

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1977

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

**VOLCANISM
OF ISLAND ARCS**

ARTICLES



PUBLISHING-HOUSE «NAUKA»

Moscow 1977



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

СБОРНИК СТАТЕЙ

1993



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



В сборник включены материалы докладов на вулканологической секции II Советско-Японского симпозиума по изучению строения земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, состоявшегося 12-16 февраля 1974 г. в Токио.

В сборнике изложены результаты исследований сейсмичности, деформаций и глубинного строения вулканов, а также извержений вулканов Камчатки и Японии в 1970-1973 гг. В нем также содержатся работы по изучению гидротермальной деятельности и тепловых потоков, а также геологические и петрологические исследования на территории СССР и Японии.

Сборник представляет интерес для вулканологов, геофизиков и геологов.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР С.А. ФЕДОТОВ,
кандидат физико-математических наук П.И. ТОКАРЕВ

ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Утверждено к печати

Межведомственным геофизическим комитетом при Президиуме АН СССР

Редакторы Г.В. Гзювская, М.Ф. Курыкова. Редактор издательства Л.Е. Кононенко
Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 21/III-77 г. Т - 03374. Усл.печ.л. 22,4+1,8 вкл. Уч.-изд.л. 24,5.
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 750 экз. Тип.зак.1777 Цена 1р. 68к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Двухстороннее советско-японское сотрудничество в рамках Международного геодинамического проекта началось в 1968 г. В октябре 1970 г. в Находке состоялся первый Советско-Японский симпозиум по изучению строения земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В соответствии с принятым на нем решением второй симпозиум состоялся в Токио 12-16 февраля 1974 г., где наряду с геологами и геофизиками приняли участие и вулканологи - всего 20 советских и более 100 японских ученых. Симпозиум объединял две секции - геофизики и вулканологии.

На симпозиуме достигнута договоренность о направлениях, по которым будет проводиться в дальнейшем советско-японское сотрудничество.

По вулканологии была принята следующая программа:

- 1) координация работ, программ и методов исследований, проводимых на национальной основе;
- 2) обмен образцами вулканических пород, воды и совместное использование лабораторной базы для их анализа;
- 3) обмен данными вулканологических наблюдений;
- 4) совместное изучение подводных вулканов и процессов, связанных с ними;
- 5) периодическое проведение советско-японских симпозиумов.

Согласно принятому решению, доклады симпозиума в Токио публикуются на японском и русском языках. Материалы вулканологической секции вошли в сборник "Вулканизм островных дуг", состоящий из четырех разделов:

- 1) сейсмичность и деформации вулканических районов, глубинное строение вулканов;
- 2) активность вулканов;
- 3) гидротермальная деятельность и тепловой поток;
- 4) геологические и петрологические исследования.

Материалы геофизической секции публикуются в сборниках "Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану" и "Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану".

Переводы статей японских вулканологов с английского языка сделали сотрудники Института вулканологии ДВНЦ АН СССР Е.Н. Гриб, В.М. Зобин, М.И. Зубин, В.Л. Леонов, Н.Ф. Маркова, И.А. Меняйлов, Б.И. Самойленко, К.А. Скрипко, А.И. Цюрупа. В работе над сборником принимали участие сотрудники института В.М. Сугробов, Г.Е. Богоявленская, а также Ю.В. Карпухина.

I

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ДЕФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОВ

С. А. Федотов, П. И. Токарев, А. М. Кондратенко, В. Д. Феофилактов

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ И ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ДУГ В 1969—1972 гг.

Сейсмологические наблюдения являются основой работ по прогнозу землетрясений и геодинамике на Дальнем Востоке СССР и в Японии. Геология, глубинное строение и особенно сейсмичность Камчатки и северо-восточной Японии весьма сходны между собой. Данные о сейсмичности Японских, Курильских островов и Камчатки удачно дополняют друг друга. Сейсмологи, изучающие землетрясения в этих областях, встречаются с одинаковыми задачами — с точным определением координат эпицентров и глубин очагов землетрясений, в частности в районе глубоководных желобов, с оценкой энергии глубоких землетрясений, способами определения действующих тектонических сил по данным о механизме очагов землетрясений.

В настоящей работе дается обзор данных о сейсмичности Камчатки и Командорских островов, полученных при детальных наблюдениях в 1969—1972 гг., и рассматриваются некоторые особенности геодинамики этой области, которые выявились при наблюдениях.

Детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке ведутся непрерывно с ноября 1961 г. В 1972 г. круглый год работали 15 сейсмических станций, оснащенных короткопериодными сейсмографами. Фон микросейсм велик, поэтому увеличение на частотах 1–20 Гц равно обычно 5000–10000. Стандартная ошибка момента вступлений продольных волн, включающая все погрешности, не превышает 0,4 с. Эпицентры и глубины очагов землетрясений определяются главным образом способом, предложенным в работе [1]. Определение координат очагов при помощи ЭВМ имеет явное преимущество в тех случаях, когда число станций больше 15 или имеется необходимость использовать данные не только близких, но и далеких станций.

Вместо магнитуд определяются энергетические классы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и $K_{P1,2}^{\Phi 69}$, которые дают оценки энергии короткопериодных P - и S -волн в очагах землетрясений: $K_S = \lg E_S$, дж и $K_P = \lg E_P$, дж [2]. Если землетрясение записано девятью и более камчатскими станциями, то стандартная ошибка определения K_S и K_P равна приблизительно 0,2. K_S связан с магнитудами следующим соотношением:

$$K_{S1,2}^{\Phi 68} \approx 4,6 + 1,5M \approx 2,6 + 1,9m_b,$$

где M — магнитуда, определяемая по поверхностным волнам, а m_b — магнитуда, определяемая мировой сетью сейсмических станций по продольным волнам.

Каталоги землетрясений, карты эпицентров, разрезы, описания сильных землетрясений и примечательных особенностей сейсмичности публикуются в ежегодниках "Землетрясения в СССР" (изд-во "Наука"). Обзоры сейсмичности Камчатки за 1961-1964 гг. помещены в [3,4], за 1965-1969 гг. - в [5].

В 1961-1968 гг. на Камчатке не было землетрясений с $M \geq 6 \frac{1}{2}$. В 1969-1972 гг. уровень сейсмичности был значительно выше.

Камчатские землетрясения с $M \geq 7$ отчетливо группируются во времени. До 1969 г. два таких землетрясения были в 1959 г., три в 1952-1953 гг., три в 1945 г. и т.д. В 1969-1972 гг. произошла новая серия таких землетрясений: 23.XI 1969 г. в Беринговом море с $M = 7,7$, 24.XI 1971 г. в районе Петропавловска-Камчатского с $M = 7,2$ и 15.XII 1971 г. в проливе между Камчаткой и Командорскими островами с $M = 7,7$. Таким образом, основные события этих лет - два землетрясения с $M = 7,7$ - произошли на северной оконечности Курило-Камчатской фокальной зоны.

На рис. 1 приведена карта эпицентров землетрясений этих лет с $K_S \geq 8,5$ (или $M \geq 2,6$). В пределах линии $K_S = 9$ записаны и нанесены на карту практически все землетрясения с $K_S \geq 8,5$, а в пределах линии $K = 10$ - все землетрясения с $K_S \geq 9,5$ (или $M \geq 3,3$). Диаметры кружков, обозначающих эпицентры землетрясений с $M < 7$, приблизительно соответствуют размерам их очагов. Так называемые инструментальные эпицентры очагов землетрясений с $M = 7,7$ показаны крестами, а эпицентр землетрясения с $M = 7,2$ и глубиной очага $h = 100 \pm 120$ км, происшедшего у Петропавловска-Камчатского, показан большим кружком с черной левой половиной. Среднее положение эпицентров для землетрясений с глубинами очагов 0-50, 50-150 и более 150 км показано жирными линиями с цифрами 20, 90 и 180, (которые означают средние глубины очагов землетрясений для этих интервалов в километрах).

На рис. 2 показана карта эпицентров более слабых землетрясений с $K_S < 8,5$ ($M < 2,6$). В пределах линии $K = 8$ регистрировались все землетрясения с $K_S \geq 7,5$ (или $M \geq 2$).

На рис. 3 показана карта сейсмической активности в 1969-1972 гг. на глубинах 0-100 км. Сейсмическая активность измерялась в единицах A_{10} (число землетрясений с $K_S = 10 \pm 0,5$, происходящих в год на площади 10^3 км²). Она подсчитывалась по способу Ризниченко [6] и по величине близка к плотности эпицентров с $K_S \geq 9,5$. На карте заштрихованы области очагов камчатских землетрясений 1952-1972 гг. с $M \geq 7 \frac{3}{4}$: 4.XI 1952 г. с $M = 8 \frac{1}{4} + 8 \frac{1}{2}$, 4.V 1959 г. с $M = 7 \frac{3}{4} \div 8$, а также 23.XI 1969 г. с $M = 7,7$, 15.XII 1971 г. с $M = 7,7$.

На рис. 4 показаны вертикальные разрезы для секторов Курило-Камчатской дуги 4-5, 6-7, 8-9 и 10-12 (по П.И. Токареву [7]). Границы секторов показаны на рис. 1. На всех разрезах линии $K = 9$ и 10 обозначают те же границы областей надежной регистрации землетрясений с $K_S \geq 8,5$ и $K_S \geq 9,5$, что и на картах эпицентров. Диаметры кружков, обозначающих проекции гипоцентров землетрясений на вертикальные плоскости, соответствуют размерам очагов. Разрез на рис. 4, а построен для северной оконечности Курило-Камчатской фокальной зоны, на рис. 4, б - для областей пересечения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, на рис. 4, в, г - для двух более обычных участков Курило-Камчатской дуги, расположенных у южной Камчатки.

На рис. 5 приведены графики повторяемости землетрясений класса $K_S \geq 8,5$, происшедших в 1969-1972 гг. в пределах области надежной регистрации землетрясений с $K_S \geq 8,5$ (см. рис. 1). Графики построены для землетрясений с глубинами очагов 0-100, 0-50, 50-100, 100 км и более. Величина $\gamma = -\Delta \lg N / \Delta K$ для землетрясений этих глубин равна соответственно 0,54; 0,55; 0,48 и 0,43. Таким образом, в 1969-1972 гг. доля сильных землетрясений возрастала с глубиной.

Рис. 5. Графики повторяемости землетрясений 1969-1972 гг.

Глубины очагов: 1 - больше 100 км; 2 - 51-100 км; 3 - 0-50 км; 4 - 0-100 км; 5 - осредняющая прямая

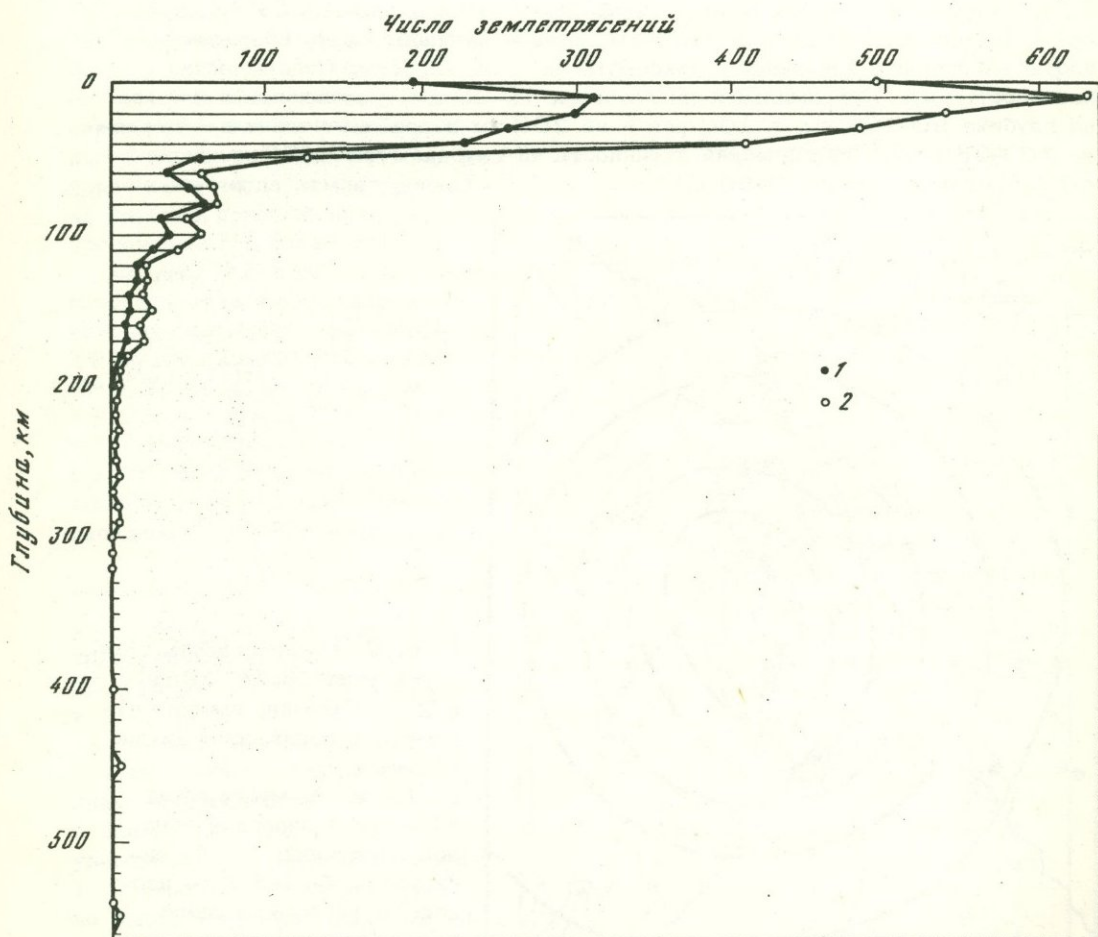
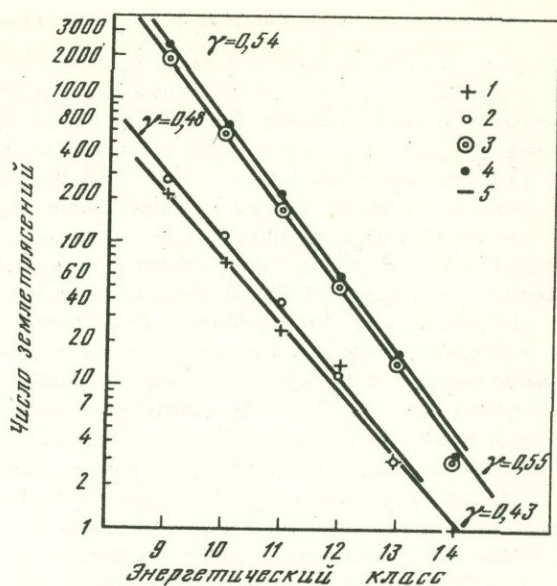


