

ГЛАВА VI. ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ЭПОХИ ПЕРЕСТРОЙКИ СТРУКТУРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Постановка вопроса, материалы и методика

Соотношение тектонических преобразований и вулканических процессов во времени — одна из основных проблем соотношения тектоники и вулканизма. Основные вопросы, встающие при решении проблемы, можно сформулировать так:

1. Выделяются ли эпохи, различные по характеру вулканизма, и имеется ли определенная цикличность в их проявлении?

2. Насколько велика синхронность в развитии вулканизма, как в пределах отдельных районов, так и в планетарном масштабе?

3. Выделяются ли какие-либо общие эпохи тектонических преобразований и как они соотносятся с эволюцией вулканического процесса?

При установившейся в геологии точке зрения на наличие циклов вулканической деятельности, закономерно связанных с этапами развития структуры, и направленность изменения типа вулканизма в ходе структурной эволюции постановка этих вопросов в отношении четвертичного вулканизма встречала и встречает определенные возражения. Главным доводом при этом является тот факт, что в одном районе зачастую существуют вулканы, одновременно поставляющие резко различные по составу вулканические продукты. В Ключевской группе вулканов параллельно действуют Ключевская сопка и Плоский Толбачик, дающие базальты и андезито-базальты, и Шивелуч и Безымянная сопка, в ходе извержений которых образуются купола кислых андезитов. На Восточной Камчатке продукты извержений Корякской, Авачинской и Жупановской сопки представлены андезито-базальтами и андезитами, в то время как расположенный близ них Карымский вулкан дает лавы дацитового состава. Примеры эти можно многократно умножить за счет любого вулканического района. Другой довод состоит в резкой смене состава вулканических продуктов на протяжении одного периода извержения продолжительностью не более десяти—пятнадцати лет. При извержении Кракатау 1883—1929 гг. дважды наблюдалась последовательная смена всех типов пород ряда базальт — липарит.

Затрудняют рассмотрение общих закономерностей эволюции и специфические тектонические условия формирования групп вулканических аппаратов одной тектонической зоны; особенно это сказывается при сравнении зон. Влияние тектонического фактора проявляется как в прямой связи степени дифференциации вулканических продуктов с характером напряженности тектонической обстановки, вследствие чего образуются различные по полноте формационные ряды, так и в продольной и поперечной зональности размещения различных типов вулканических сооружений.

Важно учесть еще один фактор: те события, которые в геологическом масштабе времени рассматриваются как мгновенные, в четвертичное время благодаря растянутой временной шкале представляют сложный многоактный процесс.

Трудностей, как видим, много, но тем ценнее полученное решение. Ведь такие проблемы, как синхронность вулканических или тектонических явлений на огромных территориях, стоят в центре тектонических дискуссий — достаточно вспомнить историю канона фаз Г. Штилле. Не менее существен и вопрос о цикличности и направленности развития тектонических и вулканических явлений: списки литературы по обоим вопросам заняли бы до сотни страниц. Ответы, полученные в условиях уточненной и сокращенной временной шкалы четвертичного периода, могут сыграть решающую роль.

На примере четвертичного вулканизма рассматриваемых районов возможно наиболее эффективное решение поставленных вопросов. Этому способствует исключительная интенсивность на данной территории вулканических и тектонических процессов четвертичного времени, хорошая сохранность вулканов, большой комплекс методов относительной и абсолютной датировки четвертичных отложений. Несмотря на неполноту данных по ряду регионов и неясность стратиграфической границы между плиоценом и четвертичным периодом, попытка общего рассмотрения проблемы может быть сделана уже сегодня.

Основой анализа является сводка данных по стратиграфии четвертичных вулканогенных комплексов Камчатки, Курил, Японии, Нов. Зеландии и Индонезии. При этом проводится корреляция основных этапов вулканизма каждого района с эталонной стратиграфической шкалой, выработанной на основе изучения морских и континентальных толщ. Для Камчатки таков

опорный разрез четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии, для Японии — разрез осадочных толщ района Канто, для Нов. Зеландии — мощные осадочные толщи Восточного прогиба и впадины Уонгануи (Северный о-в) и низменности Кентерберри (Южный о-в).

Данные по каждому району (кроме Индонезии) приведены на рис. 49—52. Все имеющиеся в литературе данные по другим районам западной части Тихоокеанского кольца используются в тексте для сопоставления. В меру имеющегося материала проводится корреляция с вулканизмом Запада США.

Преобразование структуры и вулканизм конца плиоцена — начала плейстоцена

При сопоставлении материалов по тектонике и вулканизму областей рассматриваемой территории, прежде всего, обращает на себя внимание резкое изменение характера вулканических процессов и перестройка структурного плана в конце плиоцена.

В среднем—верхнем плиоцене завершается развитие неогеновых вулканических поясов. В ряде районов на заключительных фазах неогенового вулканизма происходят мощные выбросы кислого пирокластического материала. Таковы крерукские (алнейские) игнимбритовые и туфовые толщи Камчатки, толщи кислых пирокластов и лав, ассоциирующие с древними вулканотектоническими депрессиями Хоккайдо (Токачи — 1,53 млн. лет, Ширатаки — $2,15 \pm 0,15$ млн. лет и др.) и Хонсю (Хаккода, Сига), заключительная вспышка игнимбритового вулканизма в районе п-ова Коромандель и на о. Грейт-Баррьер в Нов. Зеландии. К этому же периоду относятся гигантские выбросы кислой пирокластики на Западе США — в районе Йеллоустонского парка, Грейт-Бэзин, Чирикуа и др.

После этих завершающих вспышек неогенового вулканизма отмечается резкая перестройка структурного плана и изменение положения вулканических поясов. На Камчатке полностью отмирает Центральная вулканическая зона, протягивающаяся вдоль Срединного хр. к востоку от его современной оси, завершается вулканизм на территории Козыревского и Быстринского хребтов, в хр. Тумрок. На Большой Курильской гряде описано резкое угловое несогласие между средне-верхнеплиоценовой парусной свитой и вышележащими четвертичными отложениями. Аналогичные соотношения отмечаются и на других островных дугах.

В Японии перестает существовать единая зона неогенового вулканизма, протягивающаяся от Фосса-Магна через северо-восточную часть Хонсю до юга Хоккайдо. Заканчивается развитие крупных бассейнов осадконакопления, прилегающих к зоне Хидака на Хоккайдо. Отмирает неогеновый вулканический пояс, протягивающийся через район Внутреннего Японского моря.

В Нов. Зеландии полностью отмирают вулканизм провинции Отаго (Южный о-в) и неогеновые вулканические пояса Северного о-ва, имеющие общее северо-западное простирание. В то же время на Северном о-ве закладывается новая вулканическая зона, охватывающая нынешний Центральный вулканический район — она имеет северо-восточное простирание и проходит вкрест простирания вулканических поясов неогенового времени.

На всей территории Индонезии, Филиппин и Нов. Гвинеи, по данным Р. ван Беммелена (1957), Дж. Смит-Сибинги (Smit-Sibinga, 1948) и Г. Штилле (1964б), в конце плиоцена отмечается фаза интенсивных движений. Характер проявления этой фазы зависит от положения района. На о-вах Тимор, Кай, Танимбар описаны узкие грабенообразные бассейны, заполненные морскими осадками плиоцена. Мощная серия дислоцированных морских миоцен-плиоценовых отложений фиксирована на Южном Сулавеси. На северном побережье Нов. Гвинеи на собранных в складки породах мио-плиоцена несогласно налегают отложения позднего антиклинория — это главная фаза складчатости. Та же фаза слабо проявлена и в консолидированных районах Центральной системы Нов. Гвинеи. Р. ван Беммелен (1957) отмечает, что на Суматре в конце плиоцена имели место интенсивные блоковые движения в Барисанской зоне, приведшие к формированию горстовой системы и рифта Семангко. С этими движениями связано завершение “древнего” (мио-плиоценового) андезитового цикла.

Итак, средний—верхний плиоцен в пределах тектонических систем типа Камчатки и Тайваня — это период полного отмирания зональности тектонических элементов, присущих нормальным островным дугам, которая (см. главы I, II) была характерна для их неогенового структурного плана.

