороны. Растекание вызывает растяжение и утонение вышележащего слоя. Однако в условиях быстро вращающейся Земли подъем вещества к поверхности должен проходить в соответствии с законом Кориолиса по восходящей расширяющейся кверху спирали.

Часть кинетической энергии образовавшихся спиральных вихрей благодаря внутреннему трению, которое возникает при вязком течении вещества астеносферы, переходит в тепловую, нагревая и частично расплавляя надастеносферный слой (литосферу). В результате чего происходит снижение общей вязкости и прочности литосферы. Поэтому вместе с астеносферой в движение вовлекается и расположенный над ней участок литосферы. В итоге спиральный астеносферный вихрь становится выраженным в рельефе. Расплавленный магматический материал подается по ослабленным зонам (зоны разряжения в вихревой структуре) на поверхность, формируя спиралеобразные в плане цепочки вулканов и вулканических поднятий. В пределах океанических акваторий "изваянные в камне" следы подобных вихрей могут сохраняться на протяжении многих десятков миллионов лет (наиболее древние из них имеют возраст до 90-100 млн. лет).

Принципиальные гипотетические схемы "циклонического" вихря зоны восходящих конвективных потоков для разных участков земной поверхности показаны на рис. 52, А.

Морфоструктурным выражением на поверхности Земли активного восходящего вихря является свод. Возникновение его предопределено разуплотнением мантии в результате интенсивного выноса оттуда глубинного вещества и увеличения объема литосферы за счет ее нагрева и частичного расплавления. Однако морфология конкретных сводов и характер вулканизма в их пределах будут, по-видимому, зависеть от типа, строения и возраста литосферных плит над зоной восходящих конвективных потоков мантийного вещества. Здесь теоретически возможны три главных случая, когда возникновение свода происходит на

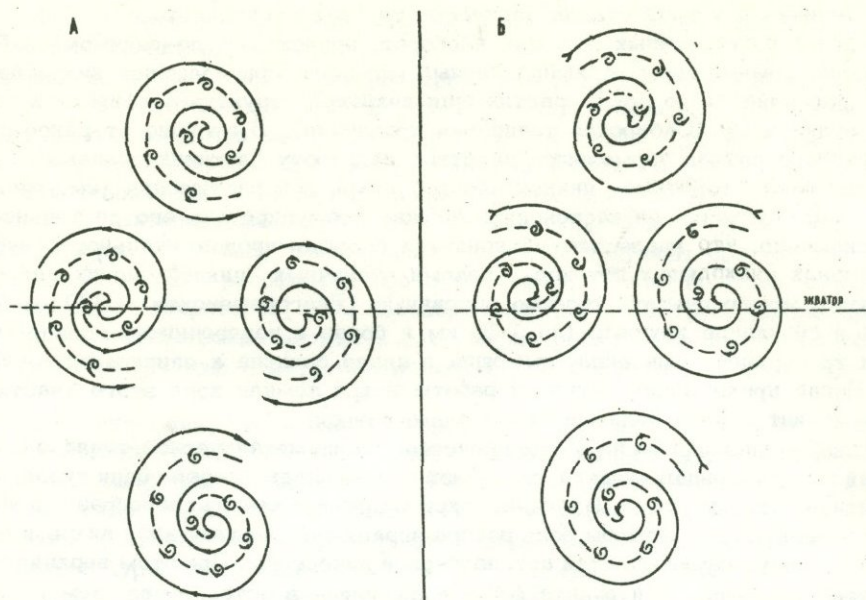


Рис. 52. Принципиальные схемы спиральных вихрей разных участков земной поверхности

А — вихрей циклонического типа; Б — антициклонального. Стрелки показывают направление вращения

месте: 1) древней материковой плиты, 2) молодой платформы и 3) океанической плиты.

В первом случае земная кора "мертвая" и жесткая. Поэтому практически вещество коры активно не участвует в магматическом процессе. Рост свода сопровождается многочисленными расколами коры. В кульминационные моменты происходят катастрофические существенно фреатические вулканические взрывы без значительного выброса ювенильного пирокластического материала. В зонах глубинных расколов имеет место интенсивный основной вулканизм — излияния выплавленных из астеносферы базальтов.

В случае возникновения свода на месте молодой платформы, где кора более пластичная и содержит какое-то количество сохранившего свою активность магматического вещества, внедрившегося ранее, должен проявиться очень мощный кислый и основной вулканизм. Последний возможен как за счет ювенильного вещества, выплавленного из астеносферы, так и вновь активизированного магматического вещества коры.

В третьем случае эксплозивный вулканизм имеет, скорее всего, подчиненное положение, а главная роль принадлежит массовым базальтовым излияниям на дне океанов. Образуется огромное количество крупных подводных базальтовых вулканов и островов-вулканов.

По В.В.Белоусову, скопление остаточных продуктов в астеносфере на участке, откуда отделился астенолит, приводит к образованию более тяжелого по сравнению со средней плотностью вещества астеносферы антиастенолита. Поэтому антиастенолит должен погружаться вниз, приводя к возникновению в астеносфере прогиба.

Естественно предположить, что опускание антиастенолита приведет к образованию спирального "антициклонального" вихря. В свою очередь вращение верхнего "циклонического" и нижнего "антициклонического" вихрей в противоположном направлении через какое-то время должно вызвать ослабление, а затем и прекращение деятельности восходящих конвективных потоков мантийного вещества. И как следствие — прекращение роста свода, его разрушение и, вероятно, некоторое опускание.

В течение активной стадии деятельности "антициклонального" вихря в зоне нисходящих конвективных потоков, наоборот, происходит, по-видимому, общее опускание земной коры. А выплавленный материал при вращении вихря подается на поверхность по зонам растяжения вихревой структуры, приводя к мощному вулканизму (Сибирская трапповая провинция). В отличие от ранее рассмотренного случая тормозящее действие на работу "антициклонального" вихря оказывают вторичные "циклонические" вихри зон растяжения (см. рис. 52), тогда как опускание антиастенолита должно стимулировать его деятельность. Не исключено, что последним объясняется большая продолжительность вулканизма в зонах нисходящих потоков. Следы вторичных "циклонических вихрей", вероятно, можно считать недавно описанные [Благовещенская 1971] в Тунгусской синеклизе крупные (до 100 км и более в поперечнике) кольцевые дайки траппового комплекса, имеющие в плане близкие к спиральным очертания. После прекращения активной работы вихря земная кора этого участка начинает интенсивно подниматься и размываться.

В силу происходящих на Земле процессов часть механической, тепловой, химической и других видов энергии, связанной с вращением вихрей обоих типов, должна перейти в электрическую. В районе вихря возникает как бы своеобразный электрический генератор, в котором роль ротора играет сам вращающийся вихрь, а роль статора — окружающие участки астеносферы и литосферы. При этом верхняя часть "ротора" располагается в литосфере, а нижняя — в астеносфере, чем и определяется их разное, по-видимому, значение в процессе выработки, распределения и накопления электричества в верхних оболочках Земли. В результате "работы" восходящих и нисходящих вихрей — "генераторов" Северного полушария — теоретически должен возникать ток одного направления (условно положительного) а вихрей — "генераторов" Южного полушария — противоположного (условно отрицательного). Поскольку на уровне астеносферы благодаря ее лучшей электропроводности все "генераторы" включены в единую глобальную электрическую цепь, общее направление электрического поля в астеносфере определяется разностью суммарной мощности вихрей — "генераторов" Северного и Южного полушарий. При большей мощности "генераторов" Северного полушария должен возникать ток одного направления, Южного — другого. При равенстве мощностей этих "генераторов" обусловленный их "работой" электрический потенциал в астеносфере должен быть равен нулю.

В соответствии с направлением электрического тока в астеносфере, вероятно, ориентируется и ассоциирующаяся с ним часть магнитного поля Земли. Возможно допустить, что при "положительном" направлении тока (например, при большей мощности вихрей — "генераторов" Южного полушария) это магнитное поле будет ориентировано нормально, т.е. как в современную эпоху: северный магнитный полюс на юге, южный — на севере. При общем "отрицательном" направлении тока в астеносфере установится обращенное магнитное поле, т.е. магнитные полюса поменяются местами. При отсутствии электрического потенциала в астеносфере обусловленное астеносферным электричеством магнитное поле вообще должно исчезнуть. Соответственно при уменьшении или увеличении электрического заряда астеносферы интенсивность общего магнитного поля Земли также должна изменяться.

Равенство суммарной мощности генераторов, вырабатывающих "положительное" и "отрицательное" электричество, по-видимому, не может продолжаться в течение длительного отрезка времени вследствие большой инерционности процессов, происходящих в астеносфере. Поэтому по логике событий сам момент обращения магнитного поля должен быть очень коротким (вероятно, тысячи-десятки тысяч лет).

Изложенные выше предположения согласуются с данными, полученными при изучении магнитного поля Земли в прошлые геологические эпохи [Храмов, Шолпо, 1967; и др.].

В отличие от астеносферных "генераторов", работающие в литосфере, не объединены в единую электрическую цепь, поскольку литосфера и особенно ее верхние горизонты плохо проводят электричество. Поэтому связанные с "ра-

ботсий" этих "генераторов" электрические и магнитные поля должны иметь региональный характер.

Накоплению больших количеств электричества в районе "литосферных генераторов" по всей вероятности, препятствует циркуляция в атмосфере и гидросфере. Дело в том, что места, где расположены сейчас "работающие генераторы", служат районами зарождения большого количества циклонов как обычных, так и тропических, а также морских течений (например, Гольфстрима над "генератором" антициклонального типа в районе Бермудского вулканического поднятия). Зарождаясь над "генератором", циклоны получают соответствующий электрический заряд и рассеивают его в атмосфере. Таким образом, они как бы играют для "генераторов" роль своеобразных "дымовых труб", удаляющих накопленные электрические заряды и равномерно распределяющие их по всей атмосфере. Аналогичную задачу выполняют, по всей видимости, и морские течения.

Обращает внимание, что в местах зарождения морских течений их циркуляция соответствует направлению вращения расположенных здесь астеносферных вихрей. Так, Гольфстрим в Саргассовом море, где находится "антициклональный" Бермудский вихрь, вращается по часовой стрелке. Точно так же совпадает направление вращения "антициклонального" Берингоморского вихря и холодного течения Куросиво. Вполне вероятно, что циркуляция воды по часовой стрелке в соответствии с предполагаемым направлением вращения Курильского "антициклонального" вихря происходит и в глубоководной котловине южной части Охотского моря. На это, в частности, могут указывать обнаруженные на космических снимках в глубоководных котловинах Охотского и Берингова морей устойчивые ледяные вихри, вращавшиеся по часовой стрелке [Айзатуллин, Назиров, 1972].

В свете изложенного логично предположить, что благодаря электрическому заряду траектории движения циклонов и морских течений определяются не только полями давлений, температур, особенностями строения надводного и подводного рельефа земной поверхности, но также характером электрического и магнитного полей Земли. Не исключено даже, что обусловленные вращением астенолитосферных вихрей локальные гравитационные, электрические и магнитные поля вообще могут быть одной из главных причин зарождения циклонов. Если это так, то становится очевидной связь атмосферных явлений и пульсаций солнечной активности.

Объяснение с позиций вихревой гипотезы некоторых различий земного и лунного вулканизма

Ранее было показано [Горшков и др., 1970; Мелекесцев и др., 1972], что вулканические образования Земли и Луны имеют ряд общих черт. Это проявляется прежде всего в том, что многие лунные вулканические формы являются аналогами земных. Для вулканизма обеих планет характерна ярко выраженная стадийность и направленность процессов. Специфичность лунных вулканических форм во многом объясняется влиянием таких общеизвестных факторов, как вакуум и меньшая (примерно в 6 раз) сила тяжести.

Совместным действием вакуума и малой силы тяжести обусловлен разлет на огромные расстояния (сотни-тысячи километров) взрывных отложений и ювенильной пирокластики, слабое развитие (возможно, даже отсутствие) многоактных вулканических форм типа земных стратовулканов, образование более крупных, чем на Земле, взрывных кратеров при одной и той же энергии взрывов и т.д.

Однако имеется ряд общих особенностей вулканических процессов, которые нельзя объяснить влиянием упомянутых факторов. К ним относятся: 1) преимущественное развитие лунных морей на видимой стороне Луны (их площадь на видимой стороне 30%, а на обратной всего 3% от общей площади поверхности на той и другой стороне соответственно); 2) ярко выраженная телескопирован-

ность строения многих морей, талассоидов и крупнейших кратеров; 3) относительно равномерное распределение по поверхности Луны наиболее древних вулканических образований и преобладающее развитие самых свежих форм на видимой стороне Луны. Это прежде всего относится к молодым кратерам взрывного происхождения.

Однако все "аномальные" особенности лунного вулканизма легко объяснить слабым развитием (или отсутствием) на Луне вихревых структур. Возникновение последних здесь было затруднено в связи с быстрым уменьшением скорости вращения Луны по мере приближения к современной эпохе. Уменьшение скорости вращения способствовало стабилизации местоположения восходящих и нисходящих зон конвективных ячеек как в случае одноячейстой, так и двухъячейстой структуры конвекции. В итоге около 3,5–3,0 млрд. лет назад зона восходящих конвективных потоков (при одной конвективной ячейке) оказалась приуроченной к приэкваториальной зоне видимого полушария Луны и с тех пор при перестройках конвективной структуры практически не меняла своего положения. Над "фиксированной" зоной восходящих конвективных потоков возникли огромные площади морских пространств: Океан Бурь, Море Дождей, Море Облаков, Море Холода и др.

В случае двух конвективных ячеек зоны восходящих и нисходящих потоков смещались на другие участки лунной поверхности. Однако и здесь они каждый раз возобновлялись, по-видимому, в одних и тех же местах. Такими местами, вероятно, были Море Восточное и Море Москвы.

После опускания области конвекции под сформированную первичную литосферу Луны из-за отсутствия вихревых структур горизонтальные движения на поверхности прекратились. Следовательно, при смене конвективных циклов каждый раз под зонами восходящих и нисходящих конвективных потоков оказывались одни и те же участки лунной литосферы. Поэтому здесь каждый раз возобновлялись сходные процессы вулканической деятельности, но с течением времени уменьшающиеся по интенсивности вследствие погружения области конвекции. Морфологическим выражением этого, по-видимому, и являются телескопированные структуры на лунной поверхности. Максимальное количество циклов наблюдается в Море Восточном – 4 (5?), в Море Москвы – 3, в других структурах (Море Гумбольта, Море Южное, талассоиды Королев, Кибальчич, Шредингер, Пуанкаре, кратер Циолковского) – 2–3. Для всех них характерно последовательное уменьшение размеров возникающих молодых структур. Образование наиболее молодых форм сопровождалось катастрофическими взрывами и выбросами огромных масс ювенильной пирокластике. Достаточно отметить, что при таких взрывах суммарная мощность взрывных и пирокластических толщ измеряется многими сотнями метров. Так, по данным американских исследователей (программа "Аполлон") мощность подобных толщ в окрестностях кратера Циолковского достигает во фронтальной части 500 м.

Локализацией центров зон восходящих и нисходящих конвективных потоков, возможно, объясняется и расположение только на видимой стороне Луны всех крупнейших молодых взрывных кратеров. К тому же большинство из них находится в пределах достаточно узкого по долготе сектора (около 37°): Анаксагор – 10° з.д., Тихо – 11° з.д., Коперник – 20° з.д., Кеплер – 38° з.д., Аристарх – 47° з.д. Вполне вероятно, что на протяжении последних фаз эволюции Луны в этом секторе располагалась зона восходящих конвективных потоков (случай одной конвективной ячейки). На месторождение зон восходящих потоков в случае двух конвективных ячеек могут, по-видимому, указывать симметрично расположенные кратеры Штернберг (центр – 17° с.ш., 115° з.д.) и Джордано Бруно (центр – 37° с.ш., 102° в.д.).

Стабильное положение центров зон восходящих и нисходящих конвективных потоков вполне вероятно объясняет и обнаруженное исследованиями по программе "Аполлон" смещение в направлении поверхности видимой стороны Луны ее ядра, так как, согласно гипотетической оценке О.Г. Сорохтина [1974, с. 57], для Земли "... избыточные напряжения в веществе мантийных выступов – корней нисходящих течений могут достигать значений порядка 10^{10} дин/см²".

На Луне подобные избыточные напряжения в зоне нисходящих потоков несомненно меньше, но постоянное действие этого фактора на протяжении миллиардов лет могло привести к заметному смещению ядра в сторону центра зоны восходящих конвективных потоков.

Наконец, отсутствие активных вихревых структур на Луне, скорее всего, может быть одной из главных причин ее чрезвычайно слабого магнитного поля, как это установлено советскими и американскими исследователями.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА)

Тихоокеанское андезитовое кольцо – крупнейший глобальный пояс проявления кайнозойского и современного вулканизма – издавна привлекал внимание исследователей. О его возникновении, структуре, истории геологического развития, эволюции вулканизма имеется весьма обширная литература, разработаны многочисленные гипотезы, нередко диаметрально противоположные: фиксизма и мобилизма; океанизации и континентализации земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса; корового и мантийного происхождения андезитов и т.д.¹ Однако стройная концепция, которая хорошо бы согласовывалась со всей суммой накопившегося фактического материала и однозначно объясняла бы наблюдающиеся геологические и геофизические явления, особенности вулканизма и морфоструктуры отдельных его звеньев, до сих пор отсутствует.

Известные перспективы в плане создания такой концепции открывает синтез представлений о гравитационной неустойчивости литосферы и эволюции гигантского позднемезозойского Поднятия Дарвина в Тихом океане, предполагавшегося здесь Г.У. Менардом [1966].