Рис. 6. Распределение очагов землетрясений 1969-1972 гг. по глубине
Точность определения глубины очага равна: 1 - $\pm 5 \div \pm 10$ км; 2 - $\pm 5 \div \pm 50$ км

Используемая здесь шкала $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ построена для оценки энергии слабых и умеренных землетрясений класса $K_S < 14$ (или $M < 6$). Крайние правые точки на графиках рис. 5 наименее надежны по двум причинам: число сильных землетрясений мало, оценки K_S для них могут быть неточными. Остальные пять точек графиков для $K_S = 9 \pm 13$ хорошо ложатся на прямые линии, особенно на графике для глубин 0–100 км. Это доказывает, что в 1969–1972 гг. в пределах области надежной регистрации землетрясений с $K_S \geq 8,5$ действительно записаны практически все такие землетрясения. Отсюда, в частности, следует, что на карте сейсмической активности (см. рис. 3), по всей вероятности, нет искажений из-за неполноты исходных данных.

На рис. 6 показаны графики зависимости числа землетрясений с $K_S \geq 8,5$ от глубины. Графики построены для той же области надежной регистрации землетрясений с $K_S \geq 8,5$. Из рис. 4 видно, что эта область простирается в глубину до ~200 км. В действительности граница этой области располагается ниже, на глубине 250–300 км, так как глубокие землетрясения записываются более отчетливо и большим числом станций, чем поверхностные.

На рис. 6 приведены графики для всех землетрясений с $K_S \geq 8,5$ и для тех из них, глубины очагов которых определены с ошибками, не превосходящими ± 5 км. Они оказались подобными по форме.

В 1969–1972 гг. наибольшее число землетрясений происходило на глубинах 10–20 км (в 1965–1968 гг. – 10–30 км), 75% из общего числа произошло в интервале 0–40 км. Их число резко уменьшается в промежутке от 40 до 50 км (в 3 – 3,5 раза в 1965–1968 гг. и 1969–1972 гг.), далее – плавно убывает до 200–250 км, ниже – начинает слабо возрастать, достигнув второго небольшого максимума на 400–450 км. Сейсмическая активность была максимальной на глубинах 10–20 км, уменьшаясь в 10 раз на глубине 90–100 км, в 100 раз – на 200 км и приблизительно в 150 раз – на 200–250 км. Сейсмическая активность на глубинах 400–450 км была в 40 раз меньше, чем на 0–50 км.

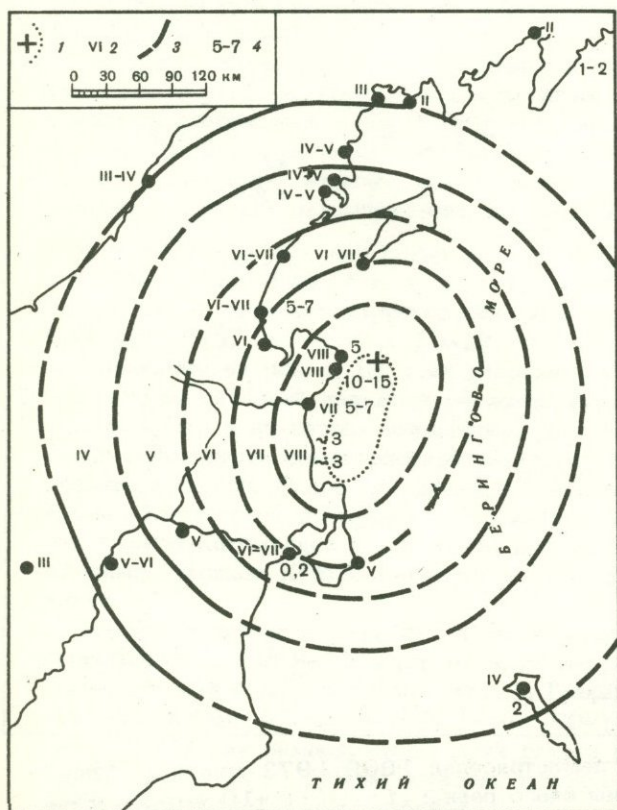


Рис. 7. Интенсивность землетрясения 23.XI.1969 г. в 23 ч 09 мин, высоты цунами и приближенная схема изосейст

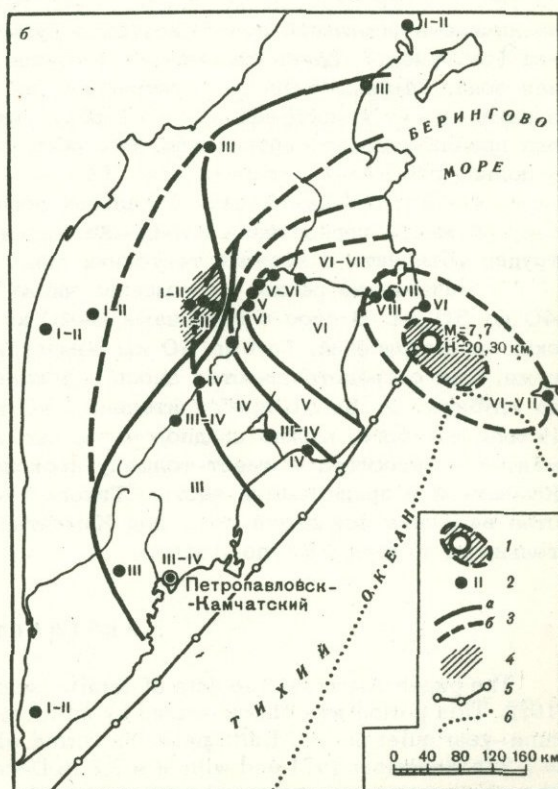
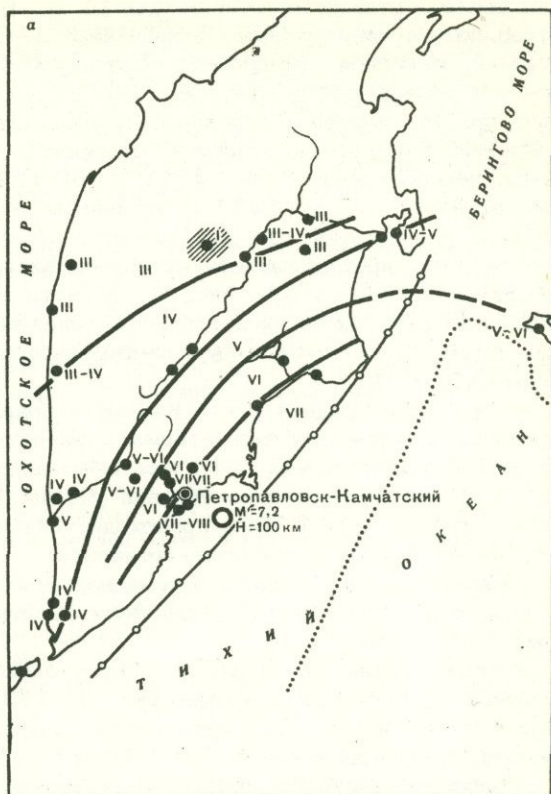
1 – инструментальный эпицентр и очаговая зона землетрясения; 2 – интенсивность, баллы; 3 – изосейсты (сплошные линии – уверенные, пунктирные – предполагаемые); 4 – высоты цунами, м

Положение глубокого максимума сейсмичности проверялось по данным изменения с глубиной числа землетрясений с $K_S \geq 11$ и $m_b > 4,3$. Камчатская сеть станций и станций Управления береговой и геодезической службы США (USCGS) [8] в 1969–1972 гг. записывала такие землетрясения на всех глубинах под Камчаткой. Графики оказались подобными. Второй максимум на обоих графиках находится на глубинах 400–500 км. Главное различие заключалось в том, что по данным камчатской сети неглубокие землетрясения довольно равномерно распределены на глубинах 0–40 км (число землетрясений в интервалах 0–10, 10–20, 20–30 и 30–40 км отличается менее чем в 2 раза), а по данным USCGS, более 65% из них имело так называемую нормальную глубину, условно относимую к 33 км. Камчатская сеть использует при определении глубин очагов данные близких станций, поэтому распределение числа землетрясений на глубине, показанное на рис. 6, представляется более точным.

На рис. 7,8 приведены карты изосейст трех сильнейших камчатских землетрясений 1969–1972 гг.: 23.XI 1969 г. с $M = 7,7$; 24.XI 1971 г. с $M = 7,2$ и 15.XII 1971 г. с $M = 7,7$. Неглубокое землетрясение 23.XI 1969 г. было сильнейшим землетрясением нашего века в западной части Берингова моря.

Рис. 8. Карта изосейст землетрясений 24.XI 1971 г. в 19 ч 35 мин (а) и 15.XII 1971 г. в 20 ч 29 мин. (б)

1 – эпицентр землетрясений; 2 – населенные пункты с указанием интенсивности сотрясения в баллах; 3 – изосейсты: а – уверенные, б – предполагаемые; 4 – вероятная область аномально высокого поглощения сейсмических волн; 5 – выход оси фокальной зоны на поверхность линии $A_{10} = \text{тах}$; 6 – ось глубоководного желоба



Оно вызвало цунами высотой до 10–15 м. Его форшоки, область очага и афтершоки показали более ясно, чем ранее известные землетрясения, положение северной оконечности Курило–Камчатской фокальной зоны [9]. Во время землетрясения 24. XI 1971 г. с глубиной очага 100–120 км был нанесен ущерб Петропавловску–Камчатскому. Изосейсты этого землетрясения значительно сильнее вытянуты вдоль тихоокеанской фокальной зоны, чем землетрясения 23. XI 1969 г. (см. рис. 8, а) [10]. Неглубокое землетрясение 15. XII 1971 г. произошло в области пересечения Курило–Камчатской и Алеутской дуг. Большинство афтершоков произошло около подводного хребта, протянувшегося от берега Камчатки к месту пересечения глубоководных желобов (см. рис. 1). Область афтершоков образовала фигуру в виде двух пересекающихся эллипсов, большие оси которых вытянуты вдоль простираения Алеутской и Курило–Камчатской дуг. Высота цунами не превышала 0,5 м [11].

На рис. 8 в средней части Камчатки показана заштрихованная зона, граничащая на северо–западе со вторым вулканическим поясом, в которой интенсивность землетрясения оказалась аномально низкой при обоих землетрясениях. Поправка за грунтовые условия учтена. По–видимому, в земной коре к югу и северу от этой зоны происходит сильное поглощение сейсмических волн. Эту аномалию следует изучать отдельно.

Приведенные выше данные используются в качестве исходных при разнообразных сейсмологических исследованиях. Отметим некоторые следствия, вытекающие из них.

Землетрясение 25. XII 1971 г. произошло там, где по долгосрочному сейсмическому прогнозу для Камчатки [12, 13] такое землетрясение считалось наиболее вероятным. Это пример удачного прогноза места очень сильного землетрясения по методике, развиваемой в [12, 14, 15].

Наиболее отчетливое, резкое пересечение глубоководных желобов находится у берегов Камчатки, где сходятся Курило–Камчатский и Алеутский желоба.