Отдел	Ярусы	Индекс	Палеогеографические этапы Центральной Камчатской депрессии	Характеристика неотектонических движений	Основные этапы эффузивного вулканизма			
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Q_4	Послеледниковая эпоха	<p>↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑</p> <p>Интенсивные дифференцирование с общей тенденцией к воздыманию, частичная перестройка структур</p>	<p>2-й (молодой) этап: базальтовый вулканизм ареального и трещинного типа в Срединном хребте Камчатки, Ключевской группе вулканов и на Южной Камчатке; формирование щитовых вулканов исландского типа и существенно лавовых стратовулканов в Срединном хребте Камчатки (Шисель, Леутонгей, Кэбенеи, Калгауч, Черный, Кирунокий, Анаун, Будули, Бунанья и др.) и мелких щитовых вулканов исландского типа на Южной Камчатке</p>			
		1						
	Верхний плейстоцен	Q_3^4	II фаза оледенения			<p>↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑</p> <p>Интенсивные дифференцирование с общей тенденцией к воздыманию, частичная перестройка структур</p>	<p>Формирование существенно лавовых базальт-андезитовых стратовулканов (вулканы Ходуткинских гор, Унана, Толмачева и др.).</p>	
		2						
		Q_3^3	Межстадиал					<p>↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑</p> <p>Интенсивные дифференцирование с общей тенденцией к воздыманию, частичная перестройка структур</p>
		3						
		Q_3^2	I фаза оледенения					
		4						
		Q_3^1	Межледниковая эпоха					
		5						
Средний плейстоцен	Q_2^2	Максимальное оледенение	<p>↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑</p> <p>Слабые дифференцирование с общей тенденцией к воздыманию</p>	<p>I-й (древний) этап: базальтовый вулканизм ареального и трещинного типа, формирование крупных щитовых вулканов (Уксичан, Мал. и Бол. Кетепана, Мал. и Бол. Чекчебонай, Кекунайский, Никола, Шмидта, Жупановские Востряки, Бол. Ипелька и др.) в Срединном хребте Камчатки, Центральной Камчатской депрессии, на Восточной и Южной Камчатке.</p>				
	6							
	Q_2^1	Межледниковая эпоха						
Нижний плейстоцен	Q_1		<p>↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑ ↑</p> <p>Слабые дифференцирование с общей тенденцией к воздыманию</p>					
	15							
		100						

Рис. 49. Распределение по времени характерных вулканических образований четвертичного возраста на Камчатке. По данным: Априлков (1985), Брайцева и др. (1935, 1968), Брайцева, Мелекесцев (1966), Виноградов и др. (1962), Влодавец, Пийп (1957), Геология СССР, т. XXXI, ч. 1 (1964), Ермаков и др. (1968), Заварицкий (1955), Иванов (1970), Кожемяка (1966), Кочегура и др. (1969), Мелекесцев (1967), Мелекесцев и др. (1970), Огородов (1966), Сирин (1968), Тимербаева (1967), Фаворская и др. (1965), Чердынцев и др. (1964), Шанцер и др. (1966), Эрлих (1960, 1966).

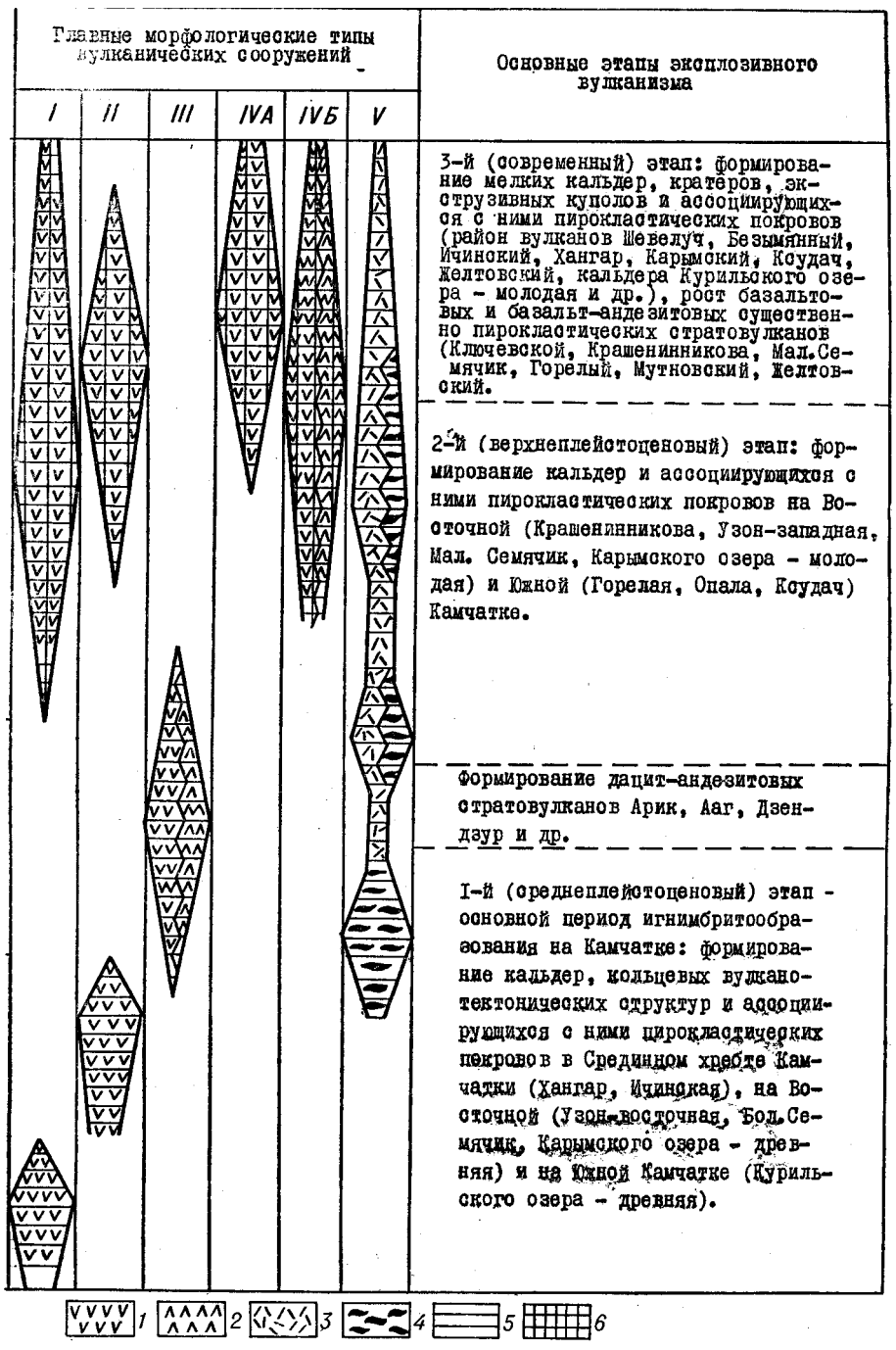


Рис. 49, ч. 2. 1 — породы базальт-андезитового—базальтового состава; 2 — породы андезитового состава; 3 — пемзы; 4 — игнимбриты; 5 — вулканические образования первого цикла; 6 — вулканические образования второго цикла

I — формы, связанные с проявлением вулканизма ареального и трещинного типа; II — щитовые и щитообразные вулканы; III — существенно лавовые стратовулканы; IVa — существенно пирокластические стратовулканы базальт-андезито-базальтового состава; IVb — существенно пирокластические стратовулканы андезитового состава; V — пирокластические покровы.

Отдел	Ярус	Индекс	Возраст, $\times 10^4$ лет	Палеогеографические этапы Центральной Камчатской депрессии	Характер неотектонических движений	Основные этапы эффузивного вулканизма	
Плейстоцен	Верхний плейстоцен	Q_4	1	Послеледниковая эпоха	↑↑↑↑↑ Интенсивные дифференцированные с четкой тенденцией к воздыманию	Современный этап: излияние андезитовых лавовых потоков в пределах линейно-гнездовых зон вулканов на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп и лавовых потоков (состав от андезитов до базальтов), приуроченных к вулканам центрального типа на о-вах Парамушир, Алаид, Итуруп, Кунашир и др.	
		Q_3^4	2	II фаза оледенения			
		Q_3^3	3	Межстадиал			
		Q_3^2	4				
		Q_3^1	5	I фаза оледенения			
		Q_3^0	6	Межледниковая эпоха			
	Средний плейстоцен	Q_2^2	15	Максимальное оледенение		↑↑↑↑↑	Средне-верхнеплейстоценовый (главный) этап: площадные излияния лав андезитового и андезито-базальтового состава на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп, формирование существенно лавовых стратовулканов (Тао-Русыр, Медный, Камуй, Руруй, Беррутарубе и др.).
		Q_2^1	24	Межледниковая эпоха			
		Q_2^0	38				
	Нижний плейстоцен	Q_1	100				

Рис. 50. Распределение во времени характерных вулканических образований четвертичного возраста на Курильских островах. По данным: Геология СССР, т. XXXI, ч. 1 (1964), Горшков (1967), Мархинин (1967), Мархинин, Пospelова (1959), Неверов, Сергеев (1966), Остапенко (1967), Родионова и др. (1964, 1966).

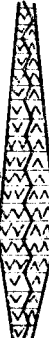
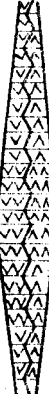



Главные морфологические типы вулканических сооружений					Основные этапы эксплозивного вулканизма
I	II	III	IV	V	
					<p>Современный этап: формирование пирокластических покровов и ассоциирующихся с ними кальдер (Тао-Русыр, Лыбиная Пасть); формирование вулканов "безыманного типа" (Харимкотан и др.) и существенно-пирокластических стратовулканов: Алайд, Чыкурачки, Пяк Фусса, Пяк Прево, Тятя и др.</p> <hr/> <p>Верхнеплейстоценовый (главный) этап: формирование обширных пемзо-агнимбритовых покровов и кальдер на островах Кунашир (Головнина и Менделеева), Итуруп (Урбач, Цирк, пемзовый покров перешейка Ветрового), Сямущар (Броутона, Заварыцкого - древняя), Онекотан (Немо).</p>

Рис. 50, ч. 2. I — лавовые покровы; II — существенно лавовые стратовулканы; III — вулканические образования линейно-гнездовых зон; IV — существенно пирокластические стратовулканы; V — пирокластические покровы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 49.