По данным современных геофизических исследований утверждается, что верхняя твердая и высокоскоростная оболочка Земли – литосфера – лежит над низкоскоростным слоем – астеносферой. По модели Хаддона и Буллена [Haddon, Bullen, 1969] литосфера вместе с земной корой имеет среднюю мощность 60–70 км и плотность 3,3 г/см³, а астеносфера – соответственно 280–290 км и 3,4 г/см³. Вообще же мощность литосферы точно не определена и по разным оценкам колеблется от 50 до 200 км. Считается, что она самая мощная под материками (порядка 100–130 км), средняя по мощности (70–80 км) под океаническими впадинами и минимальная по мощности в областях повышенной тектонической активности [Walcott, 1970; Wickens, 1971; Пресс, 1976; и др.]. Предполагается также, что океаническая литосфера в целом несколько плотнее материковой.

Литосфера сложена преимущественно твердыми кристаллическими породами, поэтому она имеет высокую ($\sim 10^{23}$ – 10^{24} П) вязкость и под нагрузкой осадочных отложений, вулканогенных толщ или под мощными ледниковыми щитами изгибается как упругая пластина или оболочка над жидким субстратом. Однако со временем изгиб может увеличиваться за счет вязкой реакции на напряжения [Якоби, 1976]. Вязкость астеносферы оценивается $\sim 10^{20}$ П [Takeuchi, Basagawa, 1965; Артюшков, 1967; Llibouty, 1971], в связи с чем она способна под действием небольших, но длительных напряжений к пластическому течению.

Таким образом, в целом литосфера намного тверже астеносферы и на 0,1 г/см³ меньше ее по средней плотности. Однако в ряде недавних публика-

¹ Положительные стороны и критика названных и других имеющихся гипотез и теорий проанализированы в большом количестве специальных работ, поэтому нет необходимости в настоящей работе останавливаться на их разборе еще раз.

ций [Anderson, 1970; Dziewonski, 1971; Пресс, 1976; Якоби, 1976] показано, что литосфера в своей нижней мантийной части содержит компоненты с большой плотностью, примерно на $0,2 \text{ г/см}^3$ превышающей плотность верхних горизонтов астеносферы. Основываясь на этом, Пресс и Якоби делают вывод о гравитационной неустойчивости литосферы. А. Якоби [1976, с. 33], используя выражение $4\pi a^2 h d \Delta \rho g / 2$ (где a – радиус Земли, g – ускорение силы тяжести, $h = 100 \text{ км}$ – мощность литосферы, $\Delta \rho = 0,2 \text{ г/см}^3$ – разность плотности литосферы и астеносферы, вызванная тепловым сжатием и фазовыми изменениями, и $d = 200 \text{ км}$ – мощность астеносферы), подсчитал даже потенциальную энергию этой гравитационной неустойчивости – порядка 10^{35} эрг.

Подобная плотностная инверсия на границе литосферы и астеносферы может в принципе создавать тянущие усилия, приложенные к нижней утяжеленной части литосферной плиты, вплоть до того участка, где плотность уменьшается до $3,4 \text{ г/см}^3$, т.е. становится равной плотности астеносферного вещества. Здесь величина тянущих усилий должна быть максимальной, поскольку именно ниже этой границы располагается весь избыточный по отношению к астеносфере вес литосферного блока. При средней избыточной плотности утяжеленного мантийного блока литосферы в $0,1 \text{ г/см}^3$ и его мощности в $50\text{--}80 \text{ км}$ тянущее усилие, очевидно, будет равно $500\text{--}1000 \text{ кг/см}^2$.

В условиях ненарушенной оболочки литосферы направленное книзу растяжение, по-видимому, компенсируется общим тангенциальным сжатием из-за ее сферичности и не работает. Но вертикальное растяжение литосферы может, вероятно, реализоваться, когда прочность последней нарушится, особенно если какой-либо из ее блоков (или несколько блоков сразу) сильно опустится. Например, под действием дополнительной нагрузки при накоплении над ним (ними) мощных ($5\text{--}10 \text{ км}$) вулканогенных толщ. Тогда будет преодолен предел прочности литосферы, равный $1\text{--}10 \text{ кбар}$ [Griggs et al., 1960] или 10^3 кг/см^2 , по Е.В. Артюшкову [Беляевский, 1974], при сосредоточении нагрузки в области радиусом в несколько сот километров и возникнет система глубинных нарушений, по которым выплавленное из астеносферы базальтовое вещество попадет на поверхность. А $5\text{--}10 \text{ км}$ вулканитов и вулканогенно-осадочных образований – продуктов их размыва и переотложения – могут обеспечить дополнительную нагрузку порядка $(2\text{--}4) \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$ при средней их плотности $2,5 \text{ г/см}^3$.

В этом случае растущая по мере опускания величина вертикального тянущего книзу усилия, обусловленная избыточным весом нижней части литосферы, суммируется с растягивающим сверху усилием, связанным с тем, что нагруженная легкая часть литосферного блока стремится "всплыть". Отрыву утяжеленной части блока может способствовать также и внедрение по какой-нибудь из горизонтальных границ раздела (Мохоровичича, Конрада и др.) магматического вещества. Механизм и примеры такого внедрения рассмотрены, в частности, в работе Д. Бриджуотера и др. [Bridgwater et al., 1974]. Еще одним благоприятным фактором для вертикального разрыва опускающегося блока служит, по-видимому, снижающее его прочность повышение температуры. В результате действия рассмотренных причин отделившийся мантийный фрагмент литосферы начнет погружаться в астеносферу, а верхний – подниматься.

При этом совершенно не обязательно, что опускающийся блок будет целиком состоять из вещества с плотностью большей, чем у астеносферы. Здесь теоретически возможны и комбинации, когда вместе с ним вниз станут затягиваться и фрагменты сиалической земной коры, сложенные "легким" ($\sim 3,4 \text{ г/см}^3$) материалом: например, базальтовый слой или его часть. Единственное необходимое условие – большая средняя плотность погружающегося блока по сравнению с астеносферным веществом. Однако по мере перемещения блока вниз в условия более высоких температур через какое-то время легкий материал должен частично или полностью расплавиться, отделиться и подняться наверх, испытав взаимодействие с собственно мантийным веществом. Такова,

возможно, природа андезитов и андезито-базальтов, мантийное происхождение которых доказывалось Г.С. Горшковым [1967].

Легкая выплавка из астеносферного вещества, заместившего на Глубине "утонувший" фрагмент литосферы, изливается на поверхность в виде базальтовых лав, формирует ультраосновные и основные интрузивные тела, а его часть, оставшаяся на месте, наращивает базальтовый слой земной коры. Потерявший же избыточное тепло и легкую фракцию тяжелый остаток приключается к этому слою снизу и впоследствии снова образует основание литосферы с повышенной плотностью.

Не исключено, что подобная геодинамическая обстановка могла быть создана на периферии Тихого океана при распаде и опускании свода Поднятия Дарвина, имевшего размеры 10000×4000 км и высоту 3,5 км [Менард, 1966].

Согласно экспериментам Х. Рамберга [1976], в ходе роста сводов по их периферии всегда образуется кольцевая зона сжатия. В рассматриваемом случае формирование Поднятия Дарвина должно было сопровождаться возникновением крупной зоны сжатия по всему периметру Тихого океана. Последняя кульминация роста свода и соответствующий ей максимум сжатия приходились, вероятно, на конец верхнего мела 85-90 млн. лет назад. Об этом с известной долей условности можно судить по крупной глобальной трансгрессии, которая, вероятнее всего, была вызвана тем, что огромные массы воды оказались вытесненными на сушу, когда на дне Тихого океана выросло обширное и объемное (порядка $50-60 \times 10^6$ км³) сводовое Поднятия Дарвина. Трансгрессия такого возраста хорошо следится и уверенно датируется [Дэмон, 1973; и др.], в частности, на Северо-Американском континенте.

После распада и опускания свода Поднятия Дарвина сжатие сменилось растяжением. И по периферии Тихого океана возникла крупная зона растяжения. В одних случаях (вариант I) она прошла вдоль границы океана с различными по возрасту платформами - Герцинидами, мезозондами и другими, наложившись на оба типа структур, в других (вариант II) - рассекла только платформы, в третьих (вариант III) - отчленила от океана глубоко вдававшиеся в сушу участки его акватории. Наконец (вариант IV), зона растяжения затронула удаленные от материков участки океанической плиты. В зависимости от местоположения зоны растяжения дальнейшая эволюция каждой из этих областей пошла несколько по-иному. Вариант I был, по-видимому, типичен для Камчатки и Японии, II - для Северной и Южной Америки, III - для Курил и Алеут, IV - для Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий¹. Большое значение на историю Геологического развития и характер морфоструктур перечисленных звеньев Тихоокеанского пояса оказало также и то, что одни из них стали зонами спрединга, а другие - субдукции.

В настоящее время Камчатка и Курильские острова (рис. 53) представляют собой выступающие над поверхностью моря вершинные части гигантского слабо выпуклого в сторону Тихого океана Курило-Камчатского хребта. Общая длина хребта, протягивающегося от острова Хоккайдо (44° с.ш.) до района Камчатского перешейка (60° с.ш.), около 2000 км, простирается северо-восточное. Западное и восточное подножия имеют четкие естественные границы. На севере восточное подножие хребта непосредственно поднимается над дном Командорской котловины Берингова моря. Южнее Командорских островов его граница проходит по оси глубоководного Курило-Камчатского желоба. Западное подножие хребта в районе Курильских островов и южной оконечности Камчатки сопрягается с дном Южно-Охотской глубоководной котловины. Севернее оно ограничено осевыми линиями желоба Лебеда и впадины ТИНРО. С учетом высоты подводного склона строение хребта резко асимметричное, так как относительная высота восточного склона намного больше, чем западного. Особенно велика асимметрия склонов Камчатской части длиной около 800 км. На самом севере (район Камчатского перешейка) высоты западного

¹ В связи с недостатком места в настоящей работе будут рассмотрены только варианты I и III.

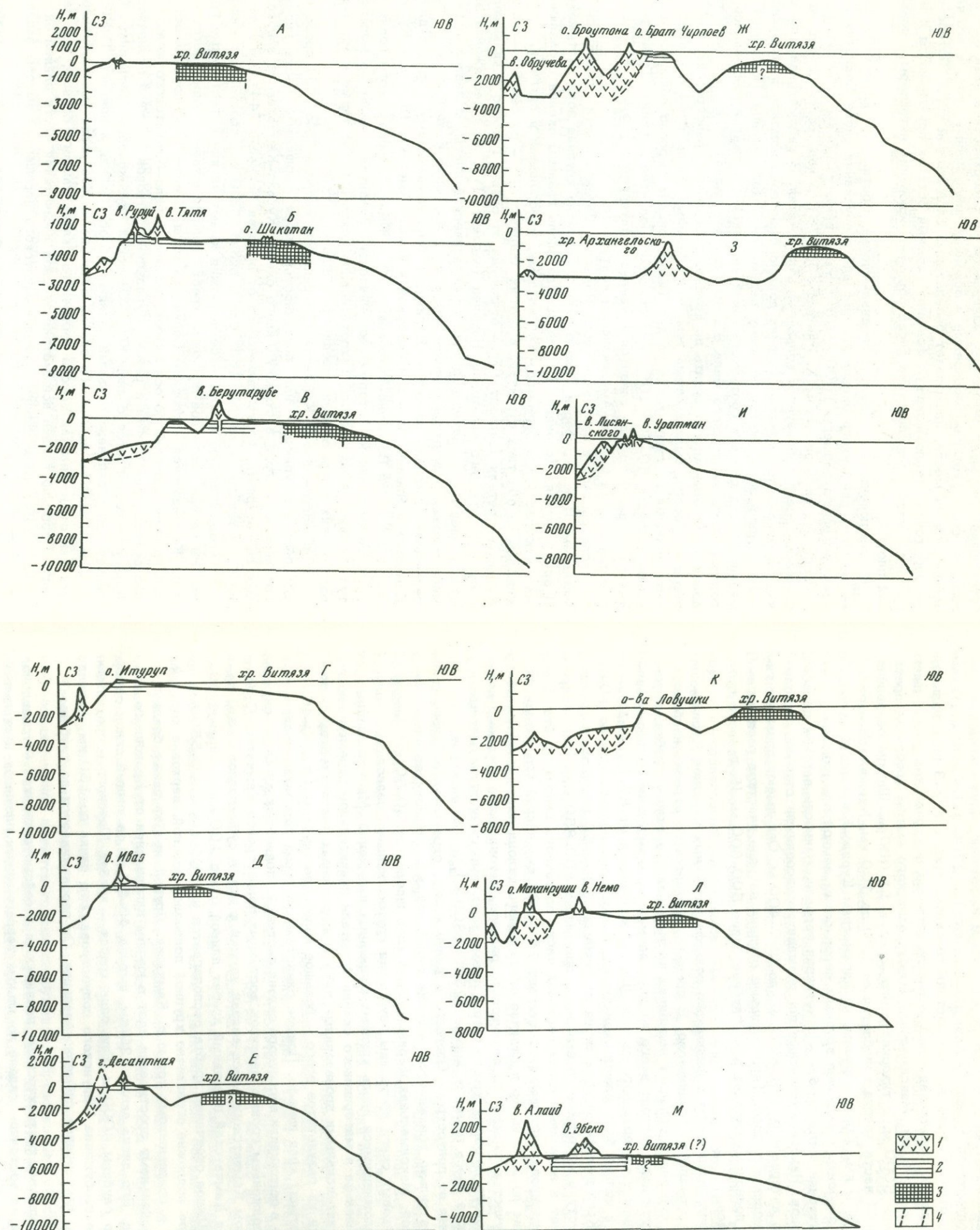


Рис. 53. Поперечные профили через Курильскую островную гряду
 1 - плиоцен-четвертичные вулканогенные породы; 2 - породы олигоцен-нижнемиоценового возраста; 3 - породы мел-палеогенового возраста; 4 - предполагаемые разломы.

и восточного склонов равны соответственно около 1100 м и 4000 м, на широте полуострова Озерного – 2800 и 5200 м, вулкана Шивелуч (район северного окончания Курило-Камчатского желоба) – 3700 и 7700 м, г. Петропавловска-Камчатского – 4000 и 11 500 м и, наконец, близ южной оконечности полуострова (район вулкана Камбального) – 2700 и 10 200 м. Таким образом, относительная высота восточного склона хребта в 2–3 раза больше, чем западного. Отчетливая асимметрия свойственна и Курильской части, имеющей длину 1200 км. Максимальная высота охотского склона хребта не превышает здесь 5000 м, а тихоокеанского – более 11 000 м. Ширина основания Камчатской части хребта колеблется от 300 до 700 км, Курильской – от 100 до 300 км. Таким образом, по параметрам Курило-Камчатский хребет следует относить к наиболее крупным неровностям земной поверхности.

Характерная черта хребта – отчетливая террасированность верхних частей его склонов. Наиболее обширные по площади террасовидные ступени располагаются в интервале от 500–600 м до 300–400 м. Они имеют признаки типичных морских террас. Террасовидные ступени на ряде участков располагаются на подводных склонах и на глубине более 500–600 м. Их генезис проблематичен.

Строение подводного и надводного рельефа различных участков Курило-Камчатского хребта неодинаково. В пределах Камчатского отрезка наиболее простым строением обладает подводная часть западного склона хребта, которая по сути дела состоит всего из двух элементов – широкого террасированного шельфа и материкового склона. Ширина колеблется от 80–90 до 140–150 км и только близ южной оконечности полуострова уменьшается до 10–20 км. Край шельфа располагается на глубинах 130–150 км. Максимальная высота уступа материкового склона не превышает 800–850 м. Сходное строение имеет и подводный склон северной части восточного склона хребта. Ширина террасированного шельфа достигает 150–160 км, а край его находится на глубине до 200 м. Но в отличие от западного склона здесь имеются обширные участки холмистого ледникового рельефа, затопленного во время послеледникового поднятия уровня моря. Кроме того, высота выступа материкового склона здесь намного больше (2500–2800 м), а сам он круче.

Начиная от полуострова Озерного и далее к югу, строение подводного склона хребта сильно усложняется. Ширина шельфовой зоны становится очень непостоянной. Максимальная ширина шельфа сокращается до 30–50 км. Шельф и материковый склон прорезаны глубокими крутосклонными подводными долинами, заложившимися вдоль крупных разрывных нарушений. Многочисленные участки шельфа и материкового склона испытали значительное перемещение в связи с интенсивными проявлениями дифференцированных тектонических движений. Один из результатов этого – большое колебание глубины (~100–400 и более метров) края шельфа. Прямое следствие блоковой тектоники проявляется также в осложнении восточного склона системой подводных хребтов, служащих продолжением горных массивов восточных полуостровов Камчатки. С полуостровом Камчатского мыса связан идущий к югу в субмеридиональном направлении Камчатский подводный хребет длиной более 100 км и шириной 30–40 км. Южное окончание хребта располагается на глубинах 5000–5500 м, а западное подножие ограничено крупной подводной долиной, верховье которой подходит к современному устью р. Камчатки. Другой хребет также близкого к меридиональному простирается идет в южном направлении от Кроноцкого полуострова. Его длина около 120 км, ширина 40–50 км, а южный склон опускается до глубины 4000 м. Еще один хребет – хребет Шатского – продолжает горное сооружение Шипунского полуострова. Его длина до 150 км, ширина 40–50 м, простирается субмеридионально. Он прослеживается до глубины около 4000 м.

Интенсивными тектоническими подвижками и сейсмотектоникой обусловлено появление на восточном склоне локальных террасовидных площадок и скальных стенок. Г.Б. Удинцев [1955] отмечает, в частности, что в районе Шипунского полуострова, сейчас одного из самых активных в сейсмическом отношении

в Курило-Камчатской области, склон расчленен множеством крутых уступов и узких террас. Крутизна уступов достигает $70-80^\circ$, характерна резкость, угловатость подводных форм рельефа, широко представлены скалы.