Для того чтобы оценить, в какой мере верна гипотеза тектоники плит, важно точно знать размещение очагов землетрясений в этом районе. Западная оконечность фокальной зоны Алеутской дуги находится у Командорских островов (см. рис. 1). Здесь она менее отчетлива, чем Курило–Камчатская фокальная зона. Глубины очагов землетрясений не превышают 100 км. Фокальная зона не имеет явного наклона в сторону Тихого океана или Берингова моря, она приблизительно вертикальна. Это обстоятельство может быть истолковано в пользу гипотезы тектоники плит. Однако наблюдения 1969–1972 гг. показали, что Курило–Камчатская фокальная зона протягивается на 400 м к северу от места пересечения Курило–Камчатской и Алеутской дуг. Этот факт трудно объяснить с позиций тектоники плит.

Примечательно резкое уменьшение числа землетрясений на глубинах от 40 до 50 км. В слое с глубинами 0–40 км происходит около 75% камчатских землетрясений. Глубже 50 км землетрясения наблюдаются значительно реже. Они сосредотачиваются здесь в фокальной зоне. Их количество в ней на глубинах от 50 до приблизительно 250 км убывает примерно в 10 раз. Исходя из этого, можно предположить, что жесткий слой коры и верхней мантии – литосфера – имеет толщину несколько более 40 км под Восточной Камчаткой и прилегающей частью Тихого океана. Вероятно также, что свойства вещества фокальной зоны под Камчаткой монотонно меняются приблизительно от глубины 50 до 250 км.

ABSTRACT

The paper discusses the data of detailed seismic observations in Kamchatka in 1969–1972. This period was characterized by an increase of seismicity in Kamchatka after a nine–year quiet period. Earthquakes occurred with $M = 7,7$ in November 1969, with $M = 7,2$ in November 1971 and with $M = 7,7$ in December 1971. The first earthquake was the strongest seismic event of our century at the north extremity of the Kurile–Kamchat-

ka focal zone. The third one occurred in the region of joint of the Kurilo-Kamchatka and Aleutian island arcs. The peculiarities of seismicity of Kamchatka in 1969-1972 are considered in relation to the problems of tectonics, geodynamics and volcanology.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ю. В. Ризниченко*. Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов. — Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1958, № 4.
2. *С. А. Федотов*. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., "Наука", 1972.
3. *S. A. Fedotov*. On deep structure properties of the upper mantle and volcanism of the Kuril-Kamchatka island arc according to seismic data. — AGU Monograph, N 12, Washington, 1968.
4. *С. А. Федотов, П. И. Токарев, И. П. Кузин* и др. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований и ее связь с глубинным строением. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., "Наука", 1969.
5. *С. А. Федотов, П. И. Токарев, А. Н. Годзиковская, В. М. Зобин*. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных наблюдений в 1965-1969 гг. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
6. *Ю. В. Ризниченко*. Методы суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. — Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1964, № 8.
7. *П. И. Токарев*. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1970, № 3.
8. Earthquake Data Report. U.S. Department of the Interior Geological Survey.
9. *С. А. Федотов, А. А. Гусев, В. М. Зобин* и др. Озерновское землетрясение и цунами 22 (23) ноября 1969 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1969 г. М., "Наука", 1973.
10. *А. А. Гусев, В. М. Зобин, А. М. Кондратенко, Л. С. Шумилина*. Петропавловское землетрясение 24 (25) ноября 1971 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1971 г. М., "Наука", 1974.
11. *А. А. Гусев, В. М. Зобин, А. М. Кондратенко, Л. С. Шумилина*. Усть-Камчатское землетрясение 15 декабря 1971 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1971 г. М., "Наука", 1974.
12. *С. А. Федотов*. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. — Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 36. М., "Наука", 1965.
13. *С. А. Федотов*. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование в СССР. М., "Наука", 1968.
14. *K. Mogi*. Migration of seismic activity. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1968, 46, 53.
15. *J. Kelleher, L. Sykes, J. Oliver*. Possible Criteria for Predicting Earthquake Locations and their Application to Major Plate Boundaries of the Pacific and Caribbean. — J. Geophys. Res., 1973, 78, N 14.

И. Йокояма

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Характерным для деформаций земной коры, связанных с вулканической активностью, является то, что в качестве сил, порождающих подобные деформации, можно рассматривать различные источники давления, расположенные под вулканами, в то время как происхождение тектонических коровых деформаций не всегда ясно. Деформации земной коры, связанные с крупными извержениями как базальтовых, так и андезитовых вулканов, могут в первом приближении считаться упругими, и следует ожидать, что анализ деформаций на вулканах даст ключ к пониманию процессов вулканической активности и ее поверхностных проявлений.

Давление магмы и движения, вызывающие деформации вокруг вулканов, прямо связаны с вулканическими землетрясениями. В вулканических районах достаточно сложно различать тектонические и вулканические землетрясения. В связи с этим представляет интерес рассмотреть отдельные наиболее сильные вулканические землетрясения.

Анализ деформаций

Существуют две модели источника давления под вулканами. Для интерпретации деформаций, наблюдаемых вокруг вулканов, еще в работах К. Моги [1] была предложена модель источника давления типа центр расширения - сжатия. С другой стороны, автор предложил альтернативную модель источника давления типа взброса [2]. Первая модель характеризуется распределением давления по сферическим гармоникам $P_0^0(\cos \theta)$ и соответствует магматическим очагам, в то время как последняя имеет распределение $P_1^0(\cos \theta)$ и соответствует дайкам.

Деформация полубесконечного упругого тела, вызванная источниками внутреннего давления обоих типов (рис. 1), была рассчитана соответственно Н. Ямакавой [3] и К. Соедой [4]. Распределение вертикальных Δh и радиальных Δd смещений на поверхности Земли показано на рис. 2. Теоретические выражения для Δh и Δd содержат неизвестные параметры a (радиус), P (давление) и μ (модуль сдвига). Чтобы избавиться от этих неизвестных, вместо Δh и Δd будут рассматриваться их отношения к Δh_0 ($R=0$), когда глубина источников f или F может быть выяснена из кривой распределения Δh или Δd в зависимости от расстояния R . Эти отношения являются функциями только от f или F и R . При теоретических расчетах привлекается некоторая вертикальная сила, приложенная к поверхности, чтобы приравнять к нулю действующие там напряжения. Эта сила, естественно, будет гасить внутреннее давление источника. Однако, как показал Соеда [4], этот эффект чрезвычайно мал, если глубина залегания источника давления превышает десятикратный радиус сферического источника (f (или F) $> 10a$).

На рис. 2 показано распределение смещений относительно Δh_0 при f или $F > a$.

Кривые смещения для обеих моделей мало отличаются одна от другой. Однако вертикальные смещения на поверхности Земли непосредственно над источником изменяются соответственно как $3/4(a^3/f^2)$ и $5/6(a^2/F)$. Если мы примем $f = F = 10a$ при прочих прежних условиях, последняя величина будет в 10 раз больше, чем прежде. Другими словами, для того чтобы вызвать вертикальное смещение той же величины, для модели P_1^0 нужен источник давления в 10 раз менее мощный, чем для модели P_0^0 .

Распределение горизонтальных смещений в результате воздействия источников давления, соответствующих двум моделям, показанное на рис. 2, позволяет также приблизительно оценить глубину залегания источников давления как радиальное расстояние, на котором горизонтальные смещения максимальны.

Независимо от того, будет ли отдано предпочтение модели P_0^0 или модели P_1^0 , надо остановиться на какой-либо одной из них, а не на сумме обеих, так как общий эффект большого числа граничных условий в последнем случае может быть достаточно сложным.

Извержение вулкана Сакурадзима (Япония) в 1914 г. Вертикальные смещения. Во время извержения вулкана Сакурадзима в 1914 г. Ф.Омори [5] наблюдал значительное проседание вокруг него (рис. 3). Моги [1] интерпретировал образовавшуюся депрессию моделью типа P_0^0 и оценил глубину источника давления в 10 км, полагая, что максимум депрессии в точке А равен 150 см (рис. 3). Автор [2], употребив модель типа P_1^0 для данной депрессии, получил глубину источника давления 6 км. Из рис. 4 видно, что обе теоретические кривые в равной степени соответствуют данным наблюдений.

Изменение давления P в источнике может быть определено, когда вертикальное смещение Δh_0 на поверхности находится непосредственно над источ-

Рис. 1. Модели источников давления типа $P_0^0(\cos\theta)$ и $P_1^0(\cos\theta)$

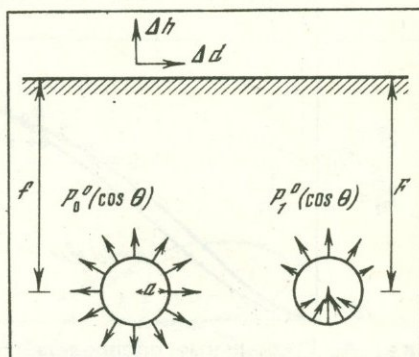
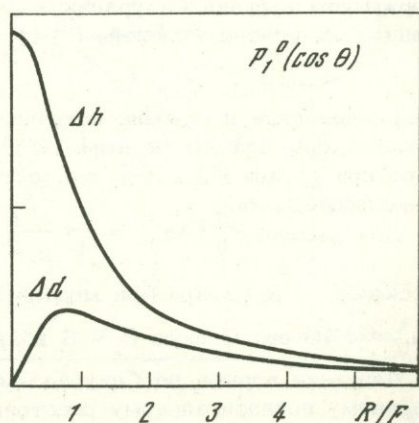
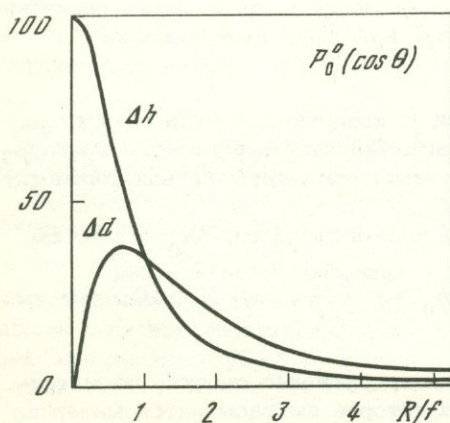


Рис. 2. Вертикальные Δh и горизонтальные Δd смещения земной поверхности в результате действия источников давления двух типов



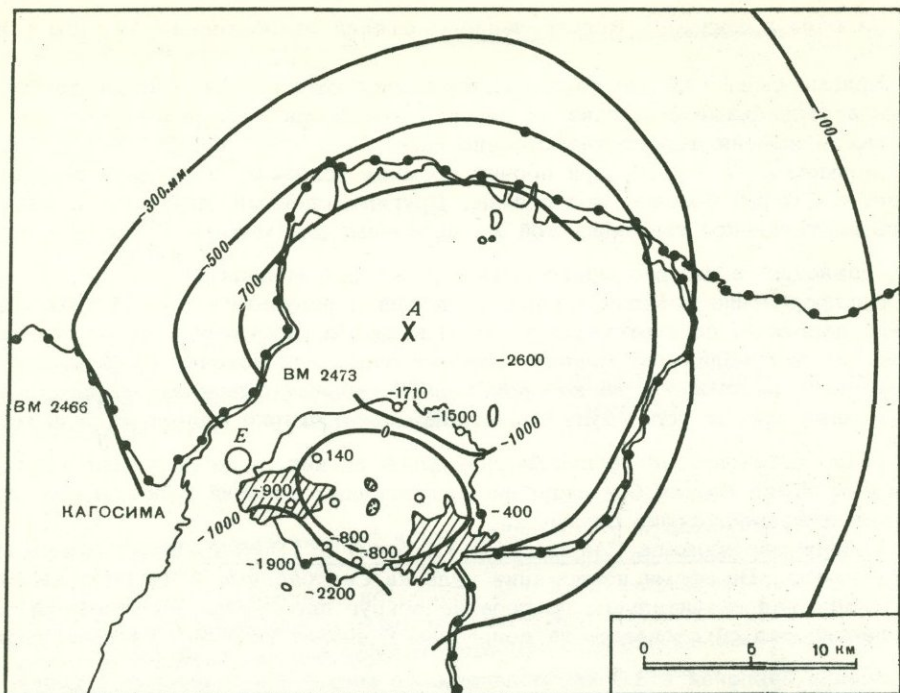


Рис. 3. Вертикальные смещения вокруг вулкана Сакурадзима до и в период извержения 1914 г. [5]

А и Е соответственно обозначают центр депрессии и эпицентр землетрясения, происшедшего в первый день извержения

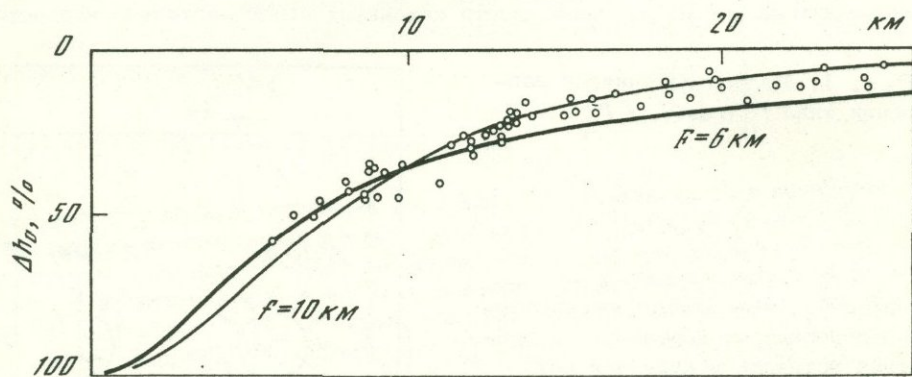


Рис. 4. Радиальные распределения проседаний земной поверхности перед извержением вулкана Сакурадзима в 1914 г. и после него, а также расчетные данные на основе моделей P_0^0 ($f = 10$ км) и P_1^0 ($F = 6$ км)

ником давления и глубина источника f или F известна. Модуль сдвига для земной коры примем равным 10^{11} дин/см². Приведенные расчеты проводились при f (или F) $> 10a$, т.е. все полученные результаты нельзя соотносить с наблюдаемыми.