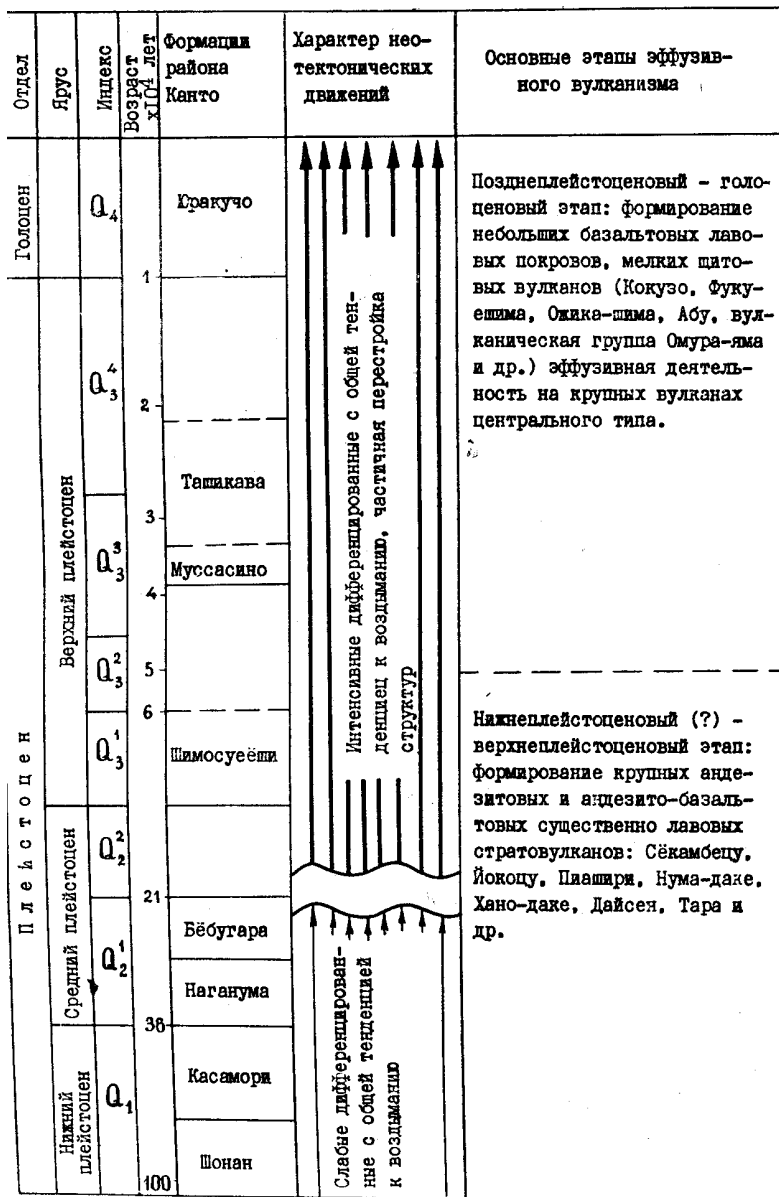


Рис. 51. Распределение во времени характерных вулканических образований четвертичного возраста в Японии. По данным: Геологическое развитие Японских островов (1968), Т. Исикава и др. (1963), Gohara (1963), Ishikawa, Katsui, Oba, Satoh (1969), Kaneoka, Ozumi (1970), Kawachi, Kitazawa (1967), Kobayashi (1965), Okada (1969).

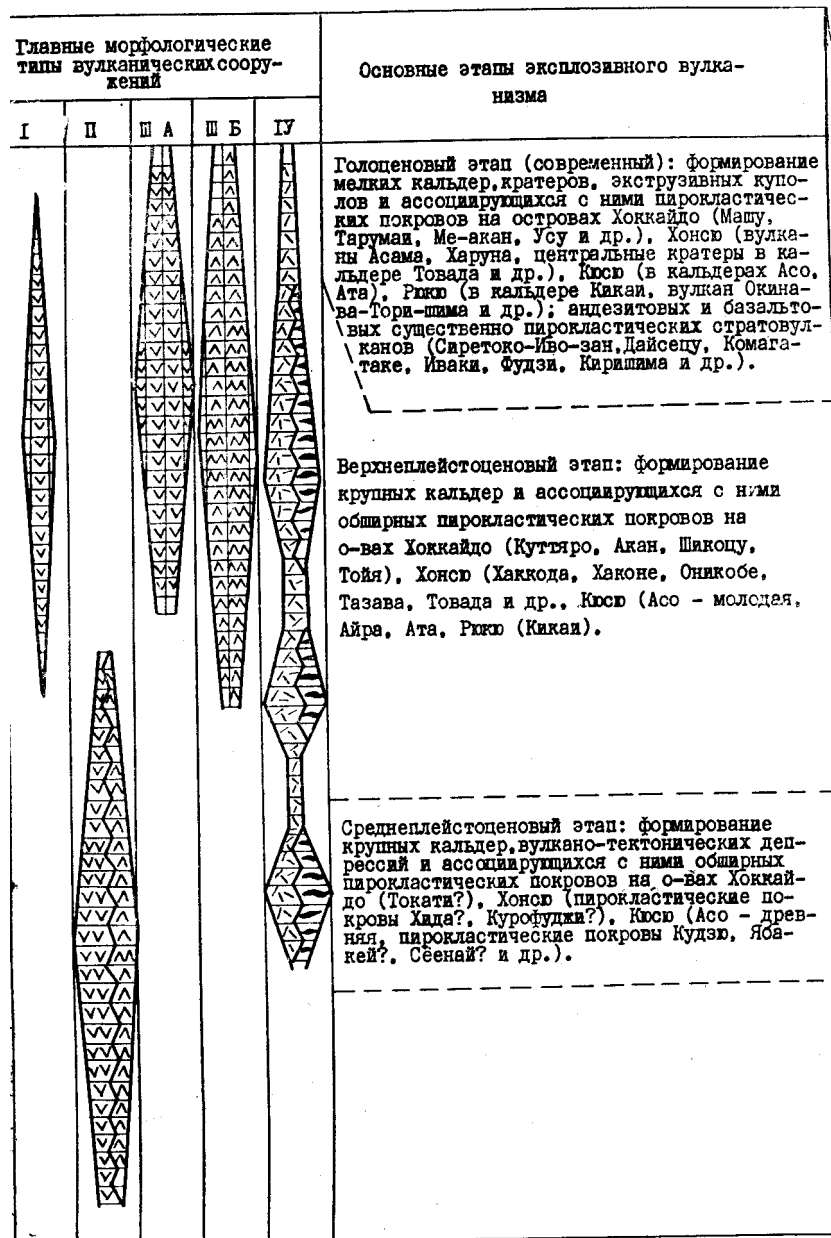


Рис. 51, ч. 2. I — формы, связанные с проявлением ареального вулканизма и трещинными излияниями; II — крупные щитообразные и существенно лавовые стратовулканы; IIIa — существенно пирокластические стратовулканы андезитового состава; IIIб — существенно пирокластические стратовулканы базальт-андезитобазальтового состава; IV — пирокластические покровы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 49.