Наиболее высокие надводные места камчатской части хребта – п-ов Камчатка и о. Карагинский – отличаются в современную эпоху преобладанием горного рельефа.

Камчатка представляет собой горную страну, основные формы мегарельефа которой имеют четкую северо-восточную ориентировку. Главные орографические элементы – Срединный и Восточный хребты, между которыми располагается Центральная Камчатская депрессия. На восточной окраине Камчатки в единую полосу северо-восточного простираения укладываются разобшенные горные массивы полуостровов Камчатского мыса, Кроноцкого и Шипунского, на их продолжении располагается линейное горное сооружение восточного побережья Южной Камчатки – Прибрежный хребет. Все перечисленные горные сооружения, за исключением центральной части Срединного хребта и некоторых участков Восточного хребта, сложены дислоцированными доплиоценовыми породами, на которых преимущественно развит резко расчлененный и расчлененный высокогорный и среднегорный денудационно-тектонический рельеф. Этот рельеф сформирован в результате сложного взаимодействия эндогенных (главным образом плейстоценовых тектонических движений) и экзогенных факторов. Тектонические движения способствовали поднятию территории, а связанные с ними разрывные нарушения предопределили направление большинства долин современных водотоков как крупных, так и мелких. Значительное влияние на формирование рельефа оказала сейсмотектоника; с ней связаны многочисленные обвалы и оползни. Главными экзогенными факторами, участвовавшими в создании денудационно-тектонического рельефа, были водная эрозия и ледниковая деятельность.

В настоящее время абсолютная высота участков денудационно-тектонического рельефа составляет 800–2100 м. На отметках до 100–1200 м преобладает рельеф, созданный преимущественно эрозионной деятельностью водных потоков и разнообразными склоновыми процессами (главным образом дефлюкция, солифлюкция и в меньшей степени гравитационное обваливание и осыпание). Рельеф сравнительно пологосклонный (крутизна склонов $10-20^\circ$), относительные превышения колеблются от 200 до 700 м. Заложение главных речных долин (реки Авача, Жупанова, Налычева) произошло в конце верхнего плиоцена или в раннем плейстоцене, долины водотоков сформированы позднее. Однако главные черты своего современного облика все они приобрели в верхнем плейстоцене и в голоцене.

На абсолютных отметках 1300–1400 м и выше господствует альпийский и альпийский рельеф с широким распространением ледниковых скульптурных форм верхнелейстоценового оледенения. Кары и трюги отличаются по большей части прекрасной сохранностью. Относительные превышения нередко достигают 900–1000 м. Преобладают крутые ($25-35^\circ$, нередко до вертикальных) незадернованные и незалесенные склоны. Характерны пилообразные водоразделы и пирамидальные вершины – карлинги. Из склоновых процессов наиболее развиты солифлюкция, а также гравитационное обваливание и осыпание.

Районы вулканического рельефа расположены в пределах Восточной Камчатки между Восточным хребтом и побережьем Охотского моря и Прибрежным хребтом, в центральной части Срединного хребта и в северной части Центральной Камчатской депрессии. Во всех них преобладают вулканический и денудационно-вулканический типы рельефа.

Очень часто на стыке участков денудационно-тектонического рельефа и вулканических районов имеются горные сооружения, образованные совместным действием тектонических поднятий и вулканической аккумуляции: основания сооружений сложены комплексом дислоцированных пород, а верхние части – вулканогенными толщами, сохранившими первичные углы наклона, слагающие фрагменты в разной степени разрушенных вулканических построек. Такого ро-

да горные сооружения названы автором денудационно-вулканогенно-тектоническими или для краткости вулканогенно-тектоническими.

Равнинные территории приурочены к Центральной Камчатской депрессии, выполненной плиоцен-четвертичными осадками, и к Западно-Камчатской низменности, сложенной третичными породами, перекрытыми сверху четвертичными отложениями разной мощности (преимущественно небольшой – метры и первые десятки метров) и разного происхождения (ледниковые, флювиогляциальные, морские, озеро-болотные и т.д.).

В отличие от камчатского, курильский отрезок Курило-Камчатского хребта на большей части своей долины образован двумя параллельными друг другу хребтами, разделенными крупным понижением. Внешний по отношению к океану хребет состоит из двух частей – южной и северной. Южная часть протягивается от острова Хоккайдо до пролива Буссоль, северная – от южной оконечности Камчатки до пролива Крузенштерна. Между проливами Буссоль и Крузенштерна внешний хребет отсутствует. Вершинная часть внешнего хребта на самом юге поднимается выше уровня моря в виде островов Малой Курильской гряды. К северо-востоку от о. Шикотан вершина внешнего хребта везде опущена ниже уровня моря, а сам он выражен в рельефе в виде подводного хребта Витязя. Внутренний хребет выступает главным орографическим элементом рассматриваемой системы. Он представляет собой крупное линейное поднятие, протягивающееся от о. Хоккайдо до Камчатки. Вершинная часть хребта трассируется островами Большой Курильской гряды.

Геоморфология подводных склонов внутреннего и внешнего хребтов очень сложная, а происхождение многих деталей строения их рельефа пока убедительно не объяснено. По данным имеющихся исследований [Удинцев, 1955; Затонский и др., 1961; и др.], острова Малой Курильской гряды и почти все острова Большой Курильской гряды окружены материковой отмелью, край которой располагается на глубинах 130–140 м. От края отмели начинаются крутые уступы, спускающиеся на западе до дна Южно-Охотской котловины, а на востоке – до глубоководного Курило-Камчатского желоба. Верхние части уступов характеризуются наличием террасовидных площадок, несущих четкие следы абразионного выравнивания. Подобного рода площадки прослежены до глубины 600–900 м. Террасовидные ступени отмечены также и на больших глубинах. Однако их происхождение точно не установлено. Весьма типичными элементами подводного рельефа служат поперечные к простиранию хребтов понижения, занятые проливами. Дно наиболее глубоких проливов – Буссоль и Крузенштерна – опущено по отношению к вершинам ближайших к ним островов на 2000–3000 м. Эти проливы делят курильский отрезок Курило-Камчатского хребта на три неровных участка: северный (от о. Шумшу до о. Шикотан), центральный (от о. Матуа до о. Симушир) и южный (от островов Черные братья до о. Кунашир). В каждом из названных участков отдельные острова и группы островов также разделены поперечными понижениями – проливами, но их глубина обычно не превышает нескольких сот метров. Охотский склон внутреннего хребта осложнен насажденными на него многочисленными вулканическими сооружениями. Вершины наиболее крупных из них (Атсонупури и вулканы п-ова Чирип на о. Итуруп, Пик Фусса на о. Парамушир и др.) поднимаются выше уровня моря. Большое количество вулканов располагается непосредственно на дне Южно-Охотской глубоководной впадины у подножия хребта. Многие из них достигают высоты 2–3 км, а вершины самых крупных построек образуют острова-вулканы (Алаид, Маканруши, Экарма, Броутона и др.).

Для надводного рельефа внешнего хребта (острова Малой Курильской гряды) характерен типичный денудационно-тектонический рельеф на дислоцированных породах верхнемелового-палеогенового (?) возраста. Молодые вулканические формы рельефа отсутствуют. Из экзогенных рельефообразующих факторов наибольшее значение здесь имели деятельность моря и флювиальные процессы. Поэтому сейчас самые распространенные формы рельефа здесь – морские абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы, а также густая сеть рек и ручьев. Морскими террасами заняты главные площа-

ди мелких островов Малой Курильской гряды (острова Танфильева, Анучина, Зеленый и др.). Практически каждый из этих островов образован "лестницей" морских террас, самые высокие из которых образуют плоские водоразделы. В связи с тем что названные острова лишь недавно (самые древние из террас имеют позднеплейстоценовый возраст) поднялись выше уровня моря, формирование гидросети находится здесь лишь в зачаточной стадии. Морские террасы высотой до 80-90 м сплошной полосой окружают и побережье самого крупного острова Малой Курильской гряды - Шикотана. В его пределах имеются также и фрагменты более высоких террас. Однако последние сильно размывы. Поскольку о. Шикотан стал сушей еще в начале среднего плейстоцена, гидросеть здесь гораздо гуще, а сами долины рек и ручьев глубже, чем на других более мелких островах гряды.

Надводный рельеф внутреннего хребта намного более сложный: на островах имеются участки вулканического, вулканогенно-тектонического и денудационно-тектонического рельефа.

Максимальным развитием пользуются четвертичные вулканические формы рельефа: существенно лавовые и существенно пирокластические стратовулканы, лавовые покровы, кальдеры, экструзивные куполы и т.д. Возраст выраженных в рельефе вулканов - от среднеплейстоценового до современного. По данным Г.С. Горшкова [1967], насчитывается 39 действующих вулканов. Четвертичные вулканы покрывают более половины общей площади островов Большой Курильской гряды.

В связи с тем что, как и на Малой гряде, главными экзогенными рельефообразующими факторами служили морская абразионно-аккумулятивная деятельность и флювиальные процессы, созданные ими формы рельефа пользуются практически повсеместным распространением. Высота морских террас достигает 500 м. Важным рельефообразующим фактором выступает также сейсмотектоника: крупные сейсмотектонические обвалы и оползни имеются на большинстве островов.

Интересен вопрос о существовании на Курилах древней денудационной поверхности выравнивания. Долгое время считалось (Власов, 1959а, б; Горячев, 1966), что высокие поверхности выравнивания используются на Курильских островах широким распространением. А.В. Горячев отмечал даже погружение высокой поверхности выравнивания по направлению к Центральным Курилам, связывая это с опусканием последних. Однако проведенные позднее работы сотрудников СахКНИИ (В.Н. Шилов, В.И. Федорченко и др.) и Института вулканологии (И.В. Мелекесцев) показали, что денудационная поверхность выравнивания плиоценового возраста на Курилах отсутствует. За нее были приняты либо широко распространенные на островах четвертичные лавовые покровы, либо обычные высокие морские террасы. Это, в частности, хорошо показано на примере острова Парамушир [Шилов, Федорченко, 1966]. В связи с этим представляется ошибочным вывод о погружении центрального звена Большой Курильской гряды, сделанный А.В. Горячевым [1966]. Тем более что на многих островах центрального звена имеются высокие морские террасы, указывающие на явное поднятие этой территории.

Предполагается, что после распада Поднятия Дарвина на Камчатке и в Японии события развивались следующим образом (рис. 54). В течение первой стадии, сразу после образования зоны растяжения, наверх снизу начало поступать выплавленное из астеносферы базальтовое вещество и накапливаться на поверхности литосферы - геосинклинальный инициальный вулканизм, сформировавший верхнемеловую [Геология СССР. Т. XXXI, 1964] ирунейскую серию Восточной Камчатки и ее возрастные аналоги в других местах. Мощность геосинклинальных кремнисто-вулканогенных толщ оценивается в 4-8 км [Авдейко, 1977].

Под действием дополнительной нагрузки ослабленные блоки литосферы стали погружаться. Причем относительно маловязкий магматический расплав, внедрившийся по глубинным расколам, служил "смазкой", уменьшавшей трение между опускавшимися блоками и участками ненарушенной литосферы. Опуска-

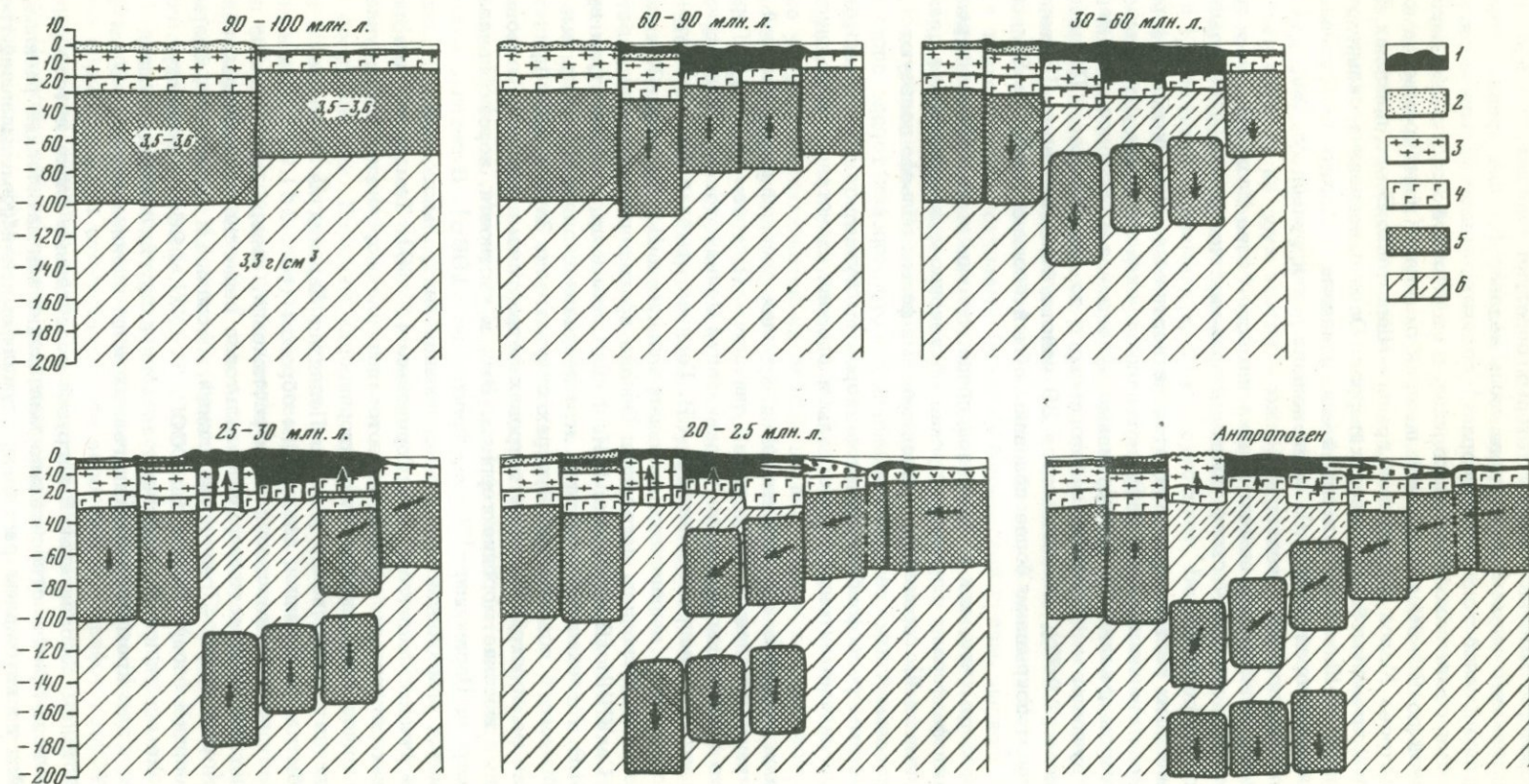


Рис. 54. Эволюция морфоструктуры Камчатки

1 - меловые и кайнозойские вулканиты; 2 - осадочные толщи; 3 - "гранитный" слой; 4 - "базальтовый" слой; 5 - утяжеленные мантийные блоки; 6 - астеносфера

нию могло способствовать также то обстоятельство, что плотность астеносферы непосредственно под подошвой литосферы, по-видимому, несколько уменьшалась из-за частичного плавления здесь ее материала.

Во вторую стадию совместное действие опускания и сопутствующих ему явлений (см. выше), а также бокового давления со стороны океанической плиты Тихого океана в связи с активизацией зоны субдукции после исчезновения поднятия Дарвина привело к отрыву утяжеленных фрагментов литосферы. Они стали погружаться в астеносферу, вращаясь вокруг вертикальной оси, а облегченные фрагменты (собственно сиалическая земная кора выше границы М или ее лишенная базальтового слоя редуцированная часть) — подниматься ("всплывать") вверх. Непосредственно под земной корой оказалось разуплотненное астеносферное вещество, имеющее, по И.П. Кузину [Беляевский, 1974] сейчас плотность $3,2 \text{ г/см}^3$. А поднятые блоки литосферы сформировали асимметричный хребет.

Когда в результате поднятия облегченных блоков и вулканической аккумуляции хребет достиг своей максимальной абсолютной высоты 7–9 км (5–6 км за счет "всплытия" блоков и еще 2–3 км из-за насаженных на него вулканических построек), а его относительное превышение под дном океана составило 12–14 км, могли, по-видимому, создаться предпосылки для разрушения хребта. Помимо больших абсолютных и относительных высот морфоструктуры, для этого было еще по крайней мере три благоприятных фактора. Во-первых, значительный общий прогрев на глубине слагавших ее пород, обеспечивший снижение порога пластичности. Одна из возможных причин нагрева — магматическое вещество, вторая — опускание в предыдущую стадию на глубину в условия более высоких температур. Во-вторых, наличие непосредственно под "всплывшей" корой относительно маловязкого базальтового расплава (или горизонта, обогащенного расплавленным материалом), выплавленного из сильно нагретого и высоко поднятого астеносферного вещества, которое заместило здесь погружившиеся утяжеленные мантийные компоненты литосферы. Этот расплав мог сыграть роль своеобразной "смазки", уменьшившей трение между выше- и нижележащими слоями. В-третьих, таким благоприятным фактором служил процесс накопления материала на больших гипсометрических отметках в ходе роста морфоструктуры. Он способствовал увеличению давления выше расположенных участков на участки, находящиеся ниже.

Рост давления и температуры мог вызвать у некоторых разновидностей пород и в слагаемых ими горизонтах свойство сверхпластичности — способности удлиняться во много раз без образования пережимов и разрывов при одновременном сильном уменьшении мощности пластов. Сверхпластичность наблюдалась, например, [Schmid et al., 1977] у тонкозернистых известняков при давлении 10–2000 бар и температуре 600–900°C. Однако эти исследователи утверждают, что сверхпластичность может быть свойственна и для многих других пород, в частности, для милонитов и вещества верхней мантии.