Для модели P_0^0 : $\Delta h_0 = \frac{3}{4} \frac{a^3 P}{\mu f^2}$, где $f = 10a = 10$ км; $\Delta h_0 = 150$ см.

Отсюда $P = 20$ кбар. При модели P_1^0 : $\Delta h_0 = \frac{5}{6} \frac{a^2 P}{\mu F}$, где $F = 10a = 6$ км; $\Delta h_0 = 150$ см. Отсюда $P = 3$ кбар.

Давление взрыва на Сакурадзиме можно приближенно оценить по максимальному горизонтальному расстоянию, на которое выбрасывается материал

во время извержения. По Б.Кото [6], мощные ливни выбрасываемых раскаленных камней, оставляя за собой хвосты серого дыма подобно метеорам, в большом количестве падали, шипя, в море на расстоянии 3–3,5 км от кратера. Следовательно, начальная скорость может быть оценена в 170 м/с, давление взрыва – порядка 300 бар. Различие между оценкой модели P_1^0 (3 кбар) и взрывным давлением (300 бар) не столь велико.

С другой стороны, деформации вокруг вулкана Сакурадзима, показанные на рис. 3, интерпретировались и как результат блоковых подвижек [7]. Направление и величина наклона мозаичных блоков показаны на рис. 5, где стрелками обозначены направления наклона блоков, движущихся к центру депрессии (см. рис. 3). Движение блоков предполагает, что блоки – жесткие тела.

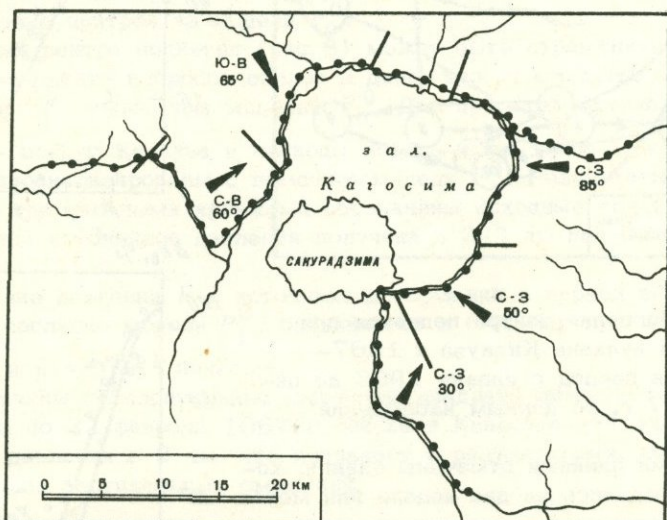


Рис. 5

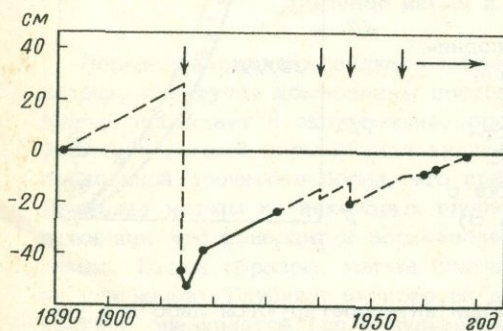


Рис. 6

Рис. 5. Наклоны земных блоков в районе Сакурадзимы [7]

Рис. 6. Изменения высоты репера ВМ 2473 относительно репера ВМ 2466 (см. рис. 3).

Стрелками отмечены моменты активности вулкана Сакурадзима

Рис. 7. Горизонтальные смещения триангуляционных пунктов на Сакурадзиме и в окрестностях вулкана перед извержением 1914 г. и после него

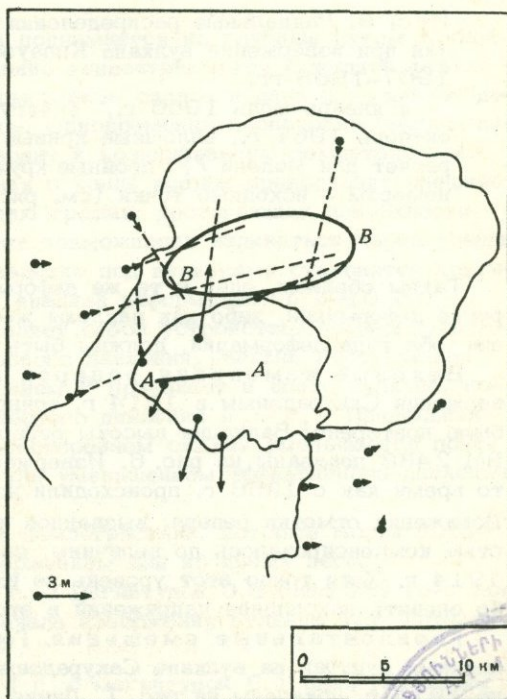


Рис. 7

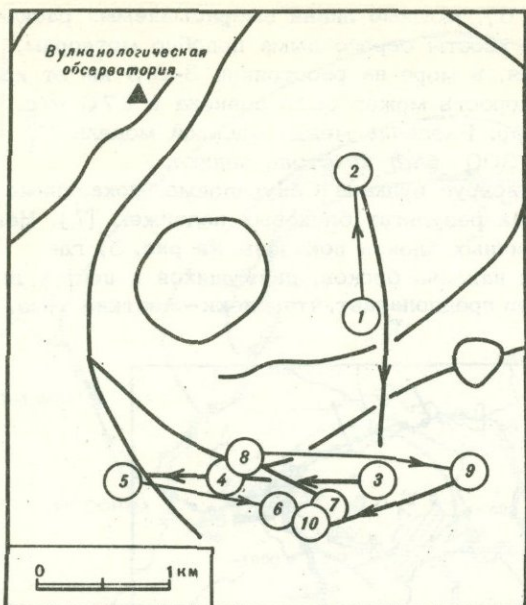
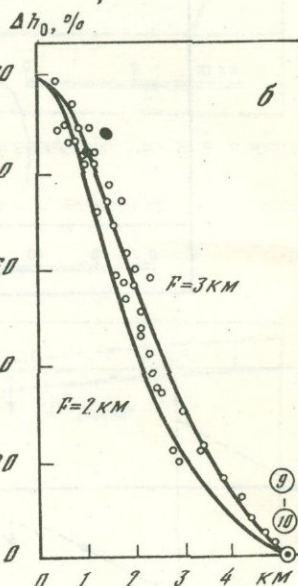
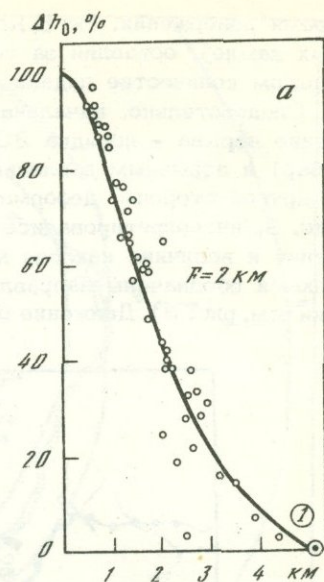


Рис. 8. Миграция центра поднятия при извержении вулкана Килауэа в 1967–1968 гг. в период с января 1966 до октября 1967 г. по данным наблюдений [8]

Толстыми линиями отмечены сдвиги, которые наблюдались за две недели или менее

Рис. 9. Радиальные распределения поднятий при извержении вулкана Килауэа в 1967–1968 гг.

а: январь–июль 1966 г., б: август–октябрь 1967 г., сплошные кривые – расчет для модели P_1^0 ; двойные кружки с номером – исходные точки (см. рис. 8)



Таким образом, одни и те же деформации интерпретируются либо как упругие деформации, либо как наклоны жестких блоков. Однако силы, вызвавшие оба типа деформаций, должны быть идентичными.

Вековые изменения реперов вокруг Сакурадзимы. После извержения Сакурадзимы в 1914 г. точное нивелирование для этого района было повторено. Вариации высоты репера ВМ 2474 по отношению к реперу ВМ 2466 показаны на рис. 6. Извержение 1914 г. было латеральным, в то время как с 1956 г. происходили извержения из вершинного кратера. Понижение отметки репера, вызванное извержением 1914 г., еще не полностью компенсировалось до величины, соответствующей уровню до извержения 1914 г. Хотя точно этот уровень не известен, тем не менее мы можем грубо оценить накопление напряжений в этом районе на основании кривой рис. 6.

Горизонтальные смещения. Горизонтальные смещения на триангуляционных пунктах на вулкане Сакурадзима и вокруг него в период с 1898 по 1914 г. показаны на рис. 7. Линия AA – линия трещины, к которой были приурочены кратеры, эллипс BB – замкнутый участок, на котором векторы

смещений идентичны с центром депрессии, найденным по замерам уровня реперов вдоль залива Кагосима (см. рис. 3). Как отмечалось выше, можно оценить глубину источника давления в 3 км под вулканом, исходя из смещений по обе стороны линии трещины АА. Хотя трещина уже появилась на поверхности Земли и, строго говоря, теория упругости уже не может быть применена, уровень максимальных горизонтальных деформаций может быть рассчитан из результатов триангуляции.

Извержение вулкана Килауэа (Гавайи) в 1967–1968 гг. Извержение вулкана Килауэа 1967–1968 гг. рассматривалось Р. Фиске и У. Киноситой [8] с точки зрения геодезических наблюдений. С января 1966 по октябрь 1967 г. они провели сорок повторных замеров уровней реперов и наклонов, а также семь замеров геодиметром и обнаружили миграцию центра поднятия, определяя положение центров из модели P_0^0 .

Миграция центра поднятия (рис. 8) может быть отражением перемещений вверх в результате взбросов силлов и даек, что может быть объяснено моделью типа P_1^0 лучше, чем моделью P_0^0 . Два примера вертикальных смещений на реперах вокруг Килауэа в периоды январь–июль 1966 г. и август–октябрь 1967 г. проанализированы с помощью модели P_1^0 . Результаты приводятся на рис. 9, где двойными кружками обозначены исходные точки. В этих случаях глубина источников давления получена в 2–3 км под соответствующими точками.

Изменение давления P в источнике деформации в период января–июля 1966 г., согласно модели P_1^0 , оценивается в 640 бар при $F = 2$ км, $\Delta h_0 = 10,7$ см и $\mu = 10^{11}$ дин/см².

Из величины горизонтальных смещений двадцати линий в течение периода с 6 января по 21 февраля 1967 г. Фиске и Киносита [8] оценили глубину источника давления в 2 км, что совпадает с результатами, полученными при интерпретации вертикальных смещений.

Давление магмы и сильные землетрясения

Перед извержением вулкана магма поднимается из глубины путем зонной плавки, и летучие компоненты постепенно концентрируются в жидкой фазе. Магма проникает в окружающие породы в виде силлов и даек и вызывает деформации земной коры вблизи вулканов. Одновременно происходит уменьшение предельной прочности пород, что приводит к возникновению землетрясений. Давление магмы на некоторых глубинах в конце концов превосходит внешнее давление, что приводит к возникновению трещин, достигающих поверхности Земли. Таким образом, магма получает возможность изливаться через трещину или жерло. Глубина, на которой давление под вулканами становится критическим, оценивается (по результатам анализа деформаций) в 2–10 км.

Модель вулкана (рис. 10) представляет собой устройство, подвергнутое трехосному сжатию, с контролем порового давления. Магма, поступающая из глубины в жидком виде, под давлением P проникает в центр вулкана, находящийся под действием гидростатического давления $\sigma_2 = \sigma_3$. Предельная прочность пород при фиксированном всестороннем сжатии уменьшается почти линейно с ростом порового давления или уменьшением эффективного давления, как показано на рис. 11 [9].

Ниже приводятся примеры сильных землетрясений, которые могли быть вызваны давлением магмы перед извержением или во время него.

1. Землетрясение 24 июля 1910 г. с магнитудой 6,5 близ Усу (о-в Хоккайдо). Оно произошло за 30 ч до начала извержения вулкана Усу. Глубина и механизм очага неизвестны.