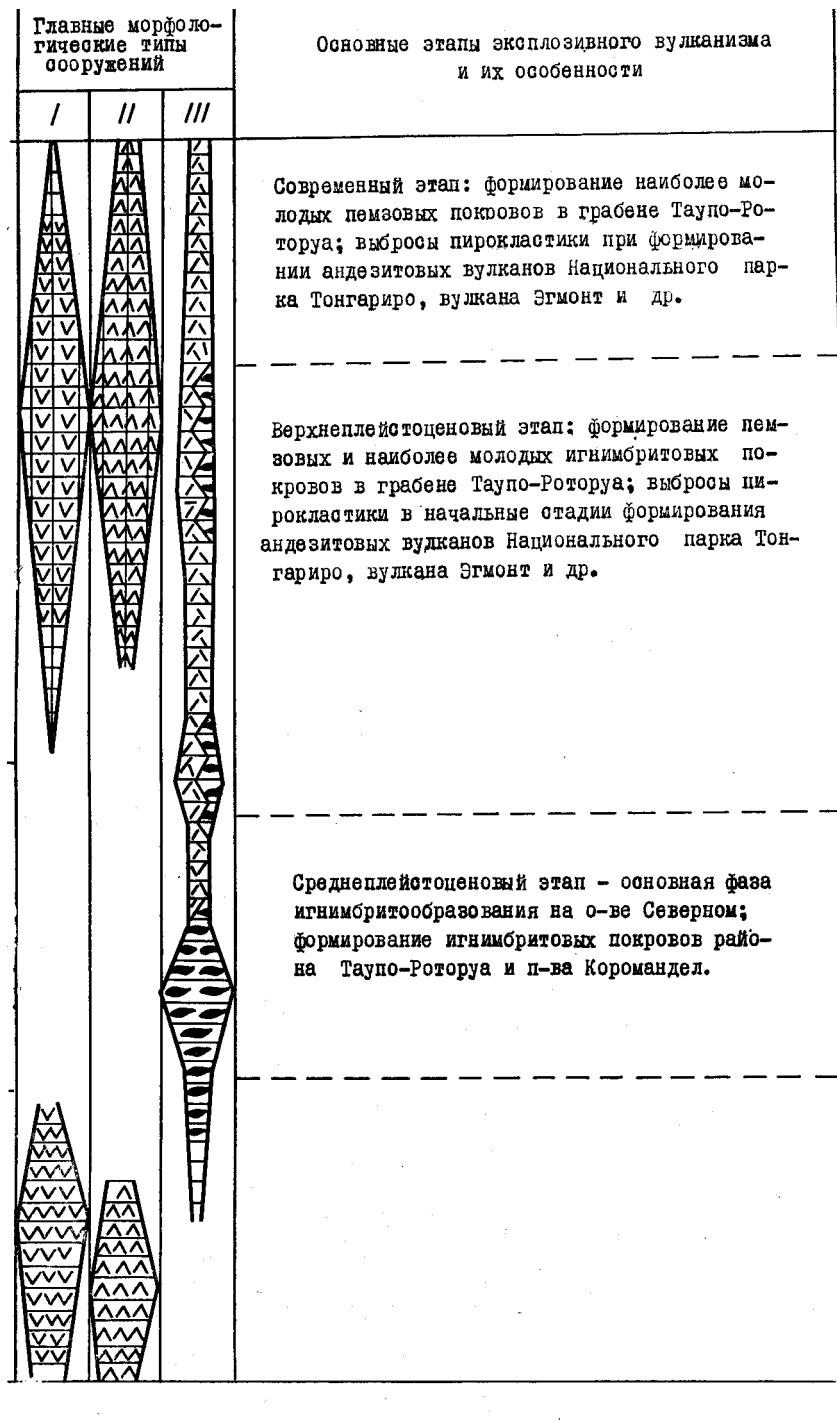


Рис. 52, часть 2. I - формы, связанные с проявлением ареального вулканизма и трещинными излияниями; II — андезитовые стратовулканы; III — пирокластические покровы. Остальные обозначения те же, что и на рис. 49.

Первый этап четвертичного вулканизма, следующий за эпохой структурного преобразования, охватывает период от конца верхнего плиоцена (эоплейстоцена) до середины среднего плейстоцена. Он характеризуется излиянием базальтов, связанных с крупными щитообразными вулканами и вулканизмом ареального типа. Рассматриваемая территория в это время испытывала слабые восходящие движения.

На Камчатке в этот период образуются крупные базальтовые щитовые и щитообразные вулканы, а также лавовые плато (комплекс плато-эффузивов). Последние являются сохранившимися от разрушения частями щитовых вулканов или остатками поднятых и расчлененных лавовых равнин, образованных в ходе ареального вулканизма. В лавах плато и нижних частях разрезов ряда щитообразных вулканов установлены горизонты обратно намагниченных лав (Кочегура и др., 1969). Вулканы и останцы вулканических плато сильно эродированы и несут следы наиболее древних четвертичных оледенений.

На Курильских о-вах подобного рода вулканические образования не установлены. Горизонты обратно намагниченных лав наблюдались здесь в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах фундамента о-вов Симушир и Онекотан (Мархинин, Поспелова, 1959). По фациальному составу они наиболее близки к толщам, слагающим обычные стратовулканы. Относимые к нижнему плейстоцену (Родионова и др., 1964) вулканические плато на о. Парамушир являются более молодыми, так как их породы, по И. В. Мелекесцеву, перекрывают 200—250-метровую морскую террасу, которая, по данным диатомового анализа, имеет средне (?) -верхнеплейстоценовый возраст.

Если на Курилах вулканические проявления плейстоцена в целом наследуют положение вулканических зон неогена, то на Камчатке это наблюдается лишь в исключительных случаях. Начало эффузивных излияний знаменует формирование на Камчатке двух новых вулканических зон. Первая — зона четвертичного вулканизма Срединного хребта. Она образуется параллельно с отмиранием вулканизма в Центрально-Камчатской неогеновой вулканической зоне и накладывается частично на западное крыло растущей на ее месте Козыревско-Быстринской системы сводов, частично же — на закончивший свое развитие неогеновый Западно-Камчатский тыловой прогиб. Вторая — зона четвертичного вулканизма Центральной Камчатской депрессии (район Ключевской группы вулканов — Начикинский вулкан на п-ве Озерном). Одновременно происходит резкое сужение зоны вулканизма на Южной Камчатке. Период базальт-андезито-базальтовых излияний первого этапа четвертичного вулканизма на Камчатке — время существования низкогорного рельефа с небольшими абсолютными отметками. Дифференцированные движения значительных амплитуд в этот период отсутствуют (Брайцева, Мелекесцев, 1966).

Сходный характер имеет в рассматриваемый период и вулканизм Японии. На Кюсю формируется щитовой вулкан основания вулканической группы Унзен, андезито-базальтовый стратовулкан Футаго и происходят трещинные и ареальные излияния щелочных базальтов в северной части острова. В зоне Фосса-Магна нижним — средним плейстоценом датируется образование базальтового вулкана Югавура и докальдерной базальт-андезитовой постройки Хаконе. Начинаются базальтовые излияния в вулканических зонах Северо-Восточной Японии, в частности в районе Чокай. По данным М. Минато (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в этот период тектонический режим был стабильным. Быстрые дифференциальные движения отсутствуют. Япония в основном представляла собой сушу, соединенную с континентом через район пролива Цусима. Зоны морского осадконакопления сохраняются по западному обрамлению Хонсю, в районе Внутреннего моря Японии, в бассейне Канто. Остров Кюсю разрезан надвое проливом, протягивающимся от района Унзен до района Футаго. К концу этапа (середина среднего плейстоцена) происходит медленное общее воздымание Японии и общая регрессия моря.

Первый этап четвертичной вулканической активности Нов. Зеландии также характеризуется излияниями базальтов, связанными с крупными щитовыми вулканами (п-ов Банкс) и мелкими центрами извержения — шлаковыми конусами и небольшими лавовыми вулканами ареального типа (Нордленд). Судя по появлению андезитовой гальки в породах свиты нукумару, к этому периоду относится первая вспышка андезитового вулканизма в Центральном вулканическом районе. Она знаменует образование принципиально новой вулканической зоны северо-восточного простирания, располагающейся под прямым углом к оси неогеновых вулканических зон Северного о-ва. Осадконакопление во впадине Уонгануи и Восточном прогибе продолжается непрерывно с палеогенового времени. Мощность слоев нукумару в Восточном прогибе достигает 1200—1500 м. В Восточном прогибе осадки представлены аргиллитами и раковинными известняками с прослоями пепловых песков и граувакковых галек, во впадине Уонгануи — галечными раковинными извест-

няками с песками и глинами. Характер осадков свидетельствует об отсутствии в этот период крупных быстро растущих поднятий.

На Западе США (Орегон, базальты Якиме в западной части плато Колумбия и др.) формируются базальтовые плато, в разрезе которых отмечается последняя инверсия знака остаточной намагниченности.

Как видим, устанавливается полная общность эпохи коренных преобразований в конце плиоцена, относительно стабильного тектонического режима начала плейстоцена и первого этапа четвертичного вулканизма для всей западной части Тихоокеанского кольца и Северной Америки.

Эпохи четвертичного кислого вулканизма и связанные с ними структурные преобразования

Массовые выбросы кислой пирокластики (пемз, игнимбритов), образование кислых экструдий, формирование специфических форм вулкано-тектонических депрессий, ассоциирующих с кислым вулканизмом, повсеместно начинаются после полного завершения начальной стадии андезито-базальтового вулканизма нижне-среднеплейстоценового времени (рис. 49-52).

На Камчатке впервые фаза кислого четвертичного вулканизма была выделена в вулканической зоне Срединного хр. Время проявления фазы было определено по соотношению с ледниковыми формами рельефа как конец среднего плейстоцена (Эрлих, 1960). Данные последующих работ подтвердили этот вывод (Огородов, 1966). Детальное изучение игнимбритовых и пемзовых пирокластических покровов Восточной и Южной Камчатки площадью 11 тыс. км² и объемом около 2000—2500 км³ показало, что образование их связано с двумя вспышками эксплозивного кислого вулканизма. Первая совпадает по времени со средне-плейстоценовым оледенением. Игнимбриты и пемзы, отложившиеся в этот период, перекрыты моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения. Одна из крупных вулкано-тектонических депрессий, образовавшихся в рассматриваемый период — кальдера Узона, по данным О. А. Брайцевой, выполнена отложениями последнего межледниковья (Q¹₃). Помимо кальдеры Узон, были сформированы кальдеры Большого Семячика, Карымского озера (древняя) и др.