Подобная комбинация условий привела, вероятно, к тому, что в какой-то критический момент произошло резкое изменение реологических свойств части вещества морфоструктуры и увеличение скорости сдвига в нем до предела длительной текучести. В результате материал, слагавший хребет, быстро переместился на большое расстояние к востоку, в сторону океана, образовав некоторое подобие гигантского коро-мантийного "суперпотока". При этом сам хребет снизился и растрескался. А у его подножия и на поверхности сопредельного с ним участка океанической плиты, находившегося до этого в состоянии изостатического равновесия, внезапно оказалась многокилометровая толща пород, принесенных сюда "суперпотоком" и заместивших менее плотную воду. Большая дополнительная литостатическая и динамическая нагрузка на эти участки вызвала их раздробление и опускание. По периметру "суперпотока" заложился узкий ров — первичный глубоководный желоб.

Разрушение морфоструктуры, помимо перераспределения слагавшей ее массы пород, послужило причиной формирования здесь глубоких прогибов и крупных зон растяжения, к которым был приурочен мощный подводный и надводный

базальтовый вулканизм. Судя по возрасту эти образований (датировки по А.Е. Шанцеру [Камчатка..., 1974]), к которым можно отнести Восточно-Камчатский прогиб с интенсивным подводным базальтовым вулканизмом (козловская и кинкильская свиты), одна из первых подвижек "суперпотока" имела место еще в палеогене.

Удаление материала из центральной части морфоструктуры дало толчок к новому этапу "всплывания" коры и интенсификации вулканической деятельности и как следствие новому этапу роста в высоту морфоструктуры, очередной подвижке "суперпотока", увеличению его протяженности, дальнейшему смещению в восточном направлении более молодого глубоководного желоба, опускающую прилегающих к нему участков.

Такой механизм удовлетворительно объясняет, в частности, погружение на 3,5-4 км палеогеновой суши, бывшей на месте подводного Поднятия Обручева, наличие которой предполагается А.Е. Шанцером по перерыву в осадконакоплении с маастрихта по средний эоцен, установленного по данным глубоководного бурения [Scholl et al., 1971].

Вполне вероятно, что рассматриваемые быстрые подвижки "суперпотока" неоднократно происходили и позднее. Допускается, что предпоследняя и последняя относительно небольшие по масштабам подвижки произошли около 800-700 (более значительная) и 50-40 (слабая) тыс. лет назад. Они сопровождались на Камчатке массовыми излияниями недифференцированных базальтов нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценового этапов ареального вулканизма. Подобные подвижки вполне возможны и в будущем.

Не исключено, что ассоциировавшееся с этими пульсациями "суперпотока" затухающее в западном направлении растяжение земной коры охватило всю переходную зону вплоть до Байкала, став причиной нижнеплейстоценовый и верхнеплейстоцен-голоценовый всплеск вулканизма на территории Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, а также Забайкалья.

В период между подвижками вещество внутренних частей морфоструктуры, по-видимому, либо вообще не перемещается, либо способно только к очень медленному вязкопластическому течению и крипу.

Эпизодический характер активизации "суперпотока" скорее всего связан с релаксационным типом механизма его подвижек, предопределенных закономерным изменением свойств вещества морфоструктуры. А сами подвижки скорее всего следует рассматривать как релаксационные автоколебания своеобразной системы, которые начались несколько миллионов лет назад и будут продолжаться в дальнейшем, поскольку вызвавшие их процессы действуют до сих пор. Хотя, вероятно, характеристики этих процессов иные, чем раньше. Однако последнее должно сказаться лишь на изменении масштабов и периодичности подвижек.

В этом плане моделью "суперпотоков" с известной долей условности можно считать пульсирующие ледники, у которых механизм внезапных быстрых продвижений - пульсаций - детально описан и даже в первом приближении обчислен, а сами они прогнозируются [Войтковский, 1977; Долгушин и др., 1974].

Сходным образом в целом развивались события, по-видимому, и на участках, где зона растяжения заложилась на океанической коре периферии Тихого океана. Хотя некоторые аспекты геологической эволюции камчатского и курильского регионов и сопредельных с ними территорий заметно отличались. Так, одно из отличий состоит в том, что на месте отчлененного, но сохранившего свое первичное строение (нередуцированного) блока океанической литосферы всегда возникает глубоководная впадина: Курильская котловина Охотского моря, Командорская и Алеутская котловины Берингова моря и другие. По классификации И.П. Косминской [Косминская и др., 1963], кора Курильской котловины относится к "субокеаническому" типу, т.е. по сути дела это обычная океаническая кора, но нагруженная более мощным (3-6 км) осадочным чехлом. Поскольку частично заместившие водную оболочку осадочные толщи имеют большую плотность, чем вода, подошва коры здесь несколько

ко (на 1–2 км) опущена, особенно вблизи западного подножия островного склона Большой Курильской гряды, и продолжает погружаться по мере накопления осадочных отложений и вулканогенных толщ. Наличие последних обусловлено мощным вулканизмом, связанным с тем, что вдоль подножия склона проходит разбитая многочисленными нарушениями 20–30-километровая полоса контрастных тектонических движений на границе двух литосферных блоков, западный из которых постоянно опускается, а восточный, с редуцированной литосферой, имеет тенденцию к подъему. Интенсивность вулканизма здесь, вероятно, каждый раз резко увеличивается, когда происходит общее растрескивание морфоструктуры после очередных быстрых пульсаций "суперпотока".

Существенные отличия имеет и вулканизм. В Курильском регионе меньше были, в частности, масштаб кислого вулканизма в целом, а также разовые объемы выбросов ювенильной пироклаستيкулы, площади пирокластических покровов, размеры кальдер обрушения; отсутствуют наиболее кислые разности пород: липарито-дациты, липариты [Эрлих, 1973; Мелекесцев и др., 1974]. По-видимому, это объясняется отсутствием блоков континентальной литосферы – вероятных главных потенциальных источников кислого материала. А погруженные в мантию при дополнительной нагрузке или субдукции блоки океанической литосферы (даже вместе с их осадочным чехлом и базальтовым слоем коры) не могут дать значительных объемов небазальтового материала. При этом последний в течение миоцена-антропогена выплавлялся преимущественно под островами Главной Курильской гряды. Дальше на запад его количество быстро уменьшалось, о чем свидетельствует быстрое поосновнение среднего состава пород антропогенного возраста в этом направлении.

На Курилах при пульсациях "суперпотока" происходило сдвигание к востоку вулканических образований, сформированных над зоной глубинного растяжения, которая, как и на Камчатке, возникла еще в верхнем мелу и продолжает функционировать до настоящего времени, оставаясь на одном месте. Она, по-видимому, находится с охотской стороны Большой Курильской гряды на границе глубоководной впадины и западного подножия островного склона гряды, трансформируясь интенсивным базальтовым вулканизмом.

Первоначально над этой зоной растяжения выросли вулканические формы, участвующие теперь в строении подводного хребта Витязя и его надводного продолжения – Малой Курильской гряды. Вполне вероятно, что в то время (60–70 млн. лет назад) здесь была одиночная островная дуга, близкая по облику к современной Большой Курильской гряде, но сложенная преимущественно основными по составу породами: базальтами, их туфами и туфобрекчиями, а также продуктами переработки этих пород – вулканогенно-осадочными толщами. Скорее всего, она тоже состояла из слившихся между собой и обособленных вулканоидов, как и Большая гряда. Впоследствии в результате нескольких подвижек "суперпотока" древняя (K_2-P_1) островная дуга сместилась отсюда на 100–120 км в сторону океана до своего теперешнего местонахождения.

А над по-прежнему активной зоной растяжения сформировалась более молодая Большая Курильская гряда. Однако и она, вероятно, сейчас несколько отодвинута к востоку от места своего первоначального формирования. В пользу такого предположения свидетельствуют: 1) резкое уменьшение интенсивности вулканизма в антропогене на островной суше и шельфе гряды; 2) установленное по геофизическим данным [Гайнанов, 1964; Гайнанов и др., 1965] отсутствие уходящих в мантию корней вулканов; 3) мощный антропогенный базальтовый вулканизм в тыловой части гряды, особенно у подножия западного островного склона гряды и на прилежащих участках глубоководной котловины.

Таким образом, морфоструктурной основой (или эндоморфоструктурой) для Камчатки и Курил стал существующий с конца мела-начала палеогена пульсирующий коро-мантийный "суперпоток", активный до настоящего времени. Сам же Курило-Камчатский хребет, который можно считать для этого звена Тихоокеанского подвижного пояса морфоструктурой первого порядка (мегамор-

фоструктурой), несмотря на громадные размеры, полигенность и сложность строения, — фактически лишь меньшая по объему выраженная в рельефе верхняя часть "суперпотока" (рис. 55). Так, на Курилах сейчас средняя площадь сечения "суперпотока" $\sim 4000 \text{ км}^2$, а сечение Курильского хребта колеблется на разных его отрезках от 700 до 1000 км^2 . Формирование хребта продолжается более 50–60 млн. лет и еще не закончилось.

Крупнейшие неровности Курило–Камчатского хребта составляют морфоструктуры второго порядка — макроморфоструктуры. На Камчатке к ним относятся горные полигенные системы Срединного и Восточного хребтов, Центральная Камчатская депрессия, гигантские циркообразные отседания Камчатского, Кроноцкого и Авачинского заливов Тихого океана, а также разделяющие их поднятия полуостровов Камчатского Мыса, Кроноцкого и Шипунского; на Курилах — хребет Главной гряды Курильских островов, подводный хребет Витязя вместе с Малой грядой, разделяющее их междуготове понижение, а также вулканоиды и группы слившихся между собой вулканбидов (см. рис. 22). Время их формирования измерялось миллионами и десятками миллионов лет.

Вулканические хребты и массивы, отдельно стоящие крупные многоактные вулканы, вулcano–тектонические слабовыпуклые своды и депрессии, впадины–грабены, обособленные фрагменты хребтов, связанные с дифференцированным тектоническим поднятием различных участков территории Камчатки и Курильских островов на суше и под водой, включены в многочисленный разнообразный комплекс морфоструктур третьего порядка — мезоморфоструктур. Все они — многоактные образования сложного генезиса, но создавались по сравнению с макроморфоструктурами в течение относительно короткого времени: обычно на протяжении десятков–сотен тысяч лет. Возраст мезоморфоструктур не древнее антропогена.

Еще больше имеется морфоструктур четвертичного порядка — микроморфоструктур, возникших в результате одноактного проявления эндогенных сил: вулканизма и тектоники. Это прежде всего различные одноактные вулканические формы рельефа: шлаковые и лавовые конусы, щитовые вулканы исландского типа, экструзивные хребты и куполы, кальдеры, кратеры и другие типы отрицательных эксплозивных форм. Кроме того, прямо выраженные в рельефе тектонические образования разового происхождения, созданные в результате действия нормальных тектонических движений, сейсмотектоники и вулканотектоники: микрограбены и микрогорсты, тектонические уступы, зияющие рвы, трещины и т.д. Все они формировались геологически мгновенно: за время от нескольких секунд до 50–100 лет. Их возраст плейстоценовый и голоценовый но главным образом верхнеплейстоцен–голоценовый.

Эволюция морфоструктуры Курило–Камчатской области шла по пути постоянного видоизменения и нарастающего усложнения от периода ее становления по мере приближения к современной эпохе. На самой ранней стадии развития (K_2) здесь, по-видимому, была в целом вогнутая в сторону океана система геосинклинальных рвов, трассировавших глубинную зону растяжения, которая возникла при разрушении Поднятия Дарвина. В Камчатском регионе глубокие геосинклинальные рвы наложались на молодую мезозойскую платформу, а в Курильском — на периферическую часть западной окраины Тихого океана. Интенсивный инициальный основной вулканизм привел к накоплению в пределах рвов мощных вулканогенных и вулканогенно–осадочных толщ, под тяжестью которых обособленные блоки литосферы зоны растяжения испытали большеамплитудное опускание. В максимальную фазу опускания у этих блоков произошел отрыв нижних плотных мантийных частей, которые начали опускаться в астеносферу, а облегченные верхние части — подниматься вверх.

В результате суммарного эффекта от подъема редуцированных блоков литосферы и непрерывающейся вулканической аккумуляции в следующую (инверсионную) стадию над зоной растяжения вырос полигенный хребет — прообраз современного Курило–Камчатского хребта. Он был создан совместным действием тектоники, магматизма и вулканизма. До начала подвижек–пульсаций "суперпотока" хребет был, вероятно, одиночным и относительно простым по

морфологии, с поперечным сечением в виде пологой арки, широкой в районе Камчатки и узкой в курильской части.

Однако после первой же подвижки "суперпотока" в палеогене строение хребта значительно усложнилось. Его свод растрескался и опустился, здесь появились депрессии-грабены и разделяющие их горстовые поднятия. Восточный склон хребта был разбит многочисленными разрывными нарушениями, а слагавшие его породы частично надвинулись на прилежащий участок океанического дна, вследствие чего подножие хребта сместилось в сторону океана, а длина восточного склона увеличилась. Под действием дополнительной нагрузки погребенный блок океанической плиты погрузился. Вдоль подножия хребта по границе опущенных и стабильных блоков этой плиты заложился узкий ров — аналог современного глубоководного желоба.

Разрушение хребта сопровождалось повсеместным усилением вулканической деятельности, особенно интенсивной вблизи центральной части хребта, над глубинной зоной растяжения. Возникла масса новых вулканических форм рельефа, еще больше осложнивших морфологию хребта.

Поскольку подвижки "суперпотока" впоследствии происходили неоднократно, морфология хребта все время изменялась, приближаясь к современной (см. рис. 55). При этом после каждой крупной подвижки длина потока рывками увеличивалась, а глубоководный желоб соответственно перемещался на восток в сторону океана, удаляясь от остающейся на месте глубинной зоны растяжения.

Интенсификации и территориальной экспансии вулканизма за пределы зоны растяжения способствовало, вероятно, возникновение в астеносфере вихревых структур антициклонального типа, связанных с погружением плотных мантийных фрагментов литосферы. Во-первых, эти структуры-воронки служили, по-видимому, дополнительным источником разогрева вещества на глубине вследствие превращения механической энергии в тепловую при опускании такого блока от кровли к подошве астеносферы. Так, грубый оценочный расчет показывает, что потенциальная энергия мантийного фрагмента размером $20 \times 100 \times 50$ км (ширина \times длина \times мощность) и средней плотности $3,4-3,5$ г/см³ на уровне кровли литосферы при мощности последней в $100-200$ км составляет $3,5-7 \cdot 10^{22}$ кгм. Даже если в тепло перейдет всего $1-10\%$ этой энергии, то выделившегося тепла (порядка $10^{21}-10^{22}$ кал) будет, по-видимому, достаточно для дополнительной выплавки из первично и так сильно нагретого астеносферного вещества десятков и сотен тысяч кубических километров базальтов, часть которых, естественно, окажется на поверхности.

Во-вторых, вращающийся астеносферный вихрь должен и механически воздействовать на вышележащий участок литосферы, способствуя его раздроблению на отдельные блоки с образованием сложной сети разрывных нарушений, облегчающих подачу наверх выплавленного магматического вещества на обширной площади с поперечником, равным диаметру самого вихря, т.е. минимум $300-500$ км. В какой-то мере подтверждением такого положения служит спиральный рисунок векторов смещения триангуляционных пунктов в Японии (см. рис. 48), указывающий, кроме того, на активность вихревых структур и в современную эпоху.

Активный вплоть до настоящего времени вихрь с центром под северной группой вулканов существует, по-видимому, и на Камчатке. В Курильском регионе подобный вихрь (возможно, система вихрей) скорее всего приурочен к Курильской котловине Охотского моря. Его восточный периметр угадывается по кулисообразной ориентировке островов Главной Курильской гряды (Кунашира, Итурупа, Урупа и др.), их подводных продолжений и разделяющих понижений. А центральная часть, по всей вероятности, находится под дном котловины, отличающимся резко повышенным (до $3-4$ ЕТП) региональным тепловым потоком, что хорошо согласуется с изложенными выше представлениями.