2. Землетрясение 12 января 1914 г. с магнитудой 6,1 близ Кагосимы (о-в Кюсю). Оно произошло через 9 ч после начала извержения вулкана Сакурадзима в том же году. Эпицентр показан на рис. 3, величина $S - P$ на

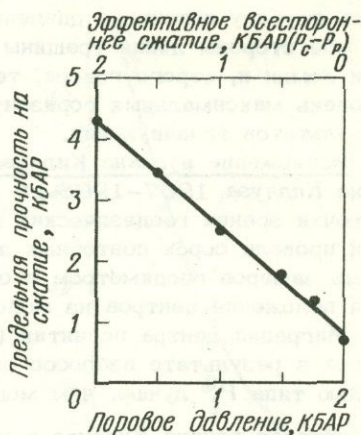
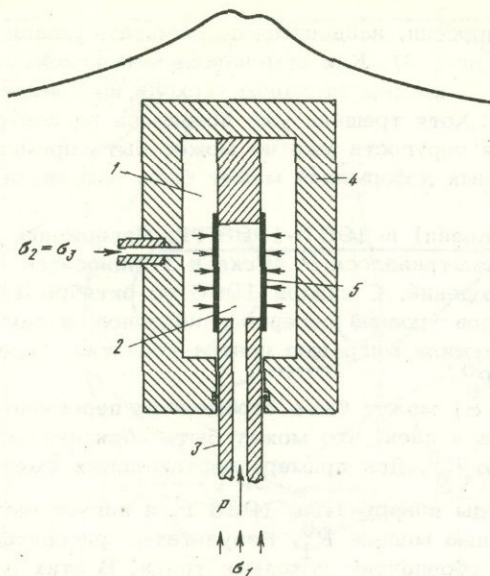


Рис. 10. Модель вулкана

1 - жидкая среда с давлением $\sigma_2 = \sigma_3$; 2 - взаимодействующие поры с давлением жидкости P ; 3 - полный поршень; 4 - камера под давлением; 5 - герметичный футляр

Рис. 11. Пределная прочность на сжатие для песчаника (при 24°C и все-стороннем сжатии 2 кбар) как функция порового давления и эффузивного все-стороннего сжатия [9]

станции Кагосима составляла 1,9 с, что соответствует глубине очага 6-10 км. Механизм очага неизвестен из-за слабой сети наблюдений в то время.

3. Два землетрясения 26-29 августа 1962 г. с магнитудой соответственно 5,9 и 5,8 близ вулкана о-ва Мияке (о-ва Идзуситито). Извержение вулкана началось 24 августа и продолжалось всего 48 ч. Глубина очага рассматриваемых землетрясений 40 и 0 км соответственно. Распределение эпицентров землетрясений, происходивших близ о-ва Мияке в августе и сентябре 1962 г., показано на рис. 12. В.М.Зобин [10] рассмотрел механизм очага этих землетрясений и пришел к выводу, что механизм их очагов подобен, тип подвижек близок к горизонтальному сдвигу, оси сжатия и растяжения близгоризонтальны, возможные поверхности разрыва ориентированы на В-З и С-Ю. Сопоставив полученную картину с механизмом очага тектонических землетрясений п-ова Идзу и прилегающих районов [11], Зобин заключил, что механизм очага сильных вулканических землетрясений подобен механизму очага тектонических землетрясений региона, и, по-видимому, обусловлен региональной системой напряжений.

Рассмотренные вулканические землетрясения вулканов Усу (1910), Сакурадзима (1914) и Мияке (1962) примечательны тем, что их магнитуда достигает 6. В порядке обсуждения причины этих землетрясений оценим сейсмический объем землетрясений, который содержит излученную сейсмическую энергию по магнитудам землетрясений. Сейсмические объемы приблизительно определяются по преобладающему периоду волн, по объему афтершоков или по величине энергии. Сейсмический объем землетрясения с магнитудой 6 приблизительно равен объему сферы радиуса 30 км. С этой точки зрения рассмотренные выше "вулканические землетрясения" слишком велики по сравнению с объемами вулканических тел. Можно сказать, что это не вулканические землетрясения, а тектонические, вызванные давлением магмы.

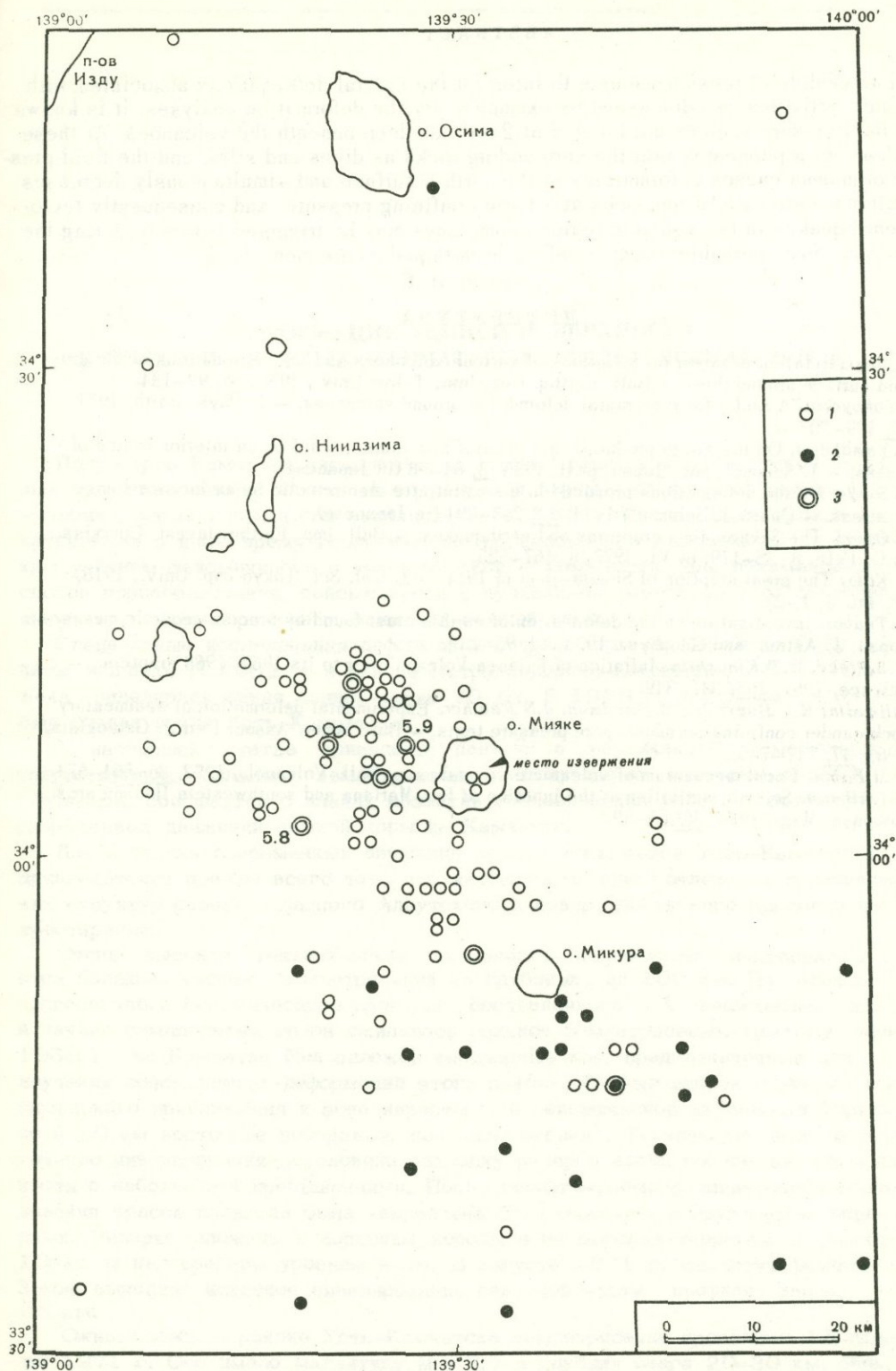


Рис. 12. Эпицентры землетрясений, отмеченных близ вулкана о-ва Мияке с 25 августа по 20 сентября 1962 г. (по данным Японского метеорологического агентства)

1 - глубина очага до 50 км; 2 - глубина 50 км; 3 - магнитуда более 5,0

ABSTRACT

Two models of pressure source to interpret the crustal deformations associated with volcanic activities are discussed by examples. By the deformation analyses, it is known that the pressure sources are located at 2~10 km deep beneath the volcanoes. At these depths magma permeates into the surrounding rocks as dikes and sills, and the fluid pressure of magma causes deformations of the earth's surface and simultaneously decreases the ultimate strength of the rocks at a fixed confining pressure, and consequently tectonic earthquakes in the volcanic regions sometimes may be triggered before or during the eruptions. Some probable examples of such earthquakes are mentioned.

ЛИТЕРАТУРА

1. *K.Mogi*. Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1958, 36, 99–134.
2. *I.Yokoyama*. A model for the crustal deformation around volcanoes. — J. Phys. Earth, 1971, 19, 199–207.
3. *N.Yamakawa*. On the strain produced in a semiinfinite elastic solid by an interior source of stress. — J. Seismol. Soc. Japan, pt II, 1955, 8, 84–98 (in Japanese).
4. *K.Soeda*. On the deformations produced in a semiinfinite elastic solid by an interior source of stress. — Quart. J. Seismol., 1944, 13, 263–291 (in Japanese).
5. *F.Omori*. The Sakura-jima eruptions and earthquakes. — Bull. Imp. Earthq. Invest. Commiss., pt II, 1916, 8, 35–179; pt VI, 1922, 8, 467–525.
6. *B.Koto*. The great eruption of Sakura-jima in 1914. — J. Col. Sci. Tokyo Imp. Univ., 1916, 38, art. 3, 1–237.
7. *C.Tsuboi*. Investigation on the deformation of earth's crust found by precise geodetic means. — Japan. J. Astron. and Geophys., 1933, 10, 93–249.
8. *R.S.Fiske*, *W.T.Kinoshita*. Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967–1968 eruption. — Science, 1969, 165, 341–349.
9. *J.Handin*, *R.V.Hager Jr.*, *M.Firedman*, *J.N.Feather*. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, 47, 717–755.
10. *V.M.Zobin*. Focal mechanism of volcanic earthquakes. — Bull. Volcanol., 1972, 36, 561–571.
11. *M.Ichikawa*. Seismic activities at the junction of Izu-Mariana and southwestern Honshu arcs. — Geophys. Mag., 1970, 35, 55–69.

В. Б. Энман

ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ОБЛАСТИ СИЛЬНЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1971 г.

Полуостров Камчатка расположен на стыке Курильской и Алеутской островных дуг, являющихся типичными структурами переходной зоны от океана к материку, характерными для западной части Тихого океана. Здесь происходят крупнейшие в наше время геологические процессы. Это подтверждается высоким уровнем сейсмичности и вулканической деятельности. Для понимания процессов горообразования, сейсмичности и вулканизма первостепенное значение имеет изучение современных движений земной коры.

Специальные исследования деформаций земной коры на Камчатке были начаты недавно. В 1962 г. в районе Петропавловска-Камчатского была заложена нивелирная линия длиной около 70 км. В 1969 г. ход такой же длины был создан возле Усть-Камчатска.

В настоящей статье приведены данные о вертикальных смещениях, сопутствующих сильным землетрясениям, полученные повторными нивелировками, сообщается о планах развития геодезических работ по изучению современных движений земной коры на Камчатке.

Для изучения современных движений земной коры район Усть-Камчатска привлекателен прежде всего тем, что находится в зоне сочленения геологических структур северо-западного Алеутского и северо-восточного Камчатского простирания.

Очень высокая тектоническая активность полуострова подтверждается большим числом землетрясений на глубинах до 100 км. По данным долгосрочного сейсмического прогноза, составленного С.А. Федотовым, здесь в начале семидесятых годов ожидалось сильное землетрясение. Поэтому осенью 1969 г. на Камчатке был заложен нивелирный ход, предназначенный для изучения сейсмических деформаций этого района. Он был избран с учетом максимального приближения к зоне нарастающей сейсмической активности (примерно в 30 км восточнее побережья, под дном океана). Технические возможности точного нивелирования обусловили закладку реперов вдоль побережья, на местности с небольшими превышениями. После геолого-геоморфологического обследования трасса полигона была закреплена 56 скальными и грунтовыми реперами. Реперы заложены в коренные породы и на морских террасах, на высоте 10–15 м над средним уровнем воды. В августе 1971 г. Институт физики Земли выполнил исходное нивелирование северной части профиля длиной 45 км.

Ожидавшееся в районе Усть-Камчатска землетрясение произошло 15 декабря 1971 г. Оно имело магнитуду $M = 7,7$ и глубину очага 20–30 км. Эпицентр главного толчка находился в море, в 60 км к юго-востоку от п-ва Камчатского. После этого землетрясения в сентябре 1972 г. Институт вулканологии выполнил второе, полное нивелирование всего хода. Оба измерения выполнялись нивелиром Ni-007 (ГДР). Точность работы соответствует стандартам для геодинимических полигонов.