Вторая возрастная группа вулканических образований связана со вспышкой эксплозивного вулканизма, совпавшей по времени с верхнеплейстоценовым оледенением. В этот период возникли кальдеры Крашенинникова, Малого Семячика, Горелого, Опалы и др. и тяготеющие к ним пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст этих образований определяется по соотношению игнимбритовых горизонтов с моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения, данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов межигнимбритовых прослоев, сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами датированных фауной покровных отложений Центральной Камчатской депрессии и донных осадков прилегающих к Камчатке морей (Романкевич и др., 1966). Абсолютный возраст одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов этого комплекса в районе пос. Жупаново на Восточной Камчатке равен 17100±800 лет (ГИП—231). Со второй вспышкой кислого вулканизма связано формирование древнейших экструдивных куполов в Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа вулканов, район вулкана Шивелуч). Наиболее вероятно, что средне-верхнеплейстоценовый возраст имеют экструдивные купола андезитового состава в хр. Валагинском и Кумроч (к востоку от вулкана Шивелуч).

При единстве времени вспышек кислого вулканизма в различных районах Камчатки форма его проявления меняется в зависимости от структурных условий. Если в грабен-синклиналях Южной и Восточной Камчатки резко преобладают игнимбритообразующие выбросы и пемзовые потоки, то в Центральной Камчатской депрессии, Срединном хребте, хр. Валагинском и Кумроч — преимущественно экструдивные купола, а на стыке грабен-синклинали Восточной Камчатки с жестким блоком поперечной структуры в районе Налычево — существенно лавовые дацит-андезитовые стратовулканы Ааг, Арик, Дзендзур.

Экструдивная и эксплозивная деятельность центров кислого вулканизма продолжается и в голоцене. Центры голоценового кислого вулканизма являются реликтовыми: во всех известных случаях они продолжают развитие центров вулканизма, заложенных во время предыдущих вспышек. Таковы районы Курильского оз. и Карымского вулкана на Восточной Камчатке, Безымянной сопки и Шивелуча в Центральной Камчатской депрессии, заключительные выбросы пемз Хангара и экструдивные купола дацитов Ичинского вулкана в Срединном хр. Масштаб кислого вулканизма резко сокращается — общая площадь пемзовых покровов не превышает 300 км², объем их 40—50 км³. Игнимбриты отсутствуют. Все это явно свидетельствует о заключительной

вспышке, связанной с последними стадиями развития очагов кислого вулканизма, заложившихся в среднем и верхнем плейстоцене.

В разрезе разновозрастных осадочных отложений Центральной Камчатской депрессии наблюдается прогрессирующее укрупнение обломочной фракции и рост ее количества в общей массе осадочных пород: от глин, диатомитов и песков, характерных для нижнего — второй половины среднего плейстоцена (Q_1 — Q_2^1), до галечников и валунно-галечных отложений конца среднего плейстоцена — голоцена (Q_2^2 — Q_4). Следовательно, в среднем—верхнем плейстоцене отмечается прогрессирующее поднятие, причем максимальная скорость воздымания соответствует эпохе массовых выбросов кислой пироклаستي.

Именно в этот период формируются в их современном виде основные системы горст-антиклинальных поднятий, отражением которых являются Восточный хр. и Козыревско-Быстринская система хребтов. Параллельно образуются рассекающие их системы грабен (Паратунский, Шапнинский, грабены рек Ковыча, Быстрой-Козыревской и др.). Общая амплитуда поднятия 600—800 м, а размах движений с учетом просадок грабенов 1200 м. В пределах вулканических поясов образуются огромные кольцевые вулканотектонические структуры диаметром от 8—12 до 40 км с амплитудой опускания по ограничивающим разломам до 1000 м. Таким образом, по всем признакам мы имеем дело с короткой и мощной вспышкой горообразовательных процессов.

Определения возраста этапов кислого вулканизма Японии резко колеблются. В Северо-Восточной Японии проявления кислого вулканизма сосредоточены во фронтальной, восточной зоне — Назу, где в плейстоцене происходят массовые выбросы спекшихся туфов и пемз, крупнейшие за кайнозойское время (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). Т. Ишикава, М. Минато и др. (1963) датируют их концом вюрмского оледенения — началом постледниковой эпохи. Близка к этому времени и датировка образования кальдеры крупнейшего центра кислого вулканизма района Фосса-Магна — вулкана Хаконе. После завершения формирования древнего базальт-андезитового стратовулкана, связанного с первым этапом вулканической деятельности, здесь в среднем плейстоцене происходит внедрение серии даек андезитов и дацитов вдоль секущей линии дислокации и образование кальдеры типа Глен-Ко. Далее следует рост в кальдере молодого щитового вулкана, сложенного пироксеновыми андезитами и дацитами, прямо продолжающими линию эволюции старой соммы. В конце верхнего плейстоцена (конец вюрма) происходит выброс больших количеств кислой пироклаستي, образуется вторая молодая кальдера, в которой в последующем формируются серии лавовых куполов и центральный стратовулкан, сложенные пироксеновыми андезитами.

К концу среднего — началу верхнего плейстоцена относится начало кислого вулканизма в районе вулкана Унзен (о. Кюсю) и формирование сложной системы грабенов на этом вулкане (Sendo *et al.*, 1967). Как видно, эти вспышки кислого вулканизма точно соответствуют выделяемым нами пароксизмам кислого вулканизма Камчатки. В то же время возраст крупных покровов игнимбритов, спекшихся туфов и пемз, связанных с кальдерами Кюсю и Хоккайдо (Асо, Ата, Эйра, Куччаро и др.), по данным старых работ, основанных на традиционной геологической методике, резко занижался, вплоть до нижнего плейстоцена. Полученные в последние годы многочисленные определения абсолютного возраста этих отложений показывают, однако, что все они или, по крайней мере, подавляющая их часть имеют очень молодой возраст (см. табл. 28). Кислый вулканизм продолжается и в голоцене, причем некоторые центры сохраняют активность вплоть до настоящего времени (Унзен на Кюсю, Усу на Южном Хоккайдо). Однако, как и на Камчатке, деятельность этих вулканов носит реликтовый характер, продолжая и заканчивая развитие центров, сложившихся в конце среднего — верхнем плейстоцене. Немногочисленные проявления кислого вулканизма островной дуги Изу-Бонин датированы по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым и трековым методом (Kaneoka, Ozumi, 1970). Полученные цифры — 270 тыс. лет для измененных риолитов о. Козушима, 80 тыс. лет для обсидианов на том же острове и 30 тыс. лет для трахитов Иво-джимы — отвечают общим для всей Японии периодам вспышек кислого вулканизма.

С периодом главной вспышки кислого вулканизма в Японии параллелизуются крупные преобразования структуры. В это время Япония испытывает общее поднятие, в ходе которого острова приобретают конфигурацию, близкую к современной. Быстро растут горные системы, Полностью прекращает свое развитие впадина Канто в Центральной Японии, Окончательно теряется связь Японии с Азиатским материком — прекращает свое существование «континентальный мост» в районе пролива Цусима, связывавший Корею с Кюсю и Юго-Западным Хонсю. Полностью отмирает вулканическая зона Дайсен — последние извержения здесь

Абсолютный возраст некоторых пирокластических покровов Японии

№ п.п.	Название структуры, с которой связан пирокластический покров	Абсолютный возраст по C^{14} , лет назад	Источник	
1.	Куччаро	23300 ± 3000 (Gak-866) 2000	T. Ishikawa, Y. Katsui, Y. Oba, H. Satoh (1969)	
2.	Атоса-нупури	11720 ± 220 32300 ± 3000 (Gak-870) —2000 (Gak-866)		
3.	Машю	6460 ± 130 (Gak-247) 7190 ± 230 (Gak-248)		
4.	Сякоцу	31900 ± 1700 (Gak-713) 32200 ± 2000 (Gak-714) 32200 ± 4700 3100 (Gak-519)		
5.	Тойя	13900 ± 250 16400 ± 300 (Gak-868)		
6.	Нигорик ава	12900 ± 270 (Gak-1605)		
7.	Товада	10400 ± 220 (Gak-460) 12000 ± 250 (Gak-385) 12700 ± 260 (Gak-205)		
8.	Асо	20100 ± 600 (Gak-479) 23000 ± 750 (Gak-480) 26400 ± 1100 (Gak-478) 33100 ± 3100 (Gak-554) 1900 35600 ± 5600 (Gak-553) 1900		
9.	Эйра	16350 ± 350 (Gak-473) 22000 ± 850 (Gak-211) 23400 ± 800 (Gak-558)		
10.	Ата	24500 ± 900 (Gak-472)		Kobayashi, 1965 Kawachi, Kitazawa, 1967
11.	Асама	10650 ± 250 (Gak-311)		
12.	Ятсугатакэ	24600 ± 100 (Gak-616)		
13.	Назу	29800 (Gak-1649)		Okada, 1969.

датированы периодом $30\ 200 \pm 350$ лет (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Как и в других районах, с эпохой кислого вулканизма здесь ассоциируется образование крупнейших кольцевых вулcano-тектонических структур, диаметр которых колеблется от 8—12 до 20 км и более (кальдеры Ата, Асо, Эйра, вулcano-тектонические депрессии Какуто, Куджу, Унзен на Кюсю, кальдера Хаконе в районе Фосса-Магна, Товада на Северо-Восточном Хонсю, Акан, Машю, Тойя, вулcano-тектоническая депрессия Токачи на Хоккайдо и др.).