Морфологическим выражением на поверхности литосферы более древнего вихря такого типа в соседнем с Курило-Камчатским Алеутском регионе пред-

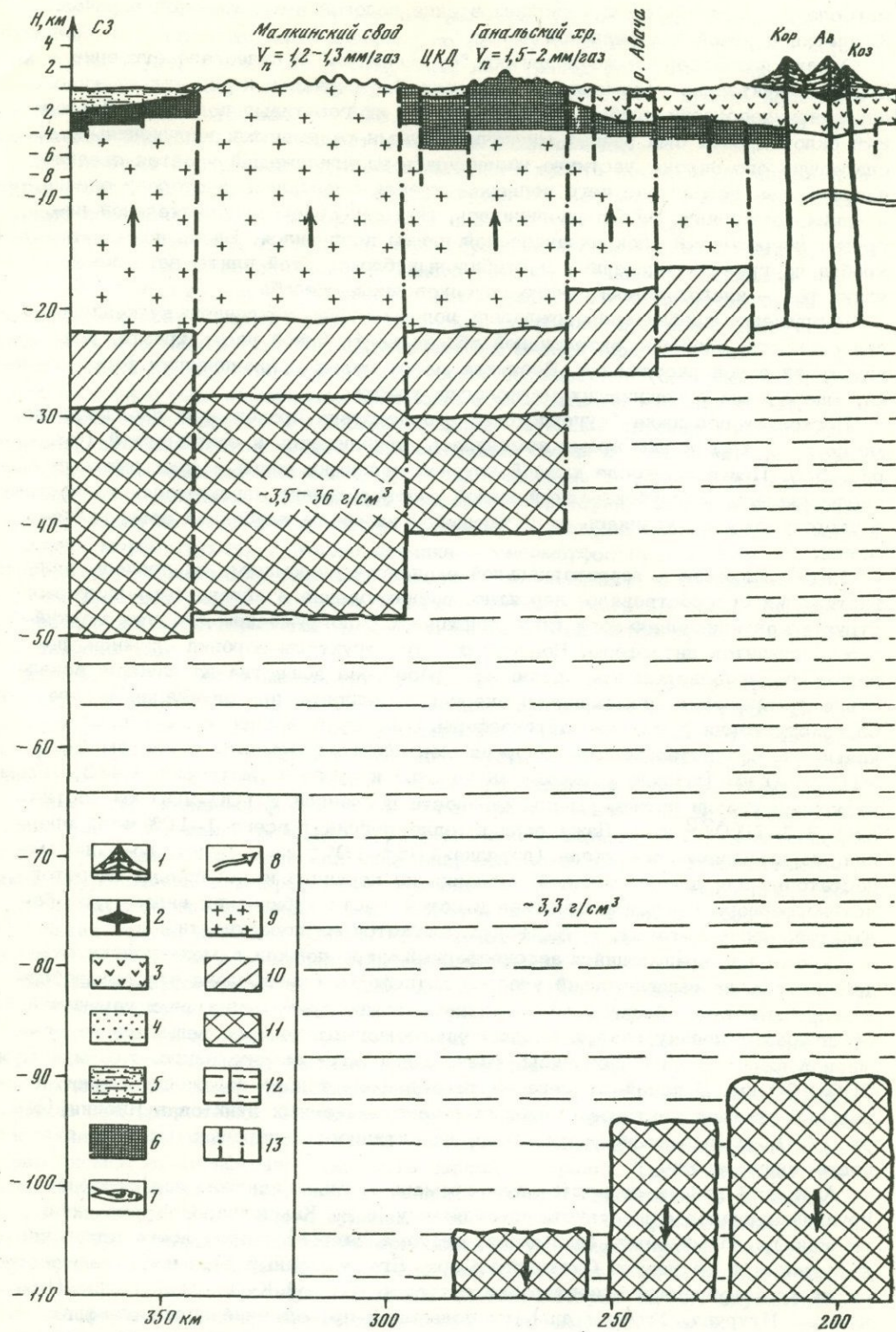
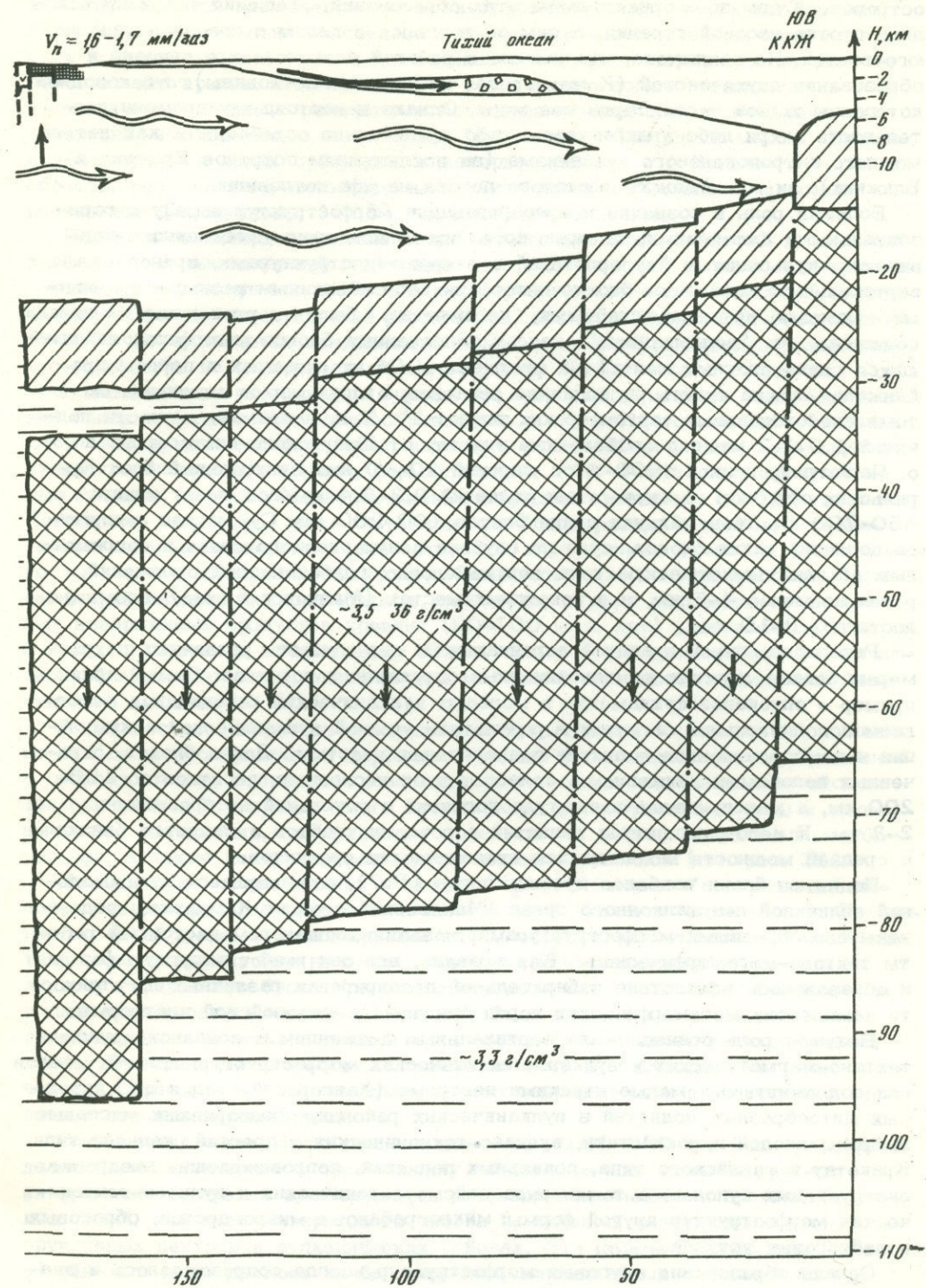


Рис. 55. Принципиальная схема современной морфоструктуры Камчатки
 1 - четвертичные вулканы; 2 - периферические очаги; 3 - кайнозойские вулканы; 4 - четвертичные осадочные толщи; 5 - неогеновые осадочные толщи; 6 - мезокайнозойский фундамент; 7 - гигантские подводные обвалы и



оползни; 8 - коро-мантийный "суперпоток"; 9 - "гранитный" слой; 10 - "базальтовый" слой; 11 - утяжеленные мантийные блоки литосферы; 12 - астеносферное вещество; 13 - предполагаемые разломы

ставляется, вероятно, система подводно-надводных вулканических хребтов и поднятий, включающих подводные хребты Бауэrsa и Ширшова, а также западное звено Алеутской дуги от Командорских до Крысьих островов. Судя по ориентировке этих образований, вращение вихря происходило против часовой стрелки, а сам он двигался в целом с северо-запада на юго-восток. Не исключено, что именно с работой данного вихря связано и образование двухъячейстой (Командорская + Алеутская котловины) глубоководной котловины южной части Берингова моря. Однако к настоящему времени деятельность вихря либо прекратилась, либо значительно ослабла, так как нет ни мощного антропогенного вулканизма (за исключением островов Крысьих и Ближних), ни повышенного теплового потока на дне котловины.

Большая роль в создании и преобразовании морфоструктур наряду с горизонтальными движениями, которые ассоциировались преимущественно с подвижками-пульсациями "супертока" и вихревыми структурами, принадлежала вертикальным движениям блоков литосферы, обусловленным разными причинами. Самыми крупномасштабными, несомненно, были вертикальные подвижки, связанные с "всплыванием" наверх облегченных блоков литосферы, лишившихся своих плотных мантийных фрагментов. Об их размерах в первом приближении можно судить по величине регионов, отличающихся сходными скоростями плейстоценовых тектонических поднятий¹. Так, например, скорости поднятий 1,6-1,7 мм/год свойственны участку от Шипунского полуострова до о. Парамушир длиной ~600 км и шириной 20-40 км. Центральный блок Курильских островов со скоростями поднятий 2,3-2,4 мм/год имеет длину 650-700 км. Минимальная длина блоков 100-200 км. Суммарная амплитуда поднятий таких блоков, судя по глубине денудационного среза и современным абсолютным отметкам толщ верхнемеловых глубоководных отложений, равна не менее 4-5 км, а в некоторых местах (Малкинский свод), возможно, достигает 8-10 км.

Распространенной причиной вертикального перемещения различных по размерам блоков служили компенсационные опускания и поднятия. Самый яркий пример - опускание фундамента в молодых вулканических районах под действием дополнительной нагрузки в результате мощной вулканической аккумуляции и компенсационное поднятие сопредельных участков. Длина блоков, охваченных подобными движениями, колеблется от нескольких десятков до 150-200 км, а максимальная амплитуда поднятий и опусканий не превышает 2-3 км. В целом амплитуда поднятий горстовых хребтов и массивов близка к средней мощности накопившихся вулканических продуктов.

Поднятые блоки наиболее древних пород (Pz?), отличающиеся максимальной величиной денудационного среза (Малкинский свод на Камчатке), осложнены своеобразными морфоструктурами, названными автором настоящей работы тектоно-метаморфическими. Как правило, все они имеют округлую форму и образовались вследствие избирательной препарировки различных по стойкости комплексов метаморфических пород фундамента мезозойской платформы.

Ведущая роль принадлежала вертикальным движениям в создании круговых тектоно-магматических и вулкано-тектонических морфоструктур: пологих сводов над долгоживущими магматическими центрами (Хангарский свод и др.), крупных шитообразных поднятий в вулканических районах, предварявших массовые выбросы кислой пирокластики, вулкано-тектонических депрессий, кальдер типа Кракатау и гавайского типа, локальных поднятий, сопровождавших внедрение экструзивных куполов, а также ряда сеймотектонических и вулкано-тектонических морфоструктур другой формы: микрограбенов и микрогорстов, сбросовых и взбросовых уступов.

Однако образование круговых морфоструктур всегда сопровождалось и значительными горизонтальными деформациями земной коры, связанными с их растяжением и растрескиванием в процессе роста, особенно интенсивными в центральных частях морфоструктур.

¹ В книге "Камчатка..." [1974].

Одна из общих причин возникновения сводообразных и купольных морфоструктур — по-видимому, периодические усиления тангенциального сжатия на глубине при активизации поддвигания океанической плиты в зоне субдукции. В такие моменты заключенное на разных уровнях между жесткими блоками литосферы относительно пластичное магматическое вещество рывками подается к поверхности, деформируя вышележащую покровную породную крышу, если та недостаточна прочна. Очевидно, это в равной мере должно относиться и к магматическим телам, соединенным подводящими каналами с областями их генерации, и к лишенным такой связи "бескорневым" порциям магмы. Вполне возможно, что в зонах субдукции, к которым относится и Курило-Камчатская область, где сжатие в литосфере на глубине преобладает над процессами растяжения [Аверьянова, 1968], последних даже больше.

Поднимаясь вверх в условия более низких давлений, нагретый до высокой температуры размягченный глубинный материал способен на каком-то уровне достичь точки плавления и образовать магматический очаг, способный питать вулканы. Отсюда магматический расплав под действием гидростатического давления и бокового сжатия по ослабленным зонам, возникшим при сводообразовании, может попасть на поверхность и сформировать вулканические постройки.

В зависимости от размеров очагов, их энергетики, наличия или отсутствия связи с источниками магнообразования и других причин над ними создаются либо вулканические районы, активные до 15–20 млн. лет, либо крупные вулканические узлы и группы, формирующиеся до 1–2 млн. лет, или отдельные вулканы, продолжительность жизни которых не превышает 50–100 тыс. лет. Последние, вероятно, чаще питаются из "бескорневых" очагов, сравнительно небольшая энергоемкость которых и ограничивает время их роста всего тысячами и десятками тысяч лет. Свидетельством исчерпания очагов вулканов и приближения их к поверхности, возможно, служит появление среди молодых изверженных продуктов древних (90–100 млн. лет) ультраосновных пород, близких по возрасту инициальному базальтовому вулканизму в Курило-Камчатской области. Например, оливинитов в материале последних извержений Аватчинского вулкана.

В связи с неоднократными подвижками-пульсациями "суперпотока" к одним из самых распространенных морфоструктур его фронтальной части, обращенной в сторону океана, в прошлом и настоящем относятся гравитационно-сейсмико-тектонические. Это прежде всего протяженные дугообразные уступы и крупные зоны растяжения, определяющие ориентировку многих важных элементов рельефа, а также контролирующие распределение вулканов (см. рис. 22).

На Камчатке сфера влияния молодых (N_2-Q) подвижек "суперпотока" непосредственно распространялась до Центральной Камчатской депрессии. Последняя по своей сути — самая крупная здесь морфоструктура, предопределенная такими подвижками. Она возникла, вероятно, как реакция на отодвигание к востоку гигантского блока Камчатского хребта от района п-ова Озерного до южной оконечности Камчатки. Затем она была видоизменена последующими тектоническими и вулканическими процессами. В ее южной части заложился грабен Быстринской депрессии, а северная часть под влиянием нагрузки Ключевской группы вулканов расширилась, деформировалась и приобрела асимметричное строение фундамента.

Образования следующего ранга имеют длину 100–300 км. Они предопределяют местоположение и ориентировку главных речных долин и крупных их фрагментов, границ вулканических районов, современной и древних береговых линий, участков материкового склона и, наконец, осуществляют контроль эруптивных центров в вулканических районах. Эти формы бывают двух видов: а) обычные зоны растяжения без заметных вертикальных смещений блоков земной коры и б) уступы разной сложности строения (простые, ступенчатые и т.д.) — комбинация зон растяжения со стенками отрыва гравитационно-сейсмико-тектонического происхождения.

Глубинность зон растяжения прямо не установлена. Однако можно предполагать, что она зависит от их масштаба и значимости и колеблется от 1–2

до 10–20 км. На это указывают, в частности, результаты изучения Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (см. выше) и материалы сейсмопрофилирования подводного склона Курило–Камчатского хребта, проведенного судном "Вулканолог". Большая глубина заложения крупных зон растяжения устанавливается и по данным ГСЗ на юге Камчатки [Аносов и др., 1977].

Судя по тому, что на протяжении всей второй половины антропогена и в современную эпоху Курило–Камчатский хребет был в состоянии преобладавшего воздымания, "суперпоток" находится в стадии подготовки к очередной пульсации. Но спрогнозировать ее время пока не представляется возможным. Для этого необходимо получить однозначные абсолютные датировки массовых базальтовых излияний в миоцене и плиоцене, а также уточнить время обоих этапов антропогенного базальтового ареального вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К.А., Лялин Ю.И. Позднекаледонские и герцинские вулcano-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969.
- Авдейко Г.П. Геосинклинальный вулканизм и офиолиты. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Токарев П.И. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. — Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50.
- Аверьев В.В., Белоусов В.И. Геологический очерк района. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Аверьянова В.Н. Детальная сейсмическая характеристика вулканических очагов. М.: Наука, 1968.
- Айзатуллин Т.А., Назиров М. Ледовые "вихри" из морской поверхности. — Природа, 1972, № 9.
- Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К. Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
- Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.
- Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.
- Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976.
- Башарина Л.А. Водные вытяжки пепла и газа пепловой тучи вулкана Безымянного. — Бюл. вулканол. ст., 1958, № 27.
- Башарина Л.А. Влияние вулканизма на атмосферу и поверхностные воды полуострова Камчатка. — В кн.: Международный симпозиум гидрогеологии и гидрохимии: Тез. докл. Япония, 1970.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
- Беммелен Р. ван. Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1957.
- Беммелен Р. ван. Вулканология и геология игнимбригов Индонезии, Северной Италии и США. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963.
- Бишоп Д.У., Иден О.Р. ван. Объяснительная записка к тектонической карте. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Благовещенская М.Н. Крупные кольцевые дайки Тунгусской синеклизы и юго-запада Сибирской платформы. — Сов. геол., 1971, № 6.
- Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Борисов О.Г. Вторичные фумаролы агломератового потока вулкана Безымянного и основной источник их питания к концу 1958 г. — Бюл. вулканол. ст., 1960, № 29.
- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Связь строения и рельефа поверхности четвертичных пирокластических покровов Восточная Камчатка. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973.
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952.
- Брекер У.С., Донк Я. ван. Колебания интенсивности инсоляции, объемы льда и содержание O^{18} в глубоководных колонках. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. Современные представления теории, методы исследования. М.: Мир, 1974.

- Будыко М.И. О причинах изменений климата в геологическом прошлом. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
- Будыко М.И. Глобальная экология. М.: Мысль, 1977.
- Бурашников Т.А., Гроссвальд М.Г., Суетова И.А. Объем арктического ледникового покрова в эпоху последнего оледенения Земли. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 5.
- Былинкина А.А. К изучению сухих рек Ключевского вулкана. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
- Важеевская А.А. К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968а.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса с позиций необратимого развития земной коры. — В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. — Труды сессии Отделения наук о Земле АН СССР. М.: Наука, 1968б.
- Васильевский А.П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховьях р. Момы. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР и Камчат. вулканол. ст., 1949, вып. 6.
- Виноградов В.И. Сколько лет океану? — Природа, 1975, № 12.
- Виноградов В.Н., Мелекесцев И.В. Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 1966, № 12.
- Власов Г.М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. — В кн.: Материалы II геоморфологического совещания. М., 1959б.
- Власов Г.М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР: Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1959а, вып. 2.
- Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов. — Труды Камчат. вулканол. ст., 1940, вып. 1.
- Влодавец В.И. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973.
- Влодавец В.И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Влодавец В.И., Пийп Б.И., Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов СССР. — Бюл. вулканол. ст., 1957, № 25.
- Войтковский К.Ф. О механизме подвижки ледника Мелвежьего. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. М., 1974, вып. 24.
- Всехвятский С.К. Малые тела солнечной системы и проблемы вулканизма Земли. — В кн.: Проблемы вулканизма. М.: Наука, 1962.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М.: ИЛ, 1963.
- Гайнанов А.Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964, вып. 1.
- Гайнанов А.Г., Тулина Ю.В., Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Соловьев О.Н. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана. — В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам: Сейсмические исследования. М.: Наука, 1965.
- Геология СССР. Т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
- Геохронология СССР. Т. III. Л.: Недра, 1974.
- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, т. 104, № 4.
- Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной в 1956 г.: (предварительное сообщение). — Бюл. вулканол. ст., 1957, № 26.
- Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
- Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1956 гг. М.: Наука, 1965.

- Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969.
- Горшков Г.С., Мелекесцев И.В., Штейнберг Г.С., Эрлих Э.Н. О строении кратера Циолковский. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
- Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966.
- Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки. М.: Наука, 1965.
- Диц Р., Холден Дж. Распад Пангеи. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
- Добродеев О.П. Живое вещество и оледенения Земли. — Природа, 1975, № 6.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.В., Стулов В.В. Подвижка ледника Медвежьего в 1973 г. и основные черты предшествовавшей ей эволюции ледника. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 1974, вып. 24.
- Дэмон П.Э. Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов провинции бассейнов и хребтов на территории штатов Аризона и Сонора. — В кн.: Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973.
- Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик. — Бюл. вулканол. ст., 1973, № 49.
- Заварицкий А.Н. Вулканическая зона Курильских островов. — Вестн. АН СССР, 1946а, № 1.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946б, № 2.
- Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 10.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.В. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Океанологические исследования. М., 1961, № 3.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Зубин М.И., Таракановский А.А. Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевой группы вулканов. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток, 1976.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970.
- Иванов Б.В., Андреев В.Н., Горельчик В.И. Извержение Ключевой сопки в 1972–1974 гг. и образование побочных кратеров на юго-западном склоне вулкана. — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг Северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978.
- Ионин А.С., Каплин П.А. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей СССР. М.: Наука, 1974.
- Кадик А.А., Лебедев Е.В., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971.
- Камчатка, Курильские и Командирские острова. М.: Наука, 1974.
- Канаев В.Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах. — Труды Ин-та океанол. 1960, т. 32.
- Канаев В.Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды. — В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1961, т. 1.
- Канаев В.Ф., Ларина Н.И. Подводный рельеф Северо-Курильского района. — Труды Ин-та океанол. 1959, т. 36.
- Катили Дж.А. Суматра. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: ИЛ, 1977, т. 1.
- Каэн Л. Геология бельгийского Конго. М.: ИЛ, 1954.
- Краевая Т.С. Сухие реки районов Ключевой и Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1964, вып. 2.
- Краевая Т.С. Новые данные о возрасте молодых пемзовых отложений района озера Курильского. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1967, вып. 5.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977.
- Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л.: Недра, 1973.
- Кеппежинская В.В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинария: Центральный Казахстан. М.: Наука, 1969.
- Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им. Б.И. Пийпа в октябре-декабре 1966 г. — Бюл. вулканол. ст., 1968, № 44.

- Ковалев Г.Н. К вопросу о энергетике активного вулканизма. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Кожемяка Н.Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 4.
- Кожемяка Н.Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов. - В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В., Кракшина Р.М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмологического зондирования. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977.
- Лавров В.М. Характерные черты стратиграфии осадков Северо-Восточной Атлантики. - Труды Ин-та океанол., 1962, т. 6.
- Ли Сы-Гуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М., 1958.
- Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. - В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954, вып. 1.
- Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья. - В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1956, вып. 2.
- Логачев Н.А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 1.
- Лурье М.Л. Позднепалеозойские-раннемезозойские магматические породы Сибирской платформы. - В кн.: Геохронология СССР, 1974, т. II.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 2.
- Лучицкий И.В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
- Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975.
- Максимов Е.В. О хронологической связи между стадиями горного оледенения и ритмами сейсмо-вулканической активности. - ДАН СССР, 1968а, т. 177, № 5.
- Максимов Е.В. Ритмичность в проявлении вулканической активности. - Сов. геол., 1968б, № 5.
- Малеев Е.Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. - Труды Лаб. вулканол. и Камчат. вулканол. ст., 1949, вып. 6.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Марков К.К. Палеогеография. М., 1951.
- Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Попигаийский метеоритный кратер. - Сов. геол., 1971, № 6.
- Мелекесцев И.В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. - В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965.
- Мелекесцев И.В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм как возможная причина оледенения. - В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969а.
- Мелекесцев И.В. Дешифровочные признаки четвертичных вулканических образований Камчатки. - В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969б.
- Мелекесцев И.В. Типы и возраст действующих вулканов Курило-Камчатской зоны. - Бюл. вулканол. ст., 1973, № 49.
- Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения. - В кн.: Вулканизм и глубинный магматизм. М.: Наука, 1978.
- Мелекесцев И.В. Брайцева О.А., Краевая Т.С. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970.

- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Кожемяка Н.Н. Возраст вулканов Курило-Камчатской области. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины. - В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лупкина Е.Г. Внутренний хребет Курильской дуги. - В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для геохронологического метода. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969.
- Мелекесцев И.В., Штейнберг Г.С., Эрлих Э.Н. Об общих особенностях лунного вулканизма. - В кн.: Физика Луны и планет. М.: Наука, 1972.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
- Менард Г.У. Глубоководное дно океана. - В кн.: Океан. М.: Мир, 1971.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса. М.: Недра, 1973.
- Милановский Е.Е. Основные черты геологического строения Африкано-Аравийского рифтового пояса. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 1.
- Митчелл Дж. М. Об изменчивости излучения и о вулканической деятельности как возможных источниках изменений климата. - В кн.: Физические основы климата и его моделирования. Л., 1977.
- Мухин Ю.В. К вопросу о палеотемпературах земной поверхности. - ДАН СССР, 1978, т. 238, № 1.
- Набоко С.И. Извержение Бирюкая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г. Труды Лаб. вулканол. АН СССР и Камчат. вулканол. ст., 1947, вып. 5.
- Набоко С.И. Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся 23 октября 1946 г. - Бюл. вулканол. ст., 1949, № 16.
- Никонов А.А. Современные тектонические движения земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12.
- Никович Д., Хейзен Б. Тейра острова Санторин. - В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969.
- Обручев С.В., Лурье М.Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вачевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука, 1972.
- Олюнин В.Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1.
- Офтедаль Хр. Об игнимбригах и связанных с ними породах. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.
- Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966.
- Пийп Б.И. О раскаленных агломератовых потоках вулкана Авача и о типе извержения этого вулкана. - Бюл. вулканол. ст., 1946, № 12.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержение в 1944-1945 гг. и в прошлом. - Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
- Пийп Б.И., Маржинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. Предварительное сообщение. - Бюл. вулканол. ст., 1965, № 39.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма на примере Камчатки. М.: Наука, 1966.
- Поляк Б.Г., Мелекесцев И.В. К оценке геознергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг. - Геотектоника, 1979, № 1.
- Поспелов Г.Н. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
- Пресс Ф. Гравитационная неустойчивость литосферы. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л.: Наука, 1973.
- Пушаровский Ю.М. Кайнозойские тектонические зоны Тихоокеанского кольца. - В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.

- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970.
- Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести при помощи центрифуги. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Реклю Э. Земля. М., 1914. Т. V: Вулканы.
- Ривош Л.А. Некоторые геофизические данные о глубинном строении Центральной Камчатской депрессии. — Сов. геол., 1963, № 2.
- Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
- Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
- Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.Н. Вулканические плато хребта Вернадского о. Парамушир, Северные Курильские острова. — В кн.: Базальты плато. М.: Наука, 1964.
- Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М.: Наука, 1966.
- Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков по данным объемного метода. — В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Рудич К.Н., Устиев Е.К. Центры четвертичного вулканизма в области мезозойд Северо-Востока Азии. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. М., 1959.
- Рябинин Ю.Н., Родионов В.Н. Оценка энергии вулканических взрывов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
- Святловский А.Е. О применении геоморфологии при исследовании вулканических областей. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
- Святловский А.Е. История новейшего вулканизма и образования рельефа в районе вулкана Бакенин. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 12.
- Святловский А.Е. Роль аэрометодов при изучении вулканических областей. — Труды Лаб. аэрометодов АН СССР, 1959, т. 8.
- Святловский А.Е. Очерк четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967.
- Семеевский Д.В. К вопросу о возрасте вулкана Сверре. — В кн.: Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: Недра, 1965.
- Сергин С.Я., Сергин В.Я. Система автоматического регулирования "земная поверхность—атмосфера" и оледенения Земли. — В кн.: Материалы гляциологических исследований. М., 1966, вып. 12.
- Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968.
- Скиннер Б.Дж. Тепловое расширение. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск—Камчатский, 1974.
- Смит Р.Л. Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963.
- Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы: Тринадцатое чтение им. В.И. Вернадского, 12 марта 1971 г. М.: Наука, 1973.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Типы верхней мантии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.
- Соколов И.Ф. Вулканизм и почвообразование. М.: Наука, 1973.
- Соловьева И.А. Строение земной коры Охотского региона по геофизическим данным. — В кн.: Мезо—кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
- Солоненко В.П. Землетрясения и вулканы Станового нагорья. — Природа, 1964, № 9.
- Солоненко В.П., Солоненко М.А. Новейший вулканизм. — В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968.

- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
- Стратула Д.С., Стырикович Б.В. Следы четвертичных оледенений и трансгрессий моря на острове Шиадокотан. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1967, вып. 5.
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материи. М.: Мир, 1973. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Тиррель Г.С. Вулканы. ОНКИ НКТП СССР, 1934.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 9.
- Тораринссон С. Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
- Тораринссон С., Поляк Б.Г. Энергетика вулкана Гекла (Исландия). — В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, т. 12.
- Умбгров Д. Островные дуги. — В кн.: Островные дуги. М.: ИЛ, 1952.
- Устиев Е.К. Анойский вулкан. М.: Гостехиздат, 1961.
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Аносов Г.И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмическим данным. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965.
- Фарберов А.И. Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Федорченко В.И., Шилов В.Н., Родионова Р.И., Гаврилов В.К. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма на примере хр. Вернадского, о. Парамушир. — Труды СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1966, вып. 16.
- Федотов С.А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976а, № 5.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976б, № 10.
- Федотов С.А., Ковалев Г.Н., Мархинин Е.К. и др. Хронология и особенности Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г., Камчатка. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Федотов С.А., Энман В.Б., Магуськин М.А., Левин В.Е., Жаринов Н.А. Внедрение базальтов и образование питающих трещин Большого Толбачинского извержения 1975 г. по геодезическим данным. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Федотов С.А., Энман В.Б., Магуськин М.А., Левин В.Е., Жаринов Н.А., Энман С.В. Деформации земной поверхности вблизи Новых Толбачинских вулканов 1975–1976 гг. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978.
- Фетт В. Атмосферная пыль. М.: ИЛ, 1961.
- Флинт Р.Ф. Ледники и хронология плейстоцена. М.: ИЛ, 1963.
- Флон Г. История и интразитивность климата. — В кн.: Физические основы климата и его моделирования. Л.: Гидрометеоздат, 1977.
- Флоренсов Н.А. Что такое структурная геоморфология? — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
- Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В. Новые данные о Туккинских вулканах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. — В кн.: Вулканизм и тектогенез: Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968.

- Фремд Г.М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. — Труды Лаб. палеовулканол. Алма-Ата, 1963, вып. 1.
- Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971.
- Холтедаль У. Геология Норвегии. М.: ИЛ, 1957. Т. 1.
- Шерман С.И., Медведев М.Е. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973.
- Штейнберг Г.С. О взрывном образовании кальдер. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 6.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Т. 1.
- Хендин Д. Прочность и пластичность. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
- Хитаров Н.И. О соотношениях между водой и магматическими расплавами. — Геохимия, 1960, № 7.
- Холмс А. Основы физической геологии. М.: ИЛ, 1949.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: ИЛ, 1963.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е., Егорова И.А., Лупикина Е.Г. Кайнозойские отложения Курило-Камчатской области. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Чумаков Н.М. Докембрийские гиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1977.
- Шанцер А.Е. Этапы развития палеорельефа. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гелтнер А.Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966.
- Шатский Н.С., Богданов А.А. и др. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Зубин М.И., Таракановский А.А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
- Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1964. Т. II.
- Эрлих Э.Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2.
- Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Эрлих Э.Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Основные этапы вулканизма и тектонических преобразований четвертичного времени в западной части Тихоокеанского кольца. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1973а, т. 38(3).
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973б.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
- Якоби В. Гравитационная неустойчивость и тектоника плит. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Яншин А.Л. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.
- Akhmetjev M.A. Flora and Vegetation of the Cenozoic of Iceland and stratigraphical scheme of its volcanics based on palaeofloristic data. — Meeting of European Palaeobotanists Cour. Forsh, Inst. Senlenberg, Frankfurt am Main, 1976, vol. 19.
- Allsopp H.L., Barret D.R. Rb-Sr age determinations of South African Kimberlite pipes. — Phys. and Chem. Earth, 1975, v. 9, p. 605-617.
- Anderson D.L. Geophysical evidence on the petrology of the mantle. — Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, N 3, 1970, p. 85-93.
- Anderson T., Flett J.S. Report on the eruptions of the Soufriere in St. Vincent and on a visit to Montagne Pelée in Martinique, part I. — Roy. Soc. London Phil. Trans. Ser. A, 1903, v. 200, p. 353-553.
- Bailey R.A., Dalrymple G.B., Lanphere M.A. Volcanism, structure and geochronology of Long Valley Caldera. Mono County, California. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 725-744.

- Ballard R.D., Van Andel T.H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, N 4, p. 507–530.
- Ballard R.D., Bryan W.B., Heirtzler J.R. Manned submersible observations in the famous area: Mid-Atlantic Ridge. — *Science*, 1975, v. 190, N 4210, p. 103–108.
- Bellaiche G., Cheminee J.L., Francheteau J., Hekinian R., Le Pichon X., Needham H.D., Ballard R.D. Inner floor of the Rift Valley: first submersible study. — *Nature*, 1974, v. 250, N 5467, p. 558–560.
- Bender M., Taylor F.T., Matthews R.K. Helium-uranium dating of corals from Middle Pleistocene Barbados reef tracts. — *Quatern. Res.*, 1973, 3, N 1, p. 142–146.
- Beverley H. Volcanic particles in the stratosphere. — *Austral. J. Phys.*, 1964, 17, N 4.
- Bordet P., Marinelli G., Mittempergher M., Tazieff H. Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Rumeés. — *Soc. Belg. Geol. Mem.*, 1963, N 7, p. 113.
- Bray J.R. Volcanism and glaciation during the past 40 millenia. — *Nature*, 1974, v. 252.
- Bray J.R. Volcanic triggering of glaciation. — *Nature*, 1976, v. 260, N 5550, p. 414–515.
- Bray J.R. Pleistocene volcanism and glacial initiation. — *Science*, 1977, v. 197, p. 251–254.
- Bridgwater D., Sutton J., Watterson J. Crustal downfolding associated with igneous activity. — *Tectonophysics*, 1974, v. 21, N 1/2, p. 57–78.
- Brousse R., Delibrias G., Labeyrie J., Rudel A. Elements de chronologie des eruptions de la chaîne des Reys. — *Bull. Soc. géol. France, Ser. 7*, 1969 (1970), t. 11, N 6, p. 770–793.
- Buch L. *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Berlin, 1825.
- Bullard F.M. *Volcanoes in history, in theory, in eruption*. Austin, 1962.
- Cahen L., Lepersonne J. Les terrains du Congo belge appartenant ou pouvant appartenir à un système du Karoo. — In: *Grong. Geol. Intern. XX Sess. Rapp. Commiss. Gondwana. Mexico*, 1956.
- Cant R.V. Jamaica's pleistocene reef terraces. — *Geol. en mijnbouw*, 1973, 52, N 3, p. 157–160.
- Catalogue of active volcanoes of the world including solfatara fields, part 1–21, 1951–1965.
- Clague D.A., Dalrymple G.B. Cretaceous K-Ar ages of volcanic rocks from the Musicians seamounts and the Hawaiian Ridge. — *Geophys. Res. Lett.*, 1975, v. 2, N 7, p. 305–307.
- Cotton C.A. *Volcanoes as landscape forms*. Melbourne, 1952.
- Dana I.D. *Characteristics of volcanoes*. New York, 1891.
- Davis W. *Die erklärende Beschreibung der Landformen*. Leipzig, 1912.
- Dziewonski A.M. Upper mantle models from "Pure Path" dispersion data. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 2587–2601.
- Decker R.W., Wright T.L. Deformation measurements on Mauna Loa volcano, Hawaii. — *Bull. Volcanol.*, 1968, 32, N 2, 400.
- Du Toit A. *The geology of South Africa*. London, 1939.
- Eaton G.P., Christiansen R.L. Magma beneath Yellowstone National Park. — *Science*, 1975, v. 188, N 4190.
- Einarsson T. The eruption of Hekla 1947–1948; IV. 3 The flowing lava, *Studies of its main physical and chemical properties*. Reykjavik: Soc. sci. islandica, 1949.
- Fenner C.N. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit in the Valley of Ten Thousand Smokes. — *Nat. Geogr. Soc., Contrib. Tech. Pap., Katmai Ser.*, 1923, N 1, 74.
- Fries C.H. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water, erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. — *Amer. Geophys. Union Trans.*, 1953, v. 34, p. 603–616.
- Fritz S. The albedo of the planet Earth and clouds. — *J. Meteorol.*, 1949, v. 6, N 4.
- Grant-Taylor T.L. Volcanic history of Western-Taranaki. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1964, v. 7, N 1.
- Griggs R.F. The Valley of Ten Thousand Smokes. — *Nat. Geogr. Mag.*, 1918, v. 31, N 1.
- Grindley G.W. The geology, structure and exploitation of the Wairakei geothermal field, Taupo New Zealand. — *N.Z. Geol. Surv. Bull. N.X.*, 1965, N 75.
- Haddon R.A.W., Bullen K.E. An Earth model incorporating free Earth oscillation data. — *Phys. and Earth Planet. Interiors*, 1969, N 2, p. 35–49.
- Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruptions. — *Bull. Volcanol.*, 1963, t. 25.
- Hedervari P. Volcanophysical investigations on the energetics of the Minoan eruption of volcano Santorin. — *Bull. Volcanol.*, 1968, t. 32, fasc. 2.
- Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone. — *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 1964, v. 7, N 1.
- Hein J.R. Via genesis and distribution of late Genozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 89, N 2, p. 197–210.
- Heys J., Ninkovich D. North Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutian underthrusting. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1970.