На рис. 1, *a* показано положение эпицентра и участка хода, проnivelированного до и после землетрясения. Изменения высот реперов показаны на рис. 1, *б*. Высота северной точки профиля принята неизменной. Наибольшая величина опускания составляет 12 см, но, по-видимому, не является максимальной. Nivelирования, выполненные до и после землетрясений в Японии и США, показали, что катастрофы подобной энергии могут вызывать дециметровые и даже метровые смещения в зависимости от глубин землетрясений и удаленности реперов от эпицентра. Возможно, в нашем случае исходный репер находится в смещенной зоне. Поэтому мы можем говорить лишь об относительном опускании южной части полуострова. Точнее говоря, nivelирные данные свидетельствуют о наклоне полуострова в юго-восточном направлении на $0,7''$. При этом изучаемая часть полуострова в первом приближении смешалась как единая геологическая структура.

Повторное nivelирование показало, что необходимо увеличить длину существующего хода и связать его с уровнем моря. Это предусмотрено планом развития работ.

24 ноября 1971 г. землетрясение большой силы ($M = 7,2$) произошло в Авачинском заливе, примерно в 40 км к ЮВ от Петропавловска. Особенностью этого события была необычайно большая для таких землетрясений глубина очага — 100 км или больше. Видимо, это обстоятельство определило характер распространения деформаций. Nivelирование хода в 1968 г. перед землетрясением и в 1972 г. после землетрясения не выявило деформаций, заметно превышающих точность измерений. Данные мареографической станции также свидетельствуют об отсутствии заметных смещений. По-видимому, большая глубина очага и особенности физических свойств вышележащих пород не позволили разрыву проявиться на поверхности Земли.

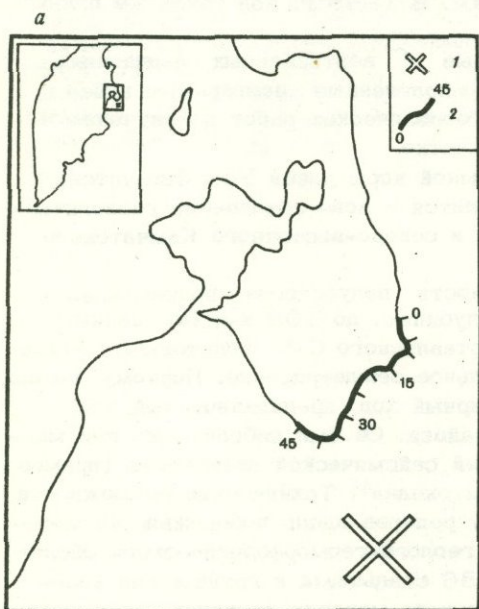


Рис. 1. Положение эпицентра землетрясения (1) и nivelирного хода (2) на Камчатском полуострове (*a*) и изменения высоты реперов nivelирного хода, вызванные землетрясением (*б*)

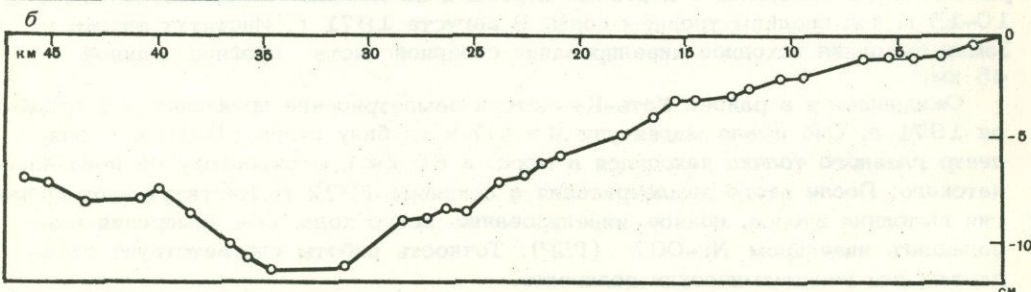
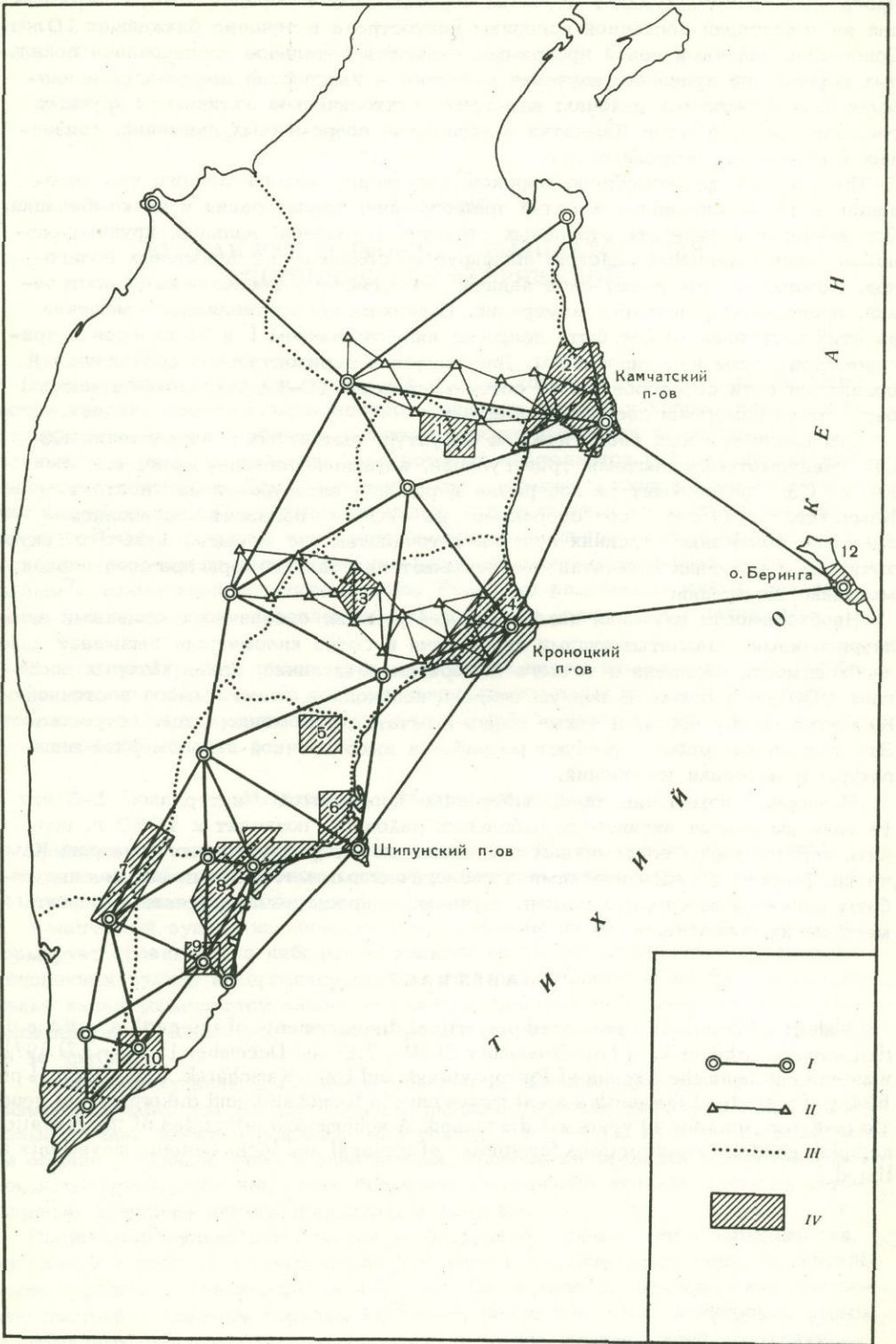


Рис. 2. Схема геодезических работ по изучению современных движений земной коры на Камчатке

I — геодезическая сеть со сторонами больше 100 км; II — сети триангуляции со сторонами до 70 км; III — nivelирные линии; IV — локальные полигоны



В 1972 г. Институтом вулканологии разработана программа дальнейших работ по изучению современных движений земной коры на Камчатке (рис. 2). Программа предусматривает изучение вертикальных и горизонтальных деформаций на территории восточной половины полуострова в течение ближайших 10 лет. Основными задачами новой программы являются детальное исследование локальных деформаций вулканов; изучение величины и накопления деформаций в наиболее сейсмоактивных районах; измерение тектонической активности крупных геологических структур Камчатки и выявление современных движений, связанных с развитием островных дуг.

Программой предусмотрено широкое применение метода точного нивелирования, а также специальных сетей триангуляции, трилатерации и их комбинаций. Для изучения активности отдельных структур (вулканов, кальдер, крупных разломов, эпицентральных районов) планируется создание 12 локальных полигонов. Каждый из них имеет свои задачи, свою систему геодезических построений, программу и методику измерений. Вертикальная составляющая смещений на этих полигонах может быть получена нивелированием I и II классов и тригонометрическим нивелированием. Для изучения горизонтальной составляющей создаются сети со сторонами от сотен метров до 10–15 км, которые могут быть точно измерены светодальномерами.

Для связи крупных геологических структур, вытянутых в направлении ЮЗ–СВ, предусмотрены системы триангуляции, идущие перпендикулярно, т.е. с ЮВ на СЗ. Они выходят на побережье в районе полуостровов на востоке Камчатки. Эта сеть со сторонами до 70 км позволит определить взаимное положение соседних пунктов с точностью, не меньшей $1 \cdot 10^{-6}$. Такую точность в условиях Камчатки обеспечивают светодальномеры при специальной методике измерений.

Необходимость изучения накопления деформаций, связанных с сильными землетрясениями, захватывающими территории в сотни километров, вызывает необходимость создания и точного измерения сети линий, длина которых достигает 200 км и более. В первую очередь необходима связь мысов восточной Камчатки между собой, а также связь Камчатки с Командорскими островами. Эти уникальные работы требуют разработки высокоточной дальномерной аппаратуры и методики измерений.

Повторные измерения, предусмотренные программой с интервалом 1–5 лет (в зависимости от активности отдельных районов), позволят к 1980 г. получить первые карты современных вертикальных и горизонтальных движений Камчатки. Вместе с геофизическими и геологическими методами геодезические работы должны существенно помочь изучению природы землетрясений и поискам методов их прогноза.

АБСТРАКТ

A short information is presented on vertical displacements of the earth's surface during strong earthquakes of both November 24 ($M = 7,2$) and December 15 ($M = 7,7$) 1971 with epicenters in the regions of Petropavlovsk and Ust'-Kamchatsk. The principal problems of a study of the earth's crust movements in Kamchatka and the program of geodetic investigations for 10 years are discussed. A scheme and principles of the elevation and plan geodetic constructions for studies of regional and local tectonic movements are listed.

К. Накамура

ВУЛКАН КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Вулканические процессы, составной частью которых является экстенсивное растрескивание пород, должны контролироваться коровыми напряжениями, действующими в пределах области. Одним из таких процессов являются латеральные трещинные извержения, при которых наблюдается растрескивание вулканической постройки. Если магматическое давление в центральном подводящем канале является единственной силой, ответственной за растрескивание пород, то можно ожидать, что распределение радиальных даек в результате подобного вторичного растрескивания будет идеально радиальным и единообразным в азимутальном распределении. Реальные радиальные дайки, однако, часто располагаются параллельно и образуют одиночные линейные зоны.

В настоящей работе рассматриваются такие черты радиальных даек, которые можно восстановить по распределению латеральных кратеров и интерпретировать в терминах тектонических напряжений, преобладающих в верхах коры вулканической области.

Моногенные и полигенные вулканы

Принципы классификации вулканов разнообразны. Классификация, принятая в настоящей работе, в зависимости от количества извержений вулканов делит их на полигенные и моногенные [1, 2].

Моногенный вулкан извергается лишь однажды из жерла или из трещин и формирует сравнительно небольшую вулканическую постройку. Тот факт, что моногенный вулкан извергается только один раз, указывает на то, что подводящий канал формируется заново с каждым извержением. Следовательно, подводящий канал моногенного вулкана может скорее всего иметь форму трещины, но не трубки.

Трещинные вулканы в основном моногенны. Центральные вулканы малых размеров, такие, как лавовые купола, пирокластические конуса и маары, туфовые кольца, также в основном моногенны. Моногенные вулканы располагаются обычно группами, либо независимыми, подобно вестфальским маарам и шлаковым конусам, либо как часть большого полигенного вулкана, подобно латеральным кратерам или посткальдерным конусам.

Полигенный вулкан извергается неоднократно, причем почти периодически, из одного и того же общего жерла или жерл в течение всего периода деятельности, продолжающейся порядка 10^5 лет. Он формирует огромную вулканическую постройку объемом порядка 10^3 км³, более или менее конической формы, с вершинным или центральным кратером в районе вершины всей постройки. Стратовулканы (или составленные вулканы, по Макдональду [3]) и щитовые вулканы гавайского типа являются собой характерные примеры полигенных вулканов.

Повторные извержения из одного и того же жерла могут формировать вертикальные подводящие каналы в виде трубки, достаточно прочные для того, чтобы служить "трубопроводом" для поднимающейся магмы, из которой формируется большая вулканическая постройка.