В Нов. Зеландии второй этап четвертичного вулканизма характеризуется массовыми выбросами кислой пирокластики в районе Таупо-Роторуа. Начало этапа датируется по появлению первых обломков игнимбитов в нижнекастлклиффских слоях Восточного прогиба. С этого мо-

мента количество обломков кислых вулканических пород в разрезе Восточного прогиба постоянно возрастает и в отдельных горизонтах позднекастлклиффских слоев объем их достигает нескольких кубических миль. С эпохой массового формирования игнимбритовых и пемзовых покровов в этом районе в конце кастлклиффского времени связано образование линейного грабена, протягивающегося от вулкана Руапеху до зал. Пленти. В конце кастлклиффского времени игнимбритовые выбросы в зоне Таупо сильно сокращаются, а одновременно, по данным Дж. Кингма (Kingma, 1959), завершается формирование грабена Таупо. Об этом, в частности, свидетельствует перекрытие маломощным плащом игнимбритов устойчивых блоков на периферии структуры — плато Каингароа и плато Западного Таупо. Параллельно происходит поднятие и складчатость в Восточном прогибе, после чего часть прогиба, выходящая на территории Северного о-ва, прекращает свое существование. Завершается формирование прогиба Уонгануи и происходит интенсивное воздымание разделяющих прогибы хр. Римутаке и Руахине. Начало воздымания совпадает с моментом заложения вулканического пояса, но долгое время существует прямая связь между грабеном Таупо и Восточным прогибом; она прерывается лишь в момент, соответствующий концу выбросов игнимбритов. Это говорит о том, что моменту главной фазы игнимбритового вулканизма соответствует главный импульс поднятия хр. Руахине и Римутаке, разделивший обе отрицательные структуры. Осадконакопление в Восточном прогибе практически полностью прекращается к верхнему плейстоцену. На Южном о-ве свита верхняя уонгануи представлена мощными галечниками, образовавшимися в результате подъема Южных Альп. Слои их сильно изогнуты, а местами стоят на голове.

Таким образом, конец кастлклиффского времени знаменуется резкой интенсификацией движений, приводящей к окончательному оформлению перестройки структурного плана, начавшейся в конце плиоцена. Эта эпоха выделяется под названием диастрофизма каикаора (Kingma, 1959).

Последняя эпоха кислого вулканизма в Нов. Зеландии охватывает середину — конец верхнего плейстоцена — голоцен. Отчетливо выделяются два этапа — верхнеплейстоценовый и голоценовый. Первый характеризуется образованием обширных пемзовых пирокластических покровов (пеплы Ротозху и Окарека, лапилли Мангаони, формация Орануи и др.), реже формируются пемзо-игнимбритовые покровы. В голоцене в Центральном вулканическом районе возникают кольцевые комплексы липаритовых экструзий, на заключительных стадиях образования которых внедряются также небольшие по объему дацитовые купола. Рост куполов липаритов и дацитов сопровождается выбросами пемз, последние из которых датированы периодом 1800 лет назад. Кислые купола и кальдеры формируются также на о. Майор (8390 ± 135 лет назад). Однако объем кислых вулканических пород голоцена несоизмеримо мал по сравнению с объемом пирокластического материала, выброшенного в течение главной фазы.

На Курильской островной дуге к середине верхнего плейстоцена относится крупный этап эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование кальдер и ассоциирующихся с ними пемзовых и игнимбритовых покровов. Перемытый пирокластический материал этого этапа входит в состав отложений 100—120-метровой морской террасы на о-вах Кунашир и Итуруп, сформировавшейся во время верхнеплейстоценового межстадиала (Q^3_3). Абсолютный возраст растительных остатков, захороненных во время накопления пирокластических отложений, извергнутых при формировании кальдер Менделеева и Головкина, около 40 тыс. лет. Кальдеры этого возраста достаточно хорошо выражены в рельефе, одновозрастные им пемзовые и игнимбритовые покровы сохранились в виде незначительных по площади фрагментов. К данному же периоду относится возникновение кальдер и ассоциирующихся с ними пирокластических покровов на о-вах Итуруп (Урбич, Цирк, Медвежья), Симушир (Заварицкого-древняя, Броутона), Онекотан (Немо).

Достаточно мощная вспышка кислого вулканизма наблюдается на Курильских о-вах в первой половине голоцена. 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 ± 80). Параллельно формируются многочисленные экструзивные купола андезитового и андезито-дацитового состава на ряде крупных стратовулканов и в кальдерах.

В Индонезии кислый вулканизм проявляется в основном на Суматре. Извержения кислых вулканических продуктов тесно связаны с кольцевыми структурами, тяготеющими к рифту Семангко. Таковы вулкано-тектонические депрессии Тобы, Ранау и др. Гигантские извержения кислых пирокластов этих районов датируются концом среднего — началом верхнего плейстоцена, так как пемзы, изверженные в районе Тоба, перекрывают остатки палеолитической культуры Тампан на п-ове Малакка (Беммелен, 1957). Дж. Смит-Сибинга (Smit-Sibinga, 1948) датирует верхнепалеобангские слои кислых туфов в нефтеносном бассейне Восточной Суматры верхним плейстоце-

ном, прямо коррелируя время их образования с рис-вюрмским межледниковьем Европы. После отложения верхнепалеобангских слоев осадконакопление в этом бассейне, идущее непрерывно с начала неогена, прекращается и весь район подвергается складчатости. После извержения туфов Тоба происходит также резкое воздымание Батакского вздутия. В конце плейстоцена — голоцене на Суматре продолжают существовать сравнительно небольшие по масштабам центры кислого вулканизма. В частности, известны пемзовые выбросы кальдер оз. Ранау, Батура, депрессии Пиломазин.

Аналогично развивается кислый вулканизм и на Западе США. Характерны датировки вулканических пеплов, приводимые Р. Уилкоксом (1968). Пеплы эти связаны с крупнейшими центрами кислого вулканизма. Пеплы Бишоп (Калифорния) имеют, по данным калий-аргоновых определений, возраст менее 700 тыс. лет. Пеплы Пёрлетт, предположительно относимые к кальдере Вэллес, датируются поздним Канзасом, т. е. возраст их 200—300 тыс. лет. Обсидиановое плато Пичстоун перекрывает буллейкские отложения (около 80 тыс. лет). Пеплы Мазама, извергнутые при взрыве одноименного вулкана и формировании кальдеры Крейтер-Лейк, по данным радиоуглеродных определений, образовались около 6600 лет назад, а пеплы вулкана Глейшер-Пик, — около 12 тыс. лет назад. Эти данные полностью совпадают с описанными вспышками кислого вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца.

Следовательно, можно констатировать единство времени вспышек кислого вулканизма по всей западной части Тихоокеанского кольца, пароксизмальный характер этих вспышек и четкое соответствие их мощной эпохе горообразовательных движений в этом районе.

Верхнеплейстоцен-голоценовый этап базальт-андезитового вулканизма

При обзоре вулканической активности четвертичного времени бросается в глаза еще одна важная особенность — начиная с конца среднего — начала верхнего плейстоцена, т. е. параллельно с завершающими стадиями кислого вулканизма, повсеместно имеет место стадия излияний базальтовых и андезитовых магм и формирование крупнейших форм аккумулятивного вулканического рельефа.

На Камчатке вулканизм этого этапа имеет в основном две формы. Прежде всего, это шлаковые и лавовые конусы, многочисленные мелкие щитовые вулканы исландского типа, сложенные базальтами. Они образуют обширные районы проявления ареального вулканизма на Юж. Камчатке, в зоне Срединного хр. и Центральной Камчатской депрессии. Более редки проявления вулканизма этого типа на Вост. Камчатке. Среди них по степени сохранности форм выделяются две возрастные группы. Первая датируется межстадиалом верхнеплейстоценового оледенения — вулканические формы эродированы и перекрываются моренами II стадии верхнеплейстоценового оледенения. Ко второй, голоценовой, группе относятся совсем свежие вулканические формы, не обработанные ледниками и почти не затронутые процессами эрозии.

Параллельно с ареальным вулканизмом образуется большое количество крупных щитообразных базальтовых вулканов в зоне Срединного хр. Камчатки (Кебеней, Леутонгей, Терпук и др.), существенно лавовых и существенно пирокластических стратовулканов Вост. и Юж. Камчатки и Центральной Камчатской депрессии (Камень, Кроноцкий, Корякский, Авачинский, Гамчен, Ключевской, Малый Семячик и др.). Они отличаются прекрасной сохранностью рельефа, отсутствием следов ледниковой обработки. Однако широкое развитие в зоне подножия некоторых из них пояса верхнеплейстоценовых и голоценовых морен позволяет считать, что в конце верхнего плейстоцена они уже существовали как центры оледенения. Многие из этих вулканов действуют.