- Hoare J.M., Coonrad W.L. A tuya in Togiak Valley, southwest Alaska. — *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 1978, v. 6, N 2, p. 193–202.
- Huang T.C., Watkins N.D. Volcanic dust in deep-sea sediments: relationship of Microfeatures of explosivity estimates. — *Science*, 1976, v. 193, N 4253, p. 576–579.
- Katsui Y. World active volcanoes. Tokyo, 1971.
- Kennet J.P., Huddleston P. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tepherochronology, western Gulf of Mexico. — *Quatern. Res.*, 1972, 2, N 1, p. 38–69.
- Kennet J.P., Clark H.C., Huddleston P. Paleoclimatology, paleomagnetism and tepherochronology of late Pleistocene sedimentary cores, gulf of Mexico. — *Collog. Intern. CNRS*, 1974, N 219, 293–249.
- Kennet J.P., Thunell R.C. Global increase in Quaternary explosive volcanism. — *Science*, 1975, v. 187, N 4176, p. 497–503.
- Kuenen P. Marine geology. New York, 1950.
- Lacroix A. La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris, 1904.
- Lamb H.H. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. — *Phil. Trans. Roy. Soc., London A*, 1970, p. 425–533.
- Lipman P.W. Evolution of the Platoro caldera complex and related volcanic rocks, southeastern San Juan Mountains, Colorado. — *Geol. Surv. Prof. Pap.* 852, 1975, p. 128.
- Lipman P.W. Caldera-collapse beccias in the western San Juan Mountains, Colorado. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, p. 1397–1410.
- Lipman P.W., Friedman I. Interaction of Meteoric Water with Magma: an oxygen-isotopic study of ash-flow sheets from Southern Nevada. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 695–702.
- Luedke R.G., Burbanc W.S. Volcanism in Western San Juan Mountains, Colorado. — *Bull. Volcanol., Napoli*, 1966, t. 29.
- Luedke R.G., Burbanc W.S. Volcanism and cauldron development in the western San Juan Mountains, Colorado. — *Quart. Colo School Mines*, 1968, 63, N 3, p. 175–208.
- Luyendyk B.P., Macdonald K.C. Physiography and structure of the inner floor of the Famous rift valley: observations with a deep-towed instrument package. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, N 5, p. 648–663.
- Macbirney A.R. Factors governing the nature of submarine volcanism. — *Bull. Volcanol.*, 1963, v. 26, p. 455–469.
- Macdonald G.A. The activity of Hawaiian volcanoes during the years 1951–1956. — *Bull. Volcanol.*, 1959, ser. 2, t. 22, p. 3–70.
- Macdonald G.A., Abbott A.T. Volcanoes in the sea. Honolulu, 1970.
- Macdonald K.C., Luyendyk B.P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge near lat 37°N. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, N 5, p. 621–636.
- Machado F., Parsons W.H., Richards A.F., Mulford J.W. Capelinhos eruption of Fayal volcano, Azores, 1957–1958. — *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67, p. 3519–3529.
- McDougall I. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1964, v. 75, N 2.
- McDougall I., Swanson D.A. Potassium-argon ages of lavas from the Hawi and Pololu volcanic series, Kohala Volcano, Hawaii. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, 83, N 12, p. 3731–3738.
- Matsumoto H., Fujimoto Y. Noticeable result of a drilling on the northeastern floor in Aso caldera. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1969, v. 14, N 1, p. 1–7.
- Meinel A.B., Meinel M.P. Height of the glow stratum from the eruption of Agung on Bali. — *Nature*, 1964, 201, N 4920.
- Menard H.W. Sea floor spreading, topography and the second layer. — *Science*, 1967, v. 257, p. 923–924.
- Minato M., Hashimoto S. Stratigraphy of Quaternary ash and pumiceous products in southwestern Hokkaido, N. Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Sapporo*, 1972, p. 679–736.
- Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia. — *Sci. Amer.*, 1977, v. 236, N 4, p. 30–41.
- Moore J.G. Base surge in recent volcanic eruptions. — *Bull. Volcanol. Ser. 2*, 1967, t. 30, p. 337–363.
- Nakamura M. On the volcanic products and history of Kaimondake volcano. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1965, v. 12, N 3, p. 119–131.
- Ninkovich D. Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep-sea sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 7, N 2.
- Ordóñez B. The new volcano of Parícutin. *Univ. Texas Inst. Latin Amer. Stud.*, 1943, p. 62–78.

- Pal P.C. Bhimasankaram V.L.S. Palaeomagnetism and the Deccan Trap volcanism. — Bull. Volcanol, Napoli, 1972, t. 35, p. 1, p. 766–789.
- Perret F.A. The eruption of Mt. Paalee 1929–1932. — Carnegie Inst. Washington Publ., 1935, N 458.
- Sandberg C. On a new basis of solution of the caldera-problem, and some association phenomena. — Proc. Koninkl. nederl. akad. wet. B, 1927, bd. 31.
- Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.
- Schmid S.M., Boland J.N., Paterson M.S. Superplastic flow in finegrained limestone. — *Tectonophysics*, 1977, v. 43, N 3/4, p. 257–291.
- Schmidt K.G. Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. — *Ingenieur (Nederl.)*, 1934, N 7–9.
- Chofield J.C. Correlation between sea level and volcanic periodicities of the last mullennium. — *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1970, v. 13, N 3.
- Schooll W., Greager J. Deep Sea Drilling Project. Leg. 19, Geotimes, 1971.
- Searle E.J. Volcanic risk in the Aucland metropolitan district. — *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1964, v. 7, N 1.
- Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons. — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116.
- Steven T.A., Lipman P.W. Calderas of the San Juan volcanic field, Southwestern Colorado. — *Geol. Surv. Prof. Pap.* 958, 1976, p. 36.
- Swanson D.A. Magma supply rate at Kilauea volcano, 1952–1971. — *Science*, 1972, v. 175, N 4018, p. 169–170.
- Takeuchi H., Basegawa Y. Viscosity, distribution within the Earth's. — *Geophys. J.*, 1965, 9.
- Thorinsson S. The Surtsey eruption and related scientific work. — *Polar Rec.*, 1967, v. 13, N 86, p. 571–578.
- Thorarinsson S. The Lakagigar eruption of 1783. — *Bull. Volcanol*, Ser. 2, 1970, t. 33, p. 910–927.
- Valencia M.J. Pleistocene stratigraphy of the western equatorial Pacific. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 88, N 1, p. 143–150.
- Walcott R.I. Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 3941–3954.
- Westerveld J. Quaternary volcanism on Sumatra. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1952, v. 63, N 6.
- Wickens A.J. Variations in lithospheric thickness in Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, p. 1154–1162.
- Williams H. Calderas and their origin. — *Bull. Dept Geol. Sci.*, 1941, v. 25, N 6.
- Yokoyama I. Energetics on active volcanoes. 1st Paper Activities of volcano Mihara, Oshima Island during the period 1953–1954. — *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1956, v. 34, part 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Специфика проблемы вулканического рельефообразования	4
ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ	17
Главные типы вулканической деятельности и созданные ими формы рельефа	20
Взаимодействие вулканизма и невулканических рельефообразующих процессов	55
Роль вулканизма в современном рельефообразовании	64
ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В АНТРОПОГЕНЕ	71
Структурное положение, геоморфология и история развития молодых вулканических районов Курило-Камчатской области	72
Вулканизм как рельефообразующий процесс	96
Общий геолого-геоморфологический эффект антропогенного вулканизма	156
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНЕЙ И ДРЕВНЕЙШЕЙ ЭПОХ	163
Возможности и границы применения актуалистического подхода для решения проблемы древнего вулканического рельефообразования	165
Вихревая вулканическая гипотеза и ее значение для понимания некоторых закономерностей вулканического рельефообразования.	169
Строение и эволюция морфоструктуры вулканических областей переходной зоны от океана к континенту (на примере Курило-Камчатского региона)	181
ЛИТЕРАТУРА	201

Иван Васильевич Мелекесцев

ВУЛКАНИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор *Е.П. Алтухова*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художественный редактор *Н.Н. Власик*. Технические редакторы *И.И. Джиоева, Н.М. Бурова*

ИБ № 17034

Подписано к печати 31.03.80. Т — 03991. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ.л. 18,6 + 2,1 вкл. Уч.-изд.л. 23,4. Тираж 850 экз. Тип. зак. 1183.
Цена 3р. 60 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

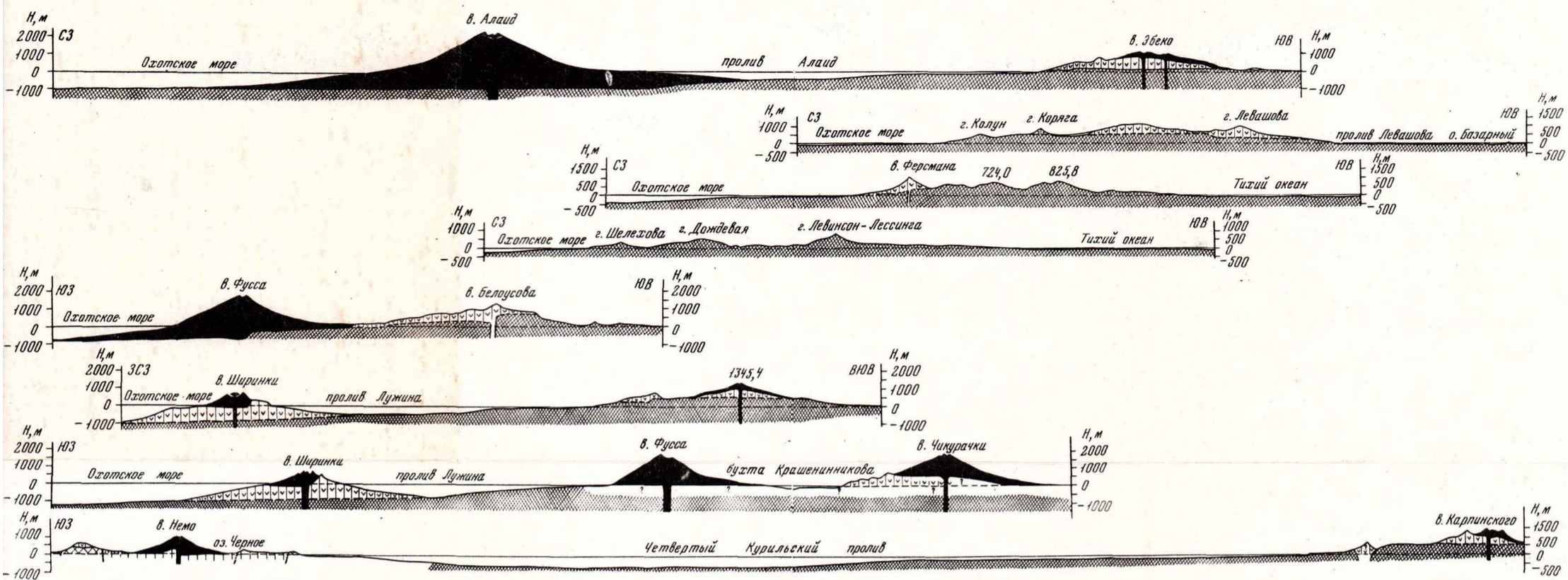


Рис. 25. Поперечные профили Парамуширского блока
 1 - вулканы верхнеплиоцен-голоценового возраста; 2 - вулканы средне-
 верхнеплейстоценового возраста; 3 - четвертичные осадочные толщи; 4, 5 -
 дочетвертичный фундамент: 4 - плиоценового возраста, 5 - олигоцен-миоцено-
 вого; 6 - разрывные тектонические и вулканотектонические нарушения. Эти
 же условные обозначения и на рис. 26-29