Механизм латеральных извержений

Латеральные кратеры, как правило, моногенны [4]. Не только трещинные латеральные извержения, но и латеральные извержения вообще могут рассматриваться как поверхностное отражение формирования радиальных даек вокруг вертикального цилиндрического подводящего канала полигенного вулкана. Другими словами, латеральные извержения можно интерпретировать следующим путем. Перед извержением в центральном подводящем канале идет рост магматического давления, которое достигает значения, близкого к прочности вмещающих пород. Если давление недостаточно для подъема магмы до вершинного кратера, то начинает развиваться радиальная вертикальная трещина в теле подводящего трубчатого канала, которая постепенно заполняется поступающей магмой. Так происходит формирование радиальной дайки. Латеральное извержение начинается тогда, когда дайка достигает поверхности на склоне вулкана. Если количество магмы достаточно и ее вязкость мала, то дайка достигает поверхности, вызывая трещинное извержение [5-7].

Приведенная интерпретация подкрепляется наблюдениями, проведенными на различных вулканах.

1. Латеральные извержения часто происходят одновременно с вершинными. В этом случае обычно наблюдается эксплозивное извержение вершинного кратера и эффузивное извержение эксцентрического кратера (Мияке, 1940 [8]).

2. В случае латерального трещинного извержения эруптивная трещина растет сверху вниз, и эруптивная активность наиболее продолжительна в нижней части трещины, где происходит излияние лавы (Гекла, 1947-1948 [9]).

3. В ряде случаев латеральные извержения происходят одновременно на двух склонах вулкана, причем симметрично относительно вершины (Сакурадзима, 1914 [10], Гекла, 1970 [11]).

4. Вертикальные деформации земной поверхности, связанные с латеральным трещинным извержением, концентричны относительно вершинного кратера, а горизонтальные деформации распространяются поперек эруптивной трещины (Сакурадзима, 1914 [10]; Мияке, 1940 [12]).

5. Центральная плутоническая масса и серии радиальных даек обычно обнаруживаются совместно в эродированных вулканических структурах (Саммер Кун, Колорадо [13]).

6. Вектор внедрения радиальных даек, по данным полевых наблюдений боковых поверхностей даек некоторых вулканов [6, 14], направлен от центра и более или менее наклонно вверх.

Таким образом, по схеме распределения латеральных кратеров на склоне полигенного вулкана можно восстановить скрытое под землей расположение радиальных даек.

Радиальные дайки и поле напряжений

Идеально радиальные и однообразно распространенные по азимуту дайки, как показано на рис. 1, а, могут указывать на то, что магматическое давление в центральном подводящем канале доминирует над другими напряжениями, либо на то, что они не дифференцированы в горизонтальном направлении. Такого рода условия могут быть реализованы в близжерловой области, в радиусе нескольких километров.

С другой стороны, когда действие происходит в стороне от центрального кратера, радиальные дайки иногда имеют тенденцию выстраиваться в одном общем направлении. Примером могут служить радиальные дайки, окружающие

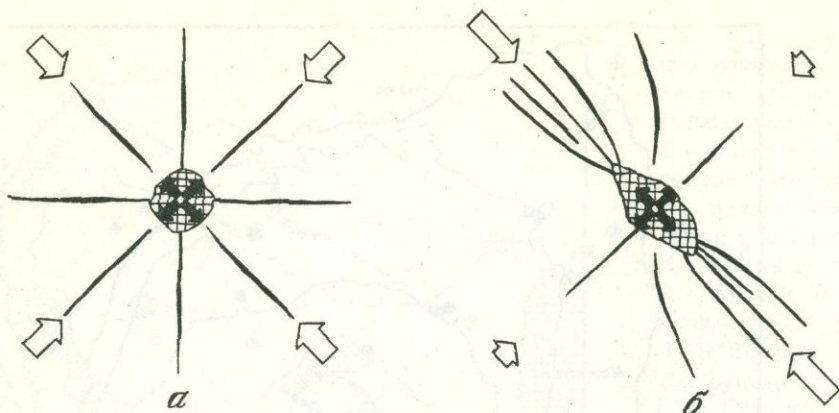


Рис. 1. Идеализированные горизонтальные сечения центральной магматической колонны (или плутонической массы) и радиальных даек

а — идеальные радиальные дайки под действием однородного напряжения;
б — деформированные радиальные дайки под действием неоднородного горизонтального напряжения

Спаниш-Пик [15]. Распределение радиальных даек в этом районе произошло, в интерпретации Х.Оде [16], в результате наложения систем напряжения локализованного магматического давления и независимых региональных напряжений. На рис. 1, *б*, приводится диаграмма, поясняющая подобный случай.

Распределение радиальных даек в случаях, показанных на рис. 2, где приводится расположение латеральных и посткальдерных конусов и кратеров ряда вулканов, по-видимому, близко к случаю Спаниш-Пик, где дайки имели тенденцию вытягиваться в одном направлении.

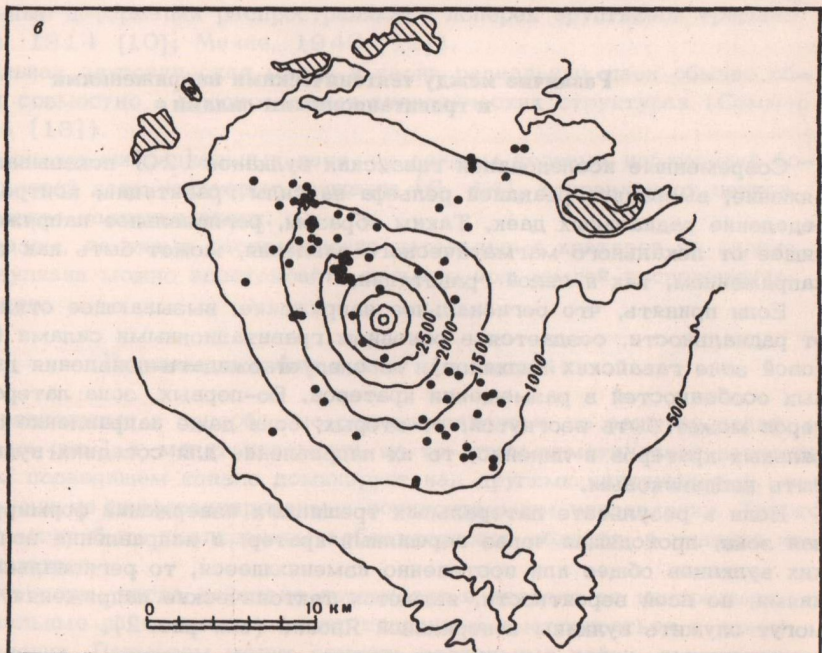
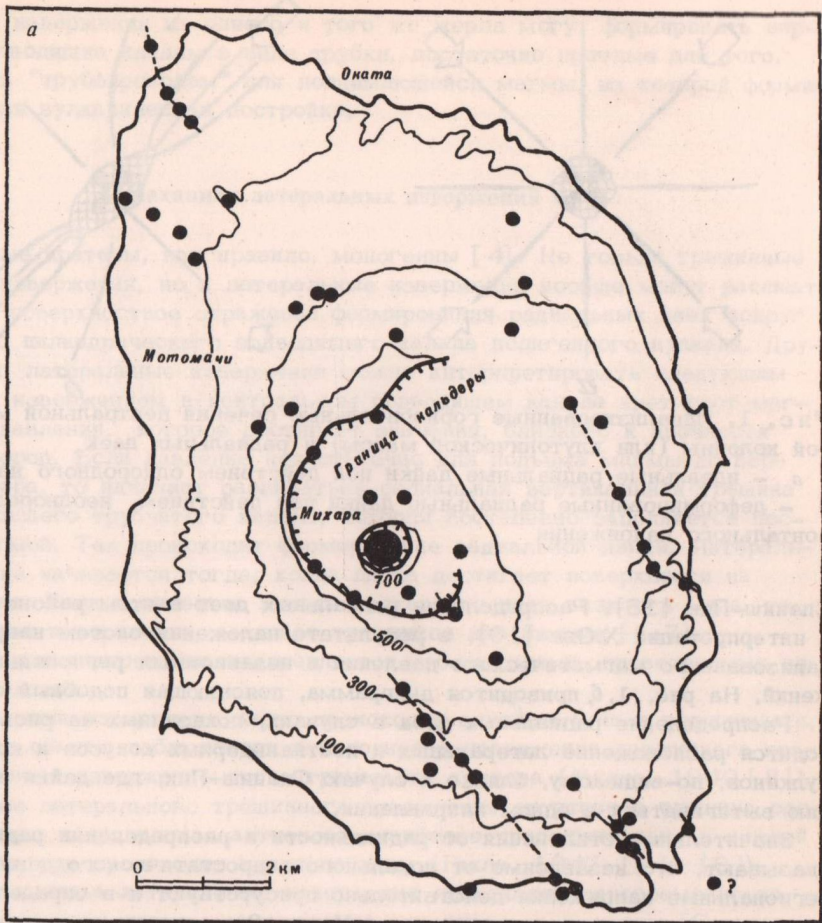
Значительные отклонения от радиальности в распределении радиальных даек указывают, что независимо от локального гидростатического давления магмы региональные напряжения действительно присутствуют и в определенной степени контролируют распределение даек. На рис. 3 представлена идеализированная структура полигенного вулкана с эксцентрическими кратерами, подвергнутого действию описанных условий. Преобладающее направление даек совпадает либо с осью максимального напряжения сжатия, либо с осью промежуточного напряжения.

Различие между тектоническими напряжениями и гравитационными силами

Современные исследования гавайских вулканов [20] показывают, что напряжение, вызванное реакцией рельефа на силы гравитации, контролирует распределение радиальных даек. Таким образом, региональное напряжение, не зависящее от локального магматического давления, может быть как тектоническим напряжением, так и силой гравитации.

Если принять, что региональное напряжение, вызывающее отклонение даек от радиальности, создается в основном гравитационными силами (как в рифтовой зоне гавайских вулканов), то следует ожидать появления двух характерных особенностей в размещении кратеров. Во-первых, зона латеральных кратеров может быть изогнутой; во-вторых, если даже направление зоны латеральных кратеров и линейно, то их направление для соседних вулканов может быть неодинаковым.

Если в результате латеральных трещинных извержений формируется линейная зона, проходящая через вершинный кратер, и направление зон для близких вулканов общее или постепенно изменяющееся, то региональными напряжениями, по всей вероятности, являются тектонические напряжения. Примером могут служить вулканы центральной Японии (см. рис. 2).



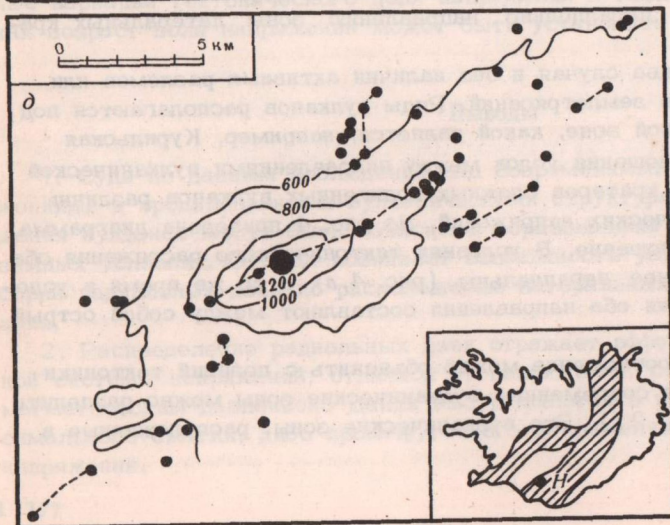
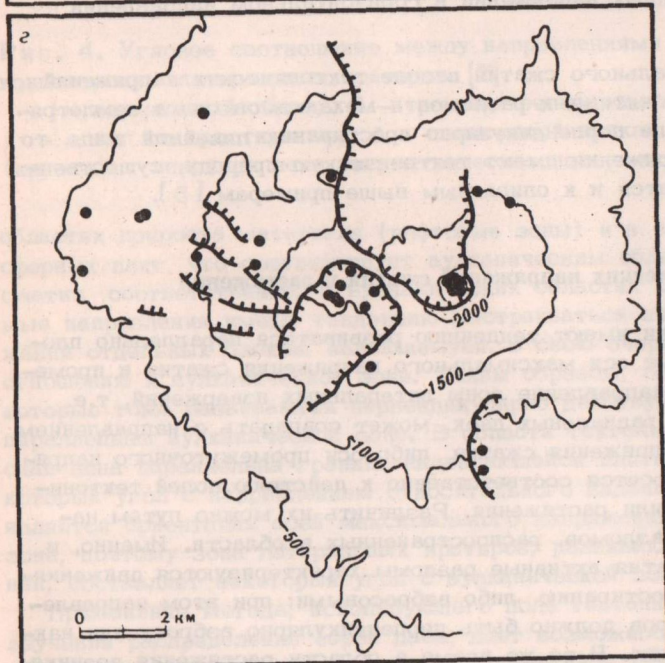
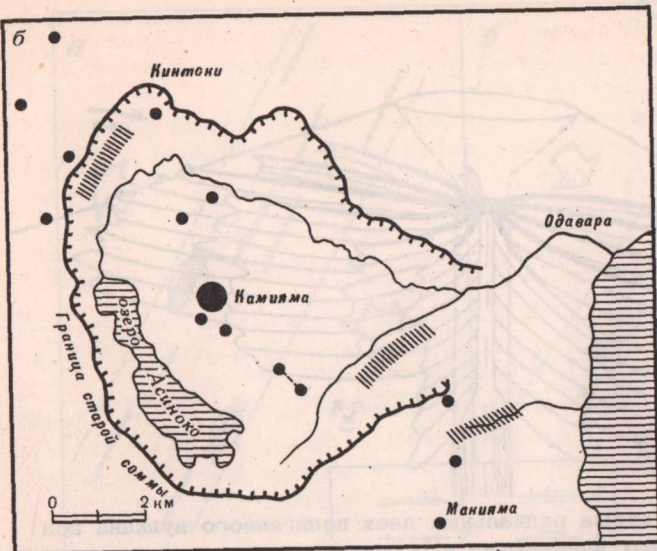
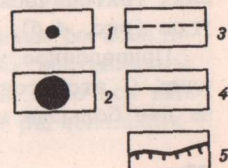