В Японии на о. Кюсю в верхнем плейстоцене — голоцене формируются посткальдерные базальтовые и андезит-базальтовые конусы группы Киришима и кальдера Асо. Одновременно образуются андезитовые стратовулканы Каймон и Сакурадзима. На севере Кюсю происходят излияния щелочных базальтов, принадлежащих к циркум-япономорской провинции. В зоне Фосса-Магна параллельно с образованием молодого конуса кальдеры Хаконе в тыловой части вулканической зоны начинаются базальтовые излияния Ко-Фудзи, а затем Фудзи, свидетельствующие о начале нового вулканического цикла. Ранние стадии излияния Ко-Фудзи датируются периодом 19200 ± 950 лет назад. Одновременно с формированием постройки Фудзи на п-ове Изу происходят массовые излияния базальтов группы Оката.

В Северо-Восточной Японии на покровах спекшихся туфов, связанных со вспышкой кислого вулканизма в среднем—верхнем плейстоцене, располагается большая часть базальт-андези-

товых вулканов зоны Назу. Одновременно совершаются базальтовые излияния в зоне Чокаи и формируются андезитовые стратовулканы зоны Ширетоко-Акан на Северо-Восточном Хоккайдо.

В Нов. Зеландии в верхнем плейстоцене — голоцене отмечается новая вспышка базальтового и андезитового вулканизма, свидетельствующая о поступлении новых порций недифференцированной магмы. В Центральном вулканическом районе формируются молодые андезитовые постройки района Тонгариро, вулканы Эджкамб о-вов Уайт и Уайл. На участке Таупо-Ротороа, т. е. в специфическом районе кислого вулканизма, формируются небольшие тела базальтов. Они располагаются на периферии риолитовых комплексов, и извержения их происходят параллельно с последними стадиями формирования риолитовых куполов.

В северо-западной части Северного о-ва закладывается тыловая зона вулканизма, представленная вулканическим районом г. Эгмонт, излияниями базальтов Окленда и Нордленда. Возраст наиболее древних извержений этих районов, судя по данным радиоуглеродных определений, не превышает 40—42 тыс. лет (Searle, 1961a). В районе Хвангареи-Керикери поздние потоки перекрывают средне-верхнечетвертичные террасы. Вулканизм в этой зоне завершается несколько сот лет назад: по данным радиоуглеродных определений, последние по времени выбросы пеплов на вулкане Эгмонт, захоронившие стоянки маори, происходили 400 ± 60 и 360 ± 60 лет назад (Grant-Taylor, 1964), позднейшие извержения лав в Каикохе и районе Окленда датируются интервалом в последние несколько сот лет (Searle, 1961a).

После извержения кислых пирокластов по всей территории вулканической зоны Суматры также начинается новый этап вулканизма, с которым связаны многочисленные андезитовые стратовулканы, базальтовые излияния района Сокадана. Извержения некоторых вулканов этого цикла продолжаются и в настоящее время (Westerveld, 1952). В этот позднейший цикл вулканической активности наблюдается зональность распределения вулканических продуктов, не отмечавшаяся ранее. В частности, базальтовые излияния района Сокадана и Мапас приурочены к тыловой части зоны, в то время как андезитовые вулканы и реликтовые центры кислого вулканизма локализируются во фронтальной ее части. Аналогично развивается вулканизм и на Филиппинах. После раннечетвертичных излияний базальтов и мощной вспышки кислого вулканизма в среднем — начале верхнего плейстоцена в конце верхнего плейстоцена — голоцене происходят ареальные базальтовые излияния. Параллельно действуют «реликтовые» центры кислого вулканизма — вулкан Хибок-Хибок и др. (Gervasio, 1966, Neumann van Padang, 1953).

На островных дугах нормального типа вулканы и лавовые покровы, образовавшиеся в этот период, являются древнейшими из выраженных в рельефе вулканических форм. Таковы существенно лавовые стратовулканы и лавовые покровы андезитового-андезито-базальтового состава на Курилах (о-ва Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и др.) — они моложе 200-250-метровой морской террасы, имеющей предположительно средне (Q^2) - верхнеплейстоценовый (Q^1_3) возраст. Во второй половине верхнего плейстоцена — голоцене здесь 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 о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп и др.

На островной дуге Изу-Бонин в этот период образуется вулкан О-шима. Аналогичный возраст имеют вулканы о-вов Хачиджо-джима и Огасавара. Все эти вулканы имеют почти исключительно базальтовый и андезито-базальтовый состав.

Р. ван Беммелен (1957) отмечает, что четвертичная вулканическая деятельность Центральной Явы и Восточной Индонезии начинается с запозданием сравнительно с Суматрой и Западной Явой — предположительно, с верхнего плейстоцена.

Тектонический режим этого этапа вулканизма на всей рассматриваемой территории близок к современному. Продолжаются интенсивные дифференцированные движения на всей территории, однако коренных перестроек структуры, сравнительно со средним — началом верхнего плейстоцена, не отмечается. Структурообразование, начавшееся в предыдущую фазу интенсивных движений (Q^2 - Q^1_3), активно продолжается, несколько изменяется план расположения вулканических центров, продолжается «реликтовый» кислый вулканизм. Но темп и размах движений значительно ослабевают. Однотипно развивается в рассматриваемый промежуток времени и вулканизм Запада США. Здесь происходят излияния из многочисленных мелких базальтовых лавовых вулканов и шлаковых конусов в районе Снейк-Ривер, в осевой части Каскадных гор и Орегоне и одновременно извержения стабилизировавшихся центров кислого вулканизма — Лассен-Пик, Мазама и др. (Уилкокс, 1968).

Общие проблемы

Рассмотренные материалы позволяют наметить ряд общих закономерностей.

Прежде всего, следует отметить пароксизмальный характер основных фаз тектонических преобразований новейшего времени и четвертичного вулканизма, синхронность этих пароксизмов в пределах западной части Тихоокеанского кольца и совпадение периодов тектонических перестроек и вспышек вулканической активности.

Две намеченные эпохи тектонических преобразований — в конце плиоцена и среднем — начале верхнего плейстоцена — представляют собой две фазы единого этапа крупнейшей перестройки структуры Тихоокеанского пояса. Этап этот намечается ранее для отдельных районов: пасаденская орогения Калифорнии (Штилле, 1964а), диастрофизм кайкура (кайкара) в Нов. Зеландии (Kingma, 1959), сахалинская фаза складчатости Камчатки. Ныне можно говорить о единстве и синхронности этого этапа, распадающегося, в свою очередь, на две короткие фазы.

В первой фазе тектонических преобразований происходит перестройка неогенового плана распределения структур и, после короткого затишья в Q_1 — начале Q_2 , в Q_2 — Q_3 отмечается мощная вспышка орогенеза и подъем горных систем, заложение новых вулканических поясов, перестройка структурного плана, знаменующая в ряде районов (тектонические системы типа Камчатки и Тайваня) переход к принципиально иному этапу развития.

При общности тектонических преобразований, охватывающих всю территорию Тихоокеанского кольца, интенсивность и характер их резко варьируют по районам. Тектонические системы типа Камчатки и Тайваня в ходе этих преобразований утрачивают нормальную зональность структур островной дуги, присущую им в неогене. Области типа Тайваня консолидируются как горные системы и утрачивают даже нормальные физико-геологические свойства островных дуг, такие как фокальная сейсмическая зона, глубоководные желоба или вулканические пояса. Тектонические системы типа Камчатки испытывают общее поднятие, резкую дифференциацию движений по площади и, сохраняя ряд признаков нормальных островных дуг, приобретают принципиально новые черты. В частности, здесь возникает эшелонированная система горст-антиклинальных поднятий и разделяющих их грабен-синклинальных систем. В пределах островных дуг новейшие тектонические преобразования не приводят к каким-либо коренным перестройкам структуры — это фактически лишь фазы интенсивных движений единого этапа развития островных дуг, начавшегося в неогене.

То же можно сказать и о вулканизме. На всей рассматриваемой территории отмечаются синхронные эпохи базальт-андезитовых излияний и кислого вулканизма. Однако масштабы и характер их проявления (см. главу V) резко отличаются в структурах различного типа.

Крупнейшие перестройки структуры четко соответствуют вспышкам кислого вулканизма. Этапам базальт-андезитового вулканизма соответствует относительное ослабление интенсивности движений. В тектонических системах типа Тайваня, где проявления кислого вулканизма отсутствуют, горные страны, определяющие современную морфоструктуру, также формируются в период, соответствующий вспышке кислого вулканизма в Q_2 — Q_3 .

Что касается соотношения типов вулканизма во времени, то, прежде всего, привлекает внимание единство времени проявления базальтового и андезитового вулканизма в ходе одного этапа. Тип вулкана в этом случае отражает, собственно говоря, специфику тектонического положения вулканического центра. В то же время для крупных, долгоживущих вулканов обычна смена базальтового вулканизма ранних этапов андезитовыми извержениями на заключительных фазах развития. Учитывая все это, последовательность развития четвертичного вулканизма от базальтовых и базальт-андезитовых вулканов раннего—среднего плейстоцена к вспышке кислого вулканизма в середине среднего — начале верхнего плейстоцена можно определить как нормальный гомодромный цикл развития вулканизма. Проявление в конце верхнего плейстоцена — голоцена новой фазы базальт-андезитового вулканизма свидетельствует о поступлении на поверхность новых порций недифференцированных выплавов мантийного материала. Это явление знаменует наступление второго цикла четвертичной вулканической активности.