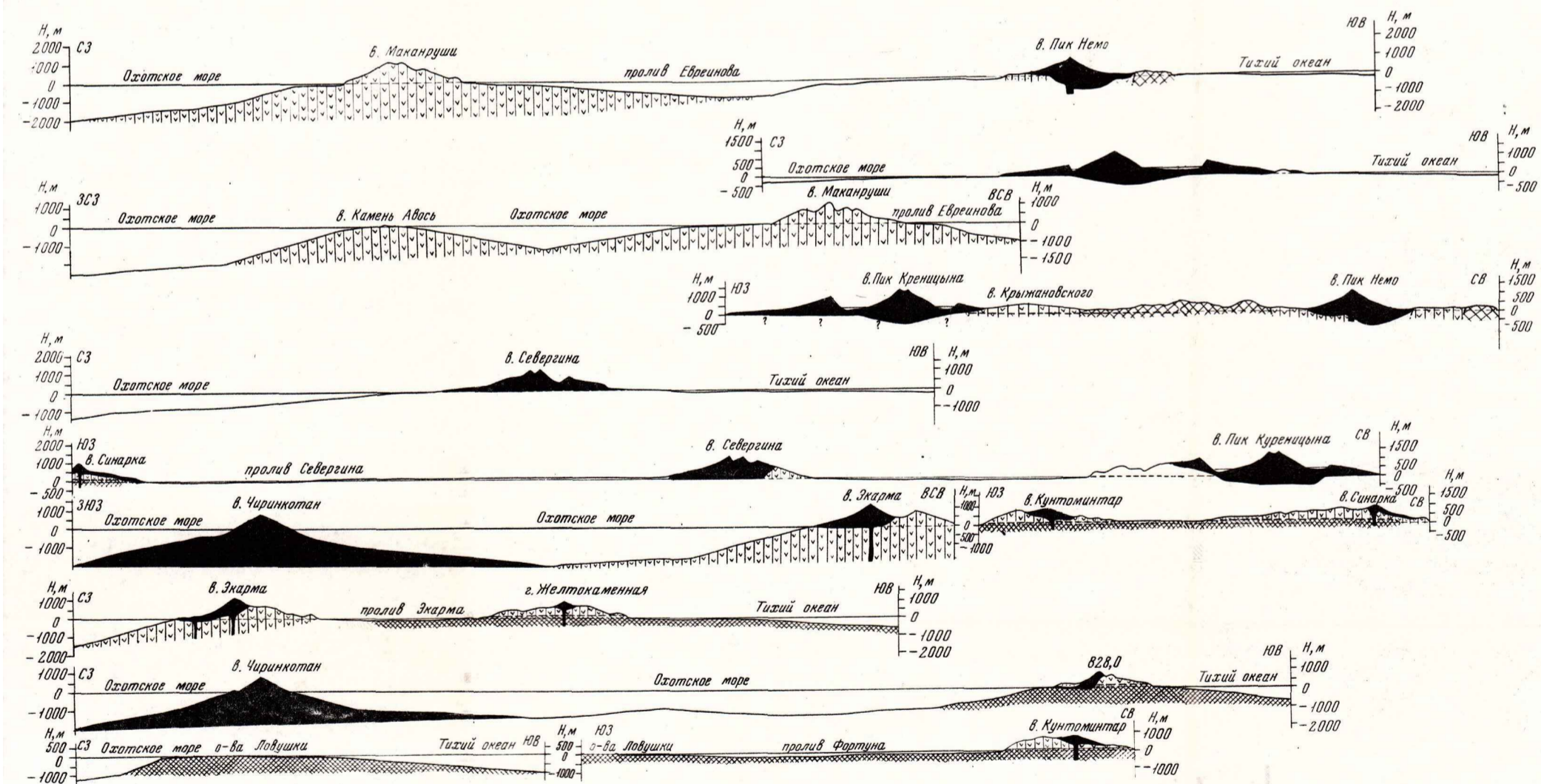


Рис. 26. Поперечные профили Онекотанского блока

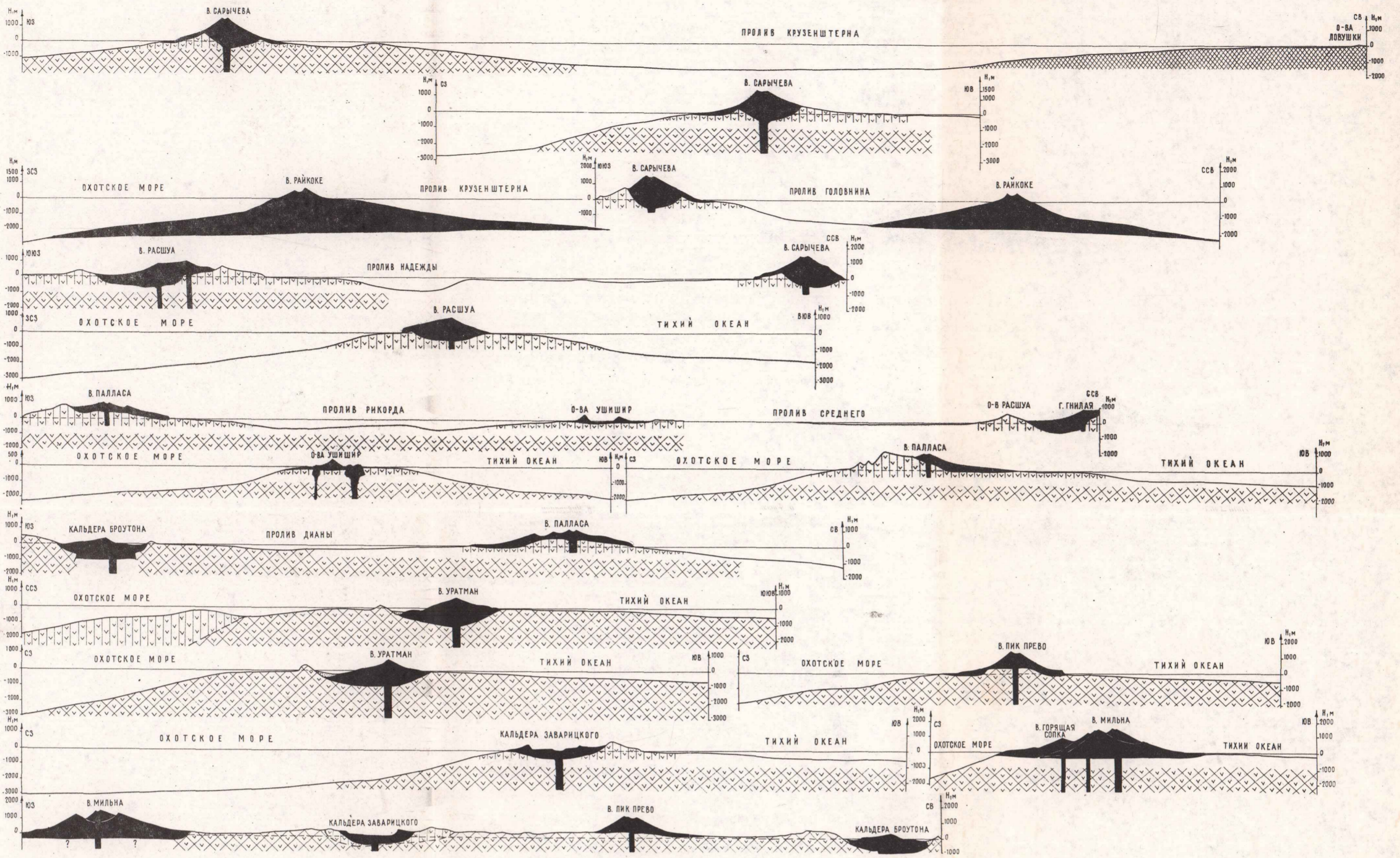


Рис. 27. Поперечные профили Симуширского блока

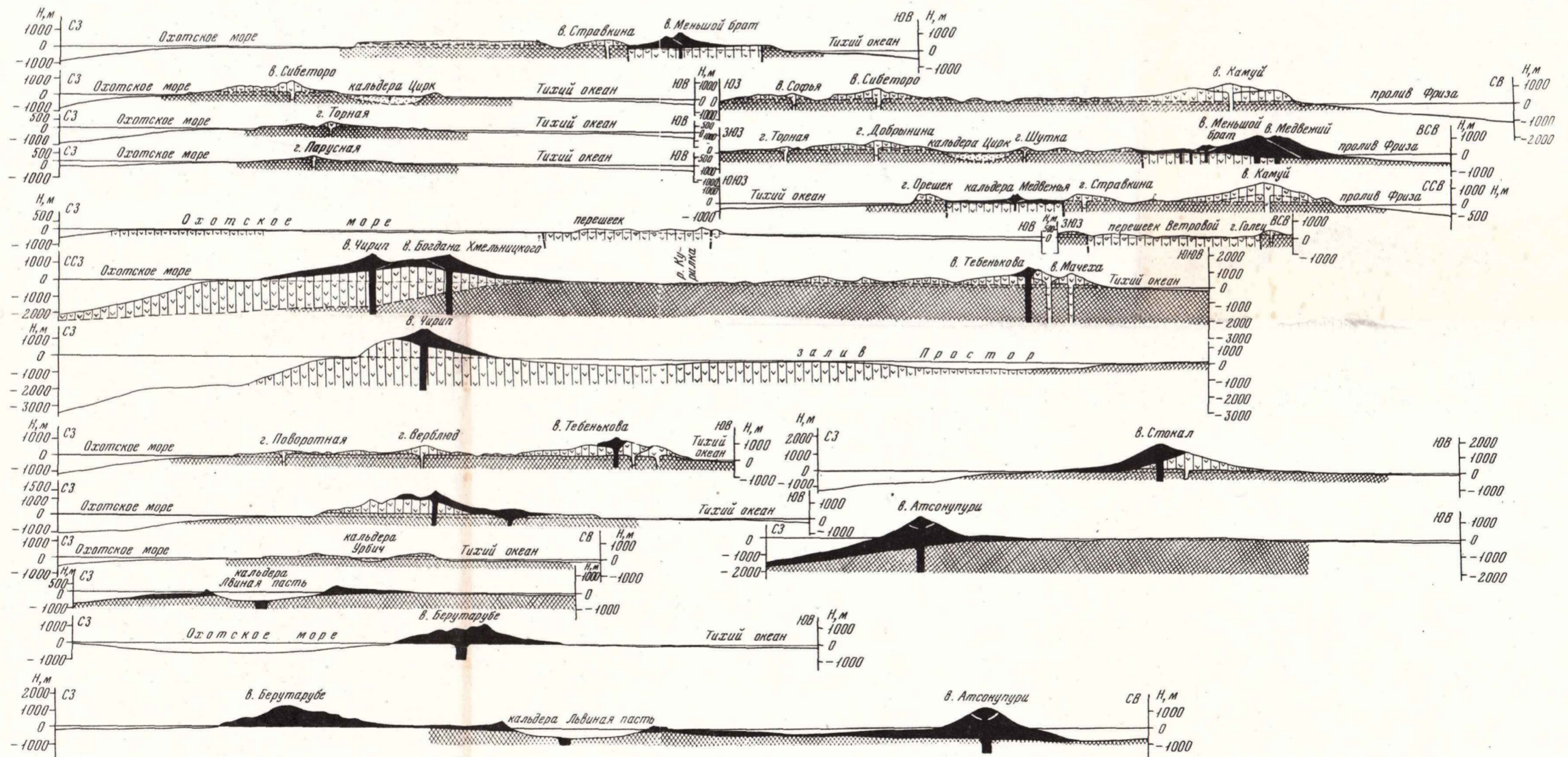


Рис. 28. Поперечные профили Урупского и Итурупского блоков

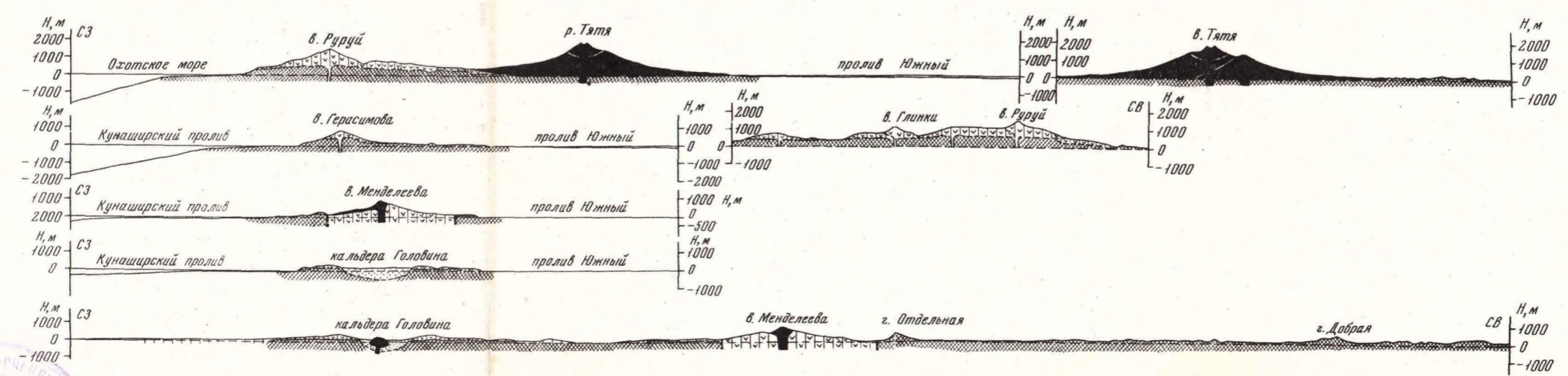


Рис. 29. Поперечные профили Кунаширского блока



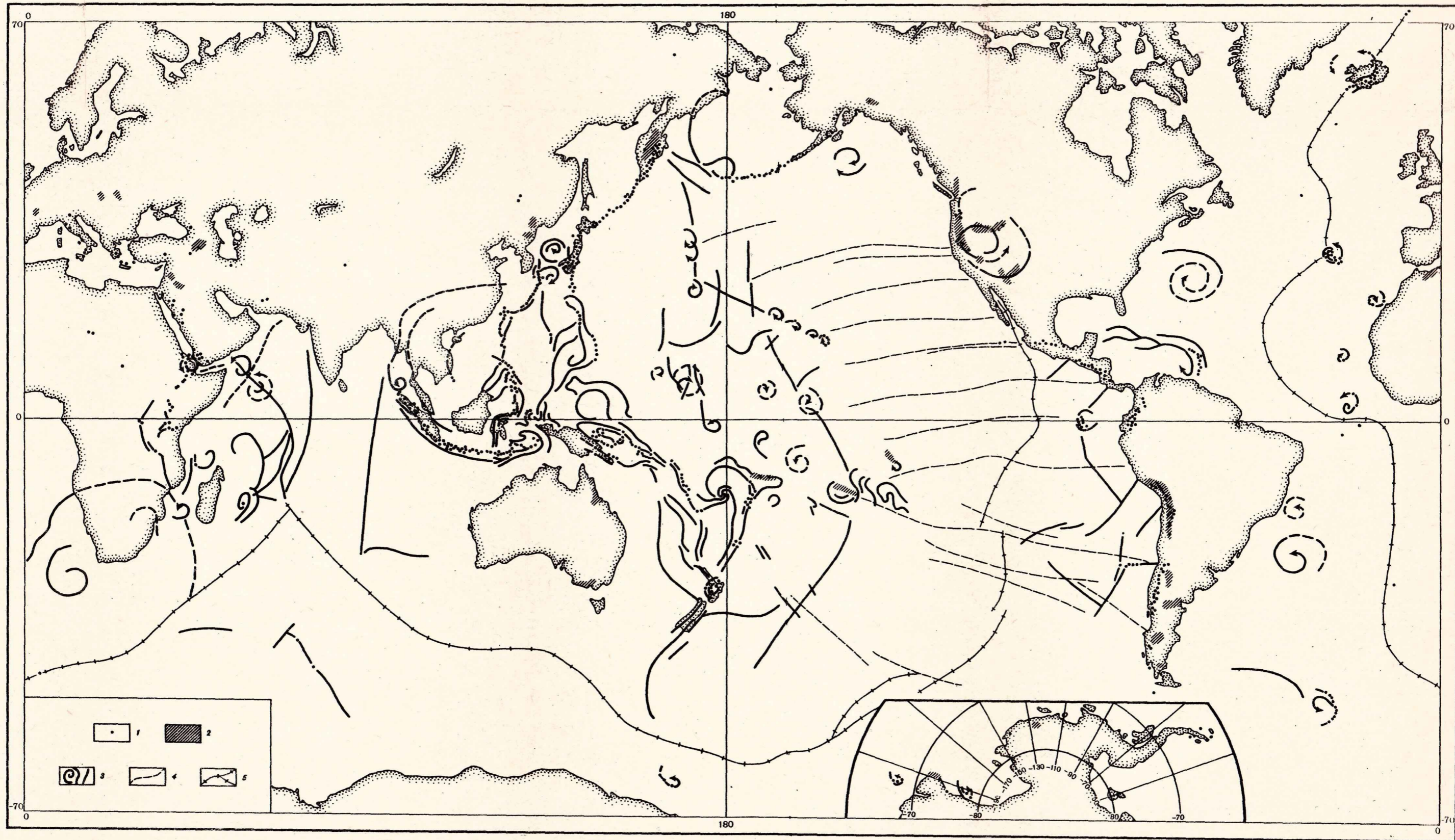


Рис. 1. Карта размещения активных вулканов земного шара
 1 - активные вулканы; 2 - крупнейшие выраженные в масштабе поля плей-
 цен-четвертичных вулкаников; 3 - аккумулятивные вулканические хребты и под-

нятия, а также некоторые разрывы и нарушения, ассоциирующиеся с предпо-
 лагаемыми вихревыми структурами; 4 - крупнейшие разломы дна Тихого океа-
 на; 5 - оси срединно-океанических хребтов

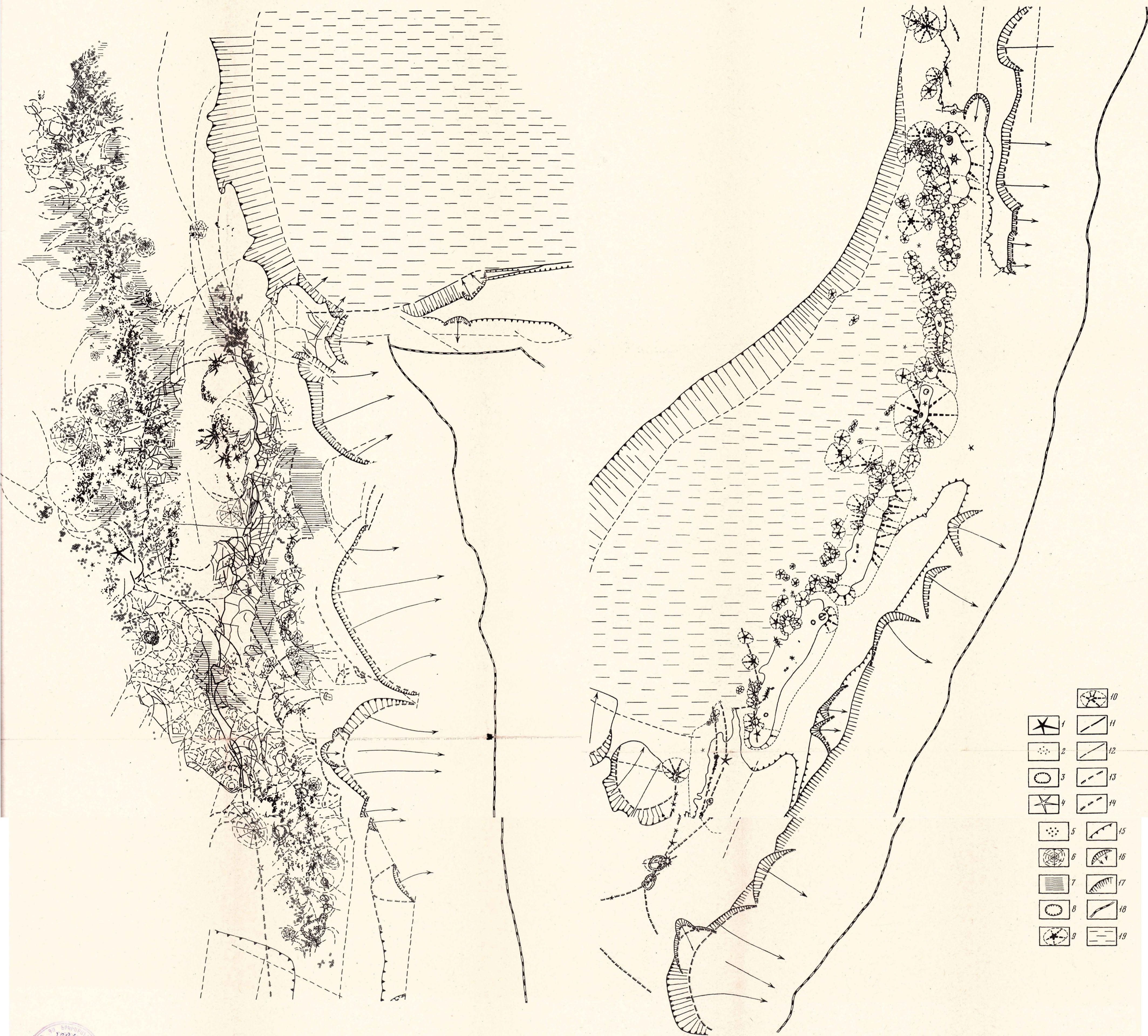


Рис. 22. Схема распространения эруптивных центров Курило-Камчатской области
 1-3 - наземные эруптивные центры последних 60 тыс. лет: 1 - крупнейшие вулканы, 2 - небольшие вулканы и одноактные образования, 3 - крупнейшие кальдеры и кратеры; 4-8 - наземные эруптивные центры более древнего (N-O₃) возраста: 4 - крупнейшие стратовулканы, 5 - небольшие вулканы и одноактные образования, 6 - щитовые и щитообразные вулканы, 7 - частично реконструированные лавовые плато, 8 - крупнейшие кальдеры

и кратеры; 9 - подводные вулканы с острой вершиной; 10 - подводные вулканы с абразированной вершиной; 11, 12 - установленные и предполагаемые разломы: 11 - главные, 12 - второстепенные; 13, 14 - предполагаемые зоны растяжения: 13 - одностороннего, 14 - двухстороннего; 15 - бровка шельфа; 16 - стенки крупнейших подводных обально-оползневых цирков; 17 - "материковый" склон; 18 - ось глубоководного Курило-Камчатского желоба; 19 - крупнейший сейсмотектонический обвал района м. Нальчева



3 р. 60 к.

3286