Масштаб и характер проявления циклов неодинаковы для разных типов тектонических систем. На тектонических системах типа Камчатки наблюдается полное развитие двух вулканических циклов. На островных дугах нормального типа первый цикл редуцирован и в полной мере проявлен лишь второй цикл вулканической активности. Подобное различие отражает направленность развития вулканизма — от базальтовых излияний ранних стадий (системы типа Бонин) к существенно андезитовым поясам (системы типа Курил), контрастным сериям в системах типа

Камчатки и последующему заключительному этапу базальтового вулканизма (см. главу V). Параллельно формируется поперечная зональность в распределении типов вулканических пород.

Обзор событий тектонической и вулканической истории, проведенный в условиях растянутой по сравнению с нормальными геологическими мерками временной шкалы четвертичного периода, позволяет по-новому подойти к важному вопросу о длительности крупных фаз тектонических перестроек и мощных вспышек вулканической активности. Продолжительность таких фаз даже крайние сторонники быстрых тектонических перестроек определяют в первые миллионы лет. Приведенные материалы отчетливо показывают, что формирование мощных толщ вулканических пород и огромные по масштабам тектонические перестройки охватывают интервал всего лишь в 50—70 тыс. лет. Несколько следующих друг за другом вспышек такой активности разделяются периодами относительно стабильного тектонического режима и ослабления вулканизма. Таким образом, в пределах единой по природе фазы верхнеплиоцен-четвертичного орогенеза и вулканизма отчетливо выделяется несколько последовательных периодов интенсификации и ослабления геологических процессов.

Насколько связана определяемая нами продолжительность той или иной фазы с точностью датировок, хорошо видно при сопоставлении длительности двух вспышек базальт-андезитового вулканизма. Первая из них оказывается растянутой на сотни тысяч лет (нижний — середина среднего плейстоцена), в то время как вторая имеет продолжительность 40—50 тыс. лет. Когда для датировок ниже-среднечетвертичных вулканов применяются точные методы абсолютной геохронологии, интервал времени вулканизма также резко сокращается. Учитывая огромные объемы вулканических продуктов, извергаемых в периоды коротких катастрофических вспышек вулканизма, можно предположить, что мощные свиты вулканических пород, обычно датируемые ярусами или даже отделами, также формируются в периоды коротких пароксизмальных вспышек продолжительностью в десятки тысяч лет. Хотя данных определений абсолютного возраста дочетвертичных вулканических пород относительно мало, там, где они есть, также намечаются поразительные по точности совпадения. Так, из приведенных ранее рис. 5, 15 видно, что формирование мелких субвулканических интрузий гранитоидов в Юго-Западной Японии и Центральной вулканической зоне Камчатки (к северу от Срединного массива) происходит поразительно синхронно — почти все цифры К-Аг-датировок отвечают интервалу 12—16 млн. лет. Величина обоих интервалов не превышает точности метода, так что можно уверенно говорить о полной синхронности соответствующих вспышек вулканической активности в обоих районах. Другая вспышка вулканизма отвечает периоду 4—8 млн. лет; калий-аргоновые датировки, соответствующие этому времени, четко повторяются для Японии, Камчатки, Курил. Им же соответствуют наиболее молодые датировки биотита из метаморфид зоны Альпийского разлома Нов. Зеландии. Возраст субщелочных пикрит-базальтов п-ова Немуро (Kaneoka, Ozumi, 1970) полностью совпадает с датировками аналогичной формации хр. Валагинского и Гумрока на Камчатке. Все это показывает, что синхронность однотипных вспышек вулканизма в пределах Тихоокеанского кольца в равной мере была характерна и для дочетвертичного времени.

Намеченные периоды повсеместного усиления и ослабления вулканической активности отражают крупнейшие стадии вулканического процесса. В промежутках между ними вулканическая деятельность также носит пульсационный характер, так что при детальном изучении можно было бы выделить мезо- и микропериоды синхронного для всей рассматриваемой территории усиления и ослабления вулканической активности.

Вряд ли случайно значительное количество имеющихся радиоуглеродных определений возраста крупных голоценовых извержений относится к периоду 5500—9500 лет назад. Таков крупный взрыв вулкана Шивелуч, датируемый 7600 ± 300 лет назад (ГИН—184, Чердынцев и др., 1964), взрывы, приведшие к образованию вершинной кальдеры Хангара — 6460 ± 135 (Мо—169, Виноградов и др., 1963) и кальдеры Авачинского вулкана — 5555 ± 45 лет назад (ГИН—119, Чердынцев и др., 1964). В этот же интервал времени формируются наиболее молодые пемзовые потоки в районе Курильского озера (8000 ± 40 и 8340 ± 40 лет назад, соответственно, ГИН—207 и ГИН—211) и пемзы Карымского района (7450 ± 200 лет назад, ГИН—320). На Алеутских о-вах в районе Ананиумак близ о. Умнак к периоду 7660 ± 300 лет назад относится крупное извержение, засыпавшее пеплом древнейшую из известных здесь стоянок человека (Black, Laughlin, 1964). В Нов. Зеландии к периодам 9150 ± 80 и 9100 ± 160 лет назад относятся крупные извержения вулканов Веллингтон и Сمارт (Grant-Taylor, Rafter, 1962). 8390 ± 135 лет назад образовалась кальдера о-ва Майор (Thompson, Kermode, 1965), в Японии кальдера Машю (см. табл. 28). Именно в этот период (около 6600 лет назад) на Западе США происходит гигантский взрыв на вулкане

Мазама (Уилкокс, 1968), приведший к формированию крупнейших покровов кислых пеплов.

Анализ частоты извержений действующих вулканов мира за последнее столетие, проведенный В. И. Влодавцем (1966), показывает, что существуют пятнадцатилетние периоды усиления вулканической деятельности, перемежающиеся с равными им по продолжительности периодами относительного уменьшения числа извержений. Ранее Б. И. Пийп (1956) отмечал, что на Камчатке фиксируются периоды одновременной пароксизмальной деятельности вулканов самых различных зон, перемежающиеся с периодами слабых единичных извержений.

Если учесть тот факт, что за последние 100 лет на рассматриваемой территории произошло большое количество пароксизмальных извержений огромной силы (извержения Тамборы и Кракатау на Зондской дуге, Бандай в Японии, Шивелуча и Безымянной сопки на Камчатке, Катмаи на Аляске и т. д.), становится ясным, что мы переживаем в настоящее время период одной из довольно крупных пульсаций.

Не исключена возможность связи подобных пульсаций с общепланетарной цикличностью, исследованной М. Миланковичем (Milankovitch, 1941) и О. Петтерсоном (Pettersen, 1914), ярко проявляющейся в периодическом изменении климатических особенностей. На основании работ этих авторов принято выделять следующие порядки цикличности: 40 800, 20 400, 3400, 1700 лет, 1133 года. Первая из этих цифр хорошо соответствует периоду извержений вулканов выделенного выше второго цикла в пределах подвижных систем типа Камчатки. Вторая цифра совпадает с временем завершения фазы пароксизмальных выбросов кислых пирокластических продуктов, третья соответствует продолжительности вспышки кислого вулканизма в период 5500—9500 лет назад. Ориентировочные цифры продолжительности циклов усиления и ослабления вулканической деятельности, полученные В. И. Влодавцем, близки к продолжительности периодов усиления и ослабления солнечной активности. Конечно, такое предположение можно принять лишь как рабочую гипотезу. Однако сам факт пульсационного развития вулканизма уже сегодня следует учитывать при любых геологических построениях. Эта особенность вулканизма заставляет сомневаться в правомерности попыток распространения на геологическое прошлое количественных подсчетов выноса вулканических продуктов, основанных на данных по современным извержениям за последние 100—150 лет (Wilson, 1963; Мархинин, 1967).

Синхронность основных пароксизмов четвертичной вулканической деятельности в западной части Тихоокеанского кольца сочетается с асинхронным развитием отдельных вулканических центров. В то время как большая часть той или иной вулканической зоны вовлечена во второй вулканический цикл, отдельные центры, как правило, ассоциирующие с крупными вулканотектоническими депрессиями и находящиеся на конечных стадиях первого вулканического цикла, продолжают существовать. В результате на небольших расстояниях друг от друга располагаются вулканы, поставляющие кислые вулканические породы, и базальтовые и андезитобазальтовые стратовулканы. В этих случаях всегда устанавливается связь очагов кислого вулканизма с длительно эволюционирующими центрами, начало формирования которых относится к Q_1 — Q_2 , а возраст базальтовых и андезитобазальтовых вулканов отвечает концу Q_3 — Q_4 .

Это явление можно объяснить лишь локализацией отдельных очагов в коре на поздних стадиях вулканического цикла и независимым их существованием в период, когда большая часть вулканической зоны захвачена новым циклом вулканизма, при котором начинается массовое поступление свежих порций недифференцированной магмы. Подобное параллельное существование разноэтажных очагов хорошо объясняет одновременные извержения смежных вулканов, дающих резко различные по составу вулканические породы.

Итак, развитие вулканизма протекает как пульсационный, циклический, но не правленый процесс, степень активности и время проявления которого теснейшим образом связаны с процессом тектонической эволюции.