Рис. 2. Распределение латеральных кратеров (1) на склоне полигенных вулканов; 2 - вершинные или центральные кратеры; 3 - эруптивные трещины; 4 - изогипсы; 5 - границы кальдер. а - вулкан на о-ве Осима ($34^{\circ}44'$ с.ш.; $139^{\circ}23'$ в.д.) [7]; б - вулкан Хаконе ($35^{\circ}13'$ с.ш.; $139^{\circ}01'$ в.д.). Штриховкой обозначены области групп радиальных даек [5]; в - вулкан Фудзияма ($35^{\circ}21'$ с.ш.; $138^{\circ}44'$ в.д.) [17]; г - вулкан Чокаи ($39^{\circ}05'$ с.ш.; $140^{\circ}02'$ в.д.) [18]; д - вулкан Гекла (64° с.ш.; $190^{\circ}41'$ в.д.). На врезке показано положение вулкана Гекла (Г) и вулканических зон в Исландии [11, 19]



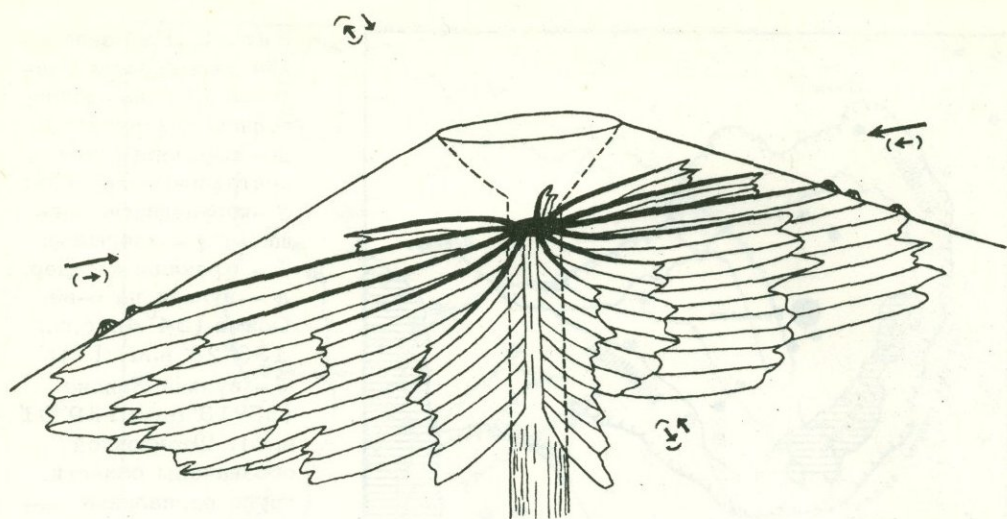


Рис. 3. Идеализированная схема радиальных даек полигенного вулкана под действием дифференцированных напряжений в горизонтальном направлении

Направление оси минимального сжатия в поле тектонических напряжений определяется при изучении активных разломов и механизмов очага землетрясений. Если это направление перпендикулярно простиранию линейной зоны, то вероятность того, что напряжения имеют тектоническую природу, существенно повышается. Это относится и к описанным выше примерам [5].

Поле тектонических напряжений сжатия и растяжения

Если полагать, что дайки имеют тенденцию развиваться параллельно плоскости, включающей главные оси максимального напряжения сжатия и промежуточного напряжения, то направление зоны латеральных извержений, т.е. направление группирования радиальных даек, может совпадать с направлением либо оси максимального напряжения сжатия, либо оси промежуточного напряжения. Эти два случая относятся соответственно к действию полей тектонических напряжений сжатия или растяжения. Различить их можно путем наблюдения знака активных разломов, распространенных в области. Именно, в области тектонического сжатия активные разломы характеризуются движениями либо сдвиговыми по простиранию, либо взбросовыми; при этом направление зон латеральных кратеров должно быть перпендикулярно взбросу или наклонно к сдвиговому смещению. В то же время в области растяжения возникают нормальные сбросы параллельно направлению зоны латеральных кратеров.

Можно различить эти два случая и без наличия активных разломов или данных о механизме очага землетрясений. Ряды вулканов располагаются под некоторым углом к линейной зоне, какой является, например, Курильская вулканическая зона. Соотношения углов между направлениями вулканической зоны и зоны латеральных кратеров сложных полигенных вулканов различны для разных полей тектонических напряжений. На рис. 4 приведена диаграмма, иллюстрирующая это соотношение. В условиях тектонического растяжения оба направления более или менее параллельны (рис. 4, а), в то же время в условиях тектонического сжатия оба направления составляют между собой острый угол (рис. 4, б).

Приведенное угловое соотношение можно объяснить с позиций тектоники плит. С этой точки зрения современные вулканические зоны можно разделить на две большие категории [21]. Это вулканические зоны, расположенные в

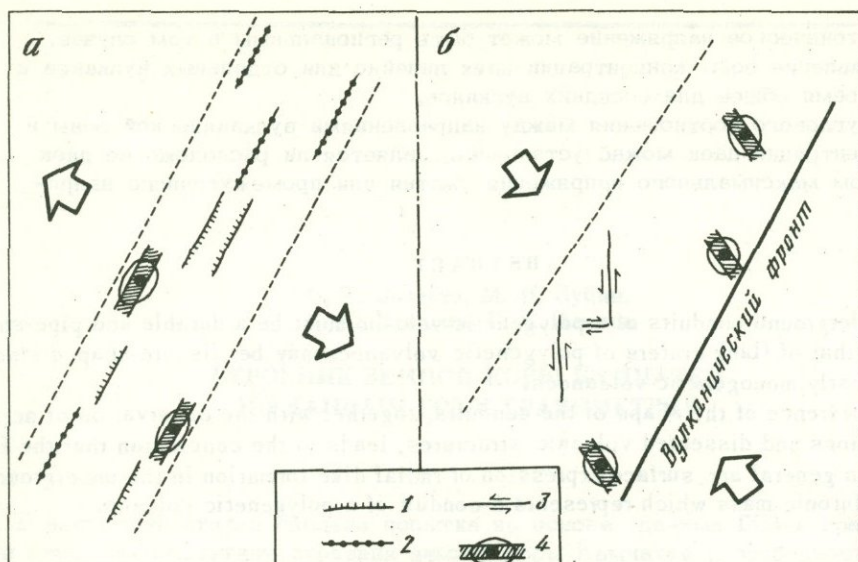


Рис. 4. Угловое соотношение между направлениями вулканической зоны и зон концентрации латеральных кратеров [7]

1 - нормальный сброс; 2 - трещины регионального трещинного извержения; 3 - сдвиг по простиранию; 4 - полигенный вулкан с вершинным кратером (кружок) и линейная зона эксцентрических извержений (заштрихованная зона)

областях прироста материала (рифтовые зоны) и в областях надвигания литосферных плит, что соответствует вулканическим областям зон расширения и сжатия соответственно. В вулканических областях расширения рассматриваемые направления имеют тенденцию выстраиваться по нормали к вектору движения отдельных блоков, являющемуся, в свою очередь, силой растяжения по отношению к вулканической зоне. Таким образом, зоны латеральных кратеров, которые тоже развиваются перпендикулярно действующим силам, становятся параллельны вулканической зоне. В области тектонического сжатия вулканическая зона параллельна границе надвигающейся плиты, которая составляет некоторый угол с направлением относительного надвига. Этим направлением является ориентация осей максимального напряжения сжатия в вулканической зоне, поэтому зона латеральных кратеров, развивающаяся в этом направлении, составляет некоторый угол с вулканической зоной.

Применение метода, использующего поле тектонических напряжений для изучения распределения серий даек, дает возможность фиксировать временные вариации тектонического поля напряжений в геологическом времени, так как возраст поля напряжений может быть установлен из датировки пород даек.

Выводы

1. Судя по данным наблюдений над современными латеральными извержениями и эродированными вулканическими структурами, латеральные извержения вулканов могут быть объяснены образованием радиальных даек в подземных условиях. Отсюда возникает возможность установить направление серий радиальных даек по расположению латеральных кратеров на склоне вулкана.

2. Распределение радиальных даек отражает эффект наложения региональной системы напряжений, отличной от напряжений, создаваемых центральным магматическим давлением. Дайки выстраиваются в направлении либо оси максимального сжатия, либо промежуточного напряжения системы региональных напряжений.

3. Тектоническое напряжение может быть региональным в том случае, если направление зоны концентрации даек линейно для отдельных вулканов и в то же время общее для соседних вулканов.

4. Из углового соотношения между направлениями вулканической зоны и зоны концентрации даек можно установить, является ли расположение даек индикатором максимального напряжения сжатия или промежуточного напряжения.

АБСТРАКТ

The underground conduits of a polygenetic volcano must be a durable and pipe-shaped one, while that of flank craters of polygenetic volcanoes may be fissure-shaped since they are mostly monogenetic volcanoes.

This difference of the shape of the conduits, together with the observation of actual flank eruptions and dissected volcanic structures, leads to the conclusion that the flank eruptions in general are surface expression of radial dike formation in the underground around a plutonic mass which represents a conduit of a polygenetic volcano.

ЛИТЕРАТУРА

1. A. Rittmann. *Vulkane und ihre Tätigkeit*. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 1960.
2. S. Thorarinsson. The postglacial volcanism. — *Museum Nat. History*. Reykjavik, Misc. Papers, 1960, N 25, 33.
3. G.A. Macdonald. *Volcanoes*. New Jersey, Prentice-Hall, 1972.
4. K. Nakamura. Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima volcano Izu, deposited during the last fifteen centuries. Pt II, Activity of parasitic volcanoes. — *Scient. Papers Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo.*, 1961, 11, 281.
5. K. Nakamura. Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field. — *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1969, 14, 8.
6. K. Nakamura. Intrusion vector of dike magma, its field criteria (abstr.). — *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 1972, 17, 115.
7. K. Nakamura. Volcanic alignments and their mechanism. — *Chidanken Sempo*, 1974, 18, 75.
8. H. Tsuya. The eruption of Miyake-sima, one of the Seven Izu Islands. Pt. I Geological observations of the Miyake-sima eruption of 1940 (I, II). — *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1941, 19, 163.
9. S. Thorarinsson. The eruption of Mt. Hekla. — *Bull. Volcanol.*, 1950, 10, 157.
10. F. Omori. The Sakura-jima eruptions and earthquakes. I—III. — *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.*, 1914—1916, 8, 1.
11. S. Thorarinsson, G.E. Sigvaldason. The Hekla eruption of 1970. — *Bull. Volcanol.*, 1972, 36, 269.
12. Earthquake Research Institute. Results of re-triangulation in Miyake-sima. — *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1941, 19, 544.
13. P.W. Lipman. Geology of the Summer Coon volcanic center, eastern San Juan Mountains, Colorado. — *Colorado School Mines Quart.*, 1968, 63, 211.
14. O. Oshima. Geology of Haruna volcano. — Master thesis, Tokyo Univ., 1968.
15. A. Knopf. Igneous geology of the Spanish Peaks region, Colorado. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1936, 47, 1727.
16. H. Odd. Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68, 567.
17. H. Tsuya. Geological and petrological studies of volcano Huzi (Fuji), IV. Structure and distribution of parasitic volcanoes. — *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1943, 21, 376.
18. T. Ui. Fault scarps on the slope of the Chokai volcano and genesis of pyroclastic rocks distributed in the skirt, in Chokai-san Tobishima. Yamagata Press, 1972, 8.
19. S. Thorarinsson. The eruptions of Hekla in historical times. — In: *The eruption of Hekla 1947—1948*, v. I, 1967.
20. R.S. Fiske, E.D. Jackson. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. — *Proc. Roy. Soc. London*, 1972, A 329, 299.
21. K. Nakamura. Preliminary estimate of global volcanic production rate. — *Proc. U.S.—Japan Seminar for the Utilization of Volcanic Energy*, 1974.

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

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ ГСЗ И ГРАВИМЕТРИИ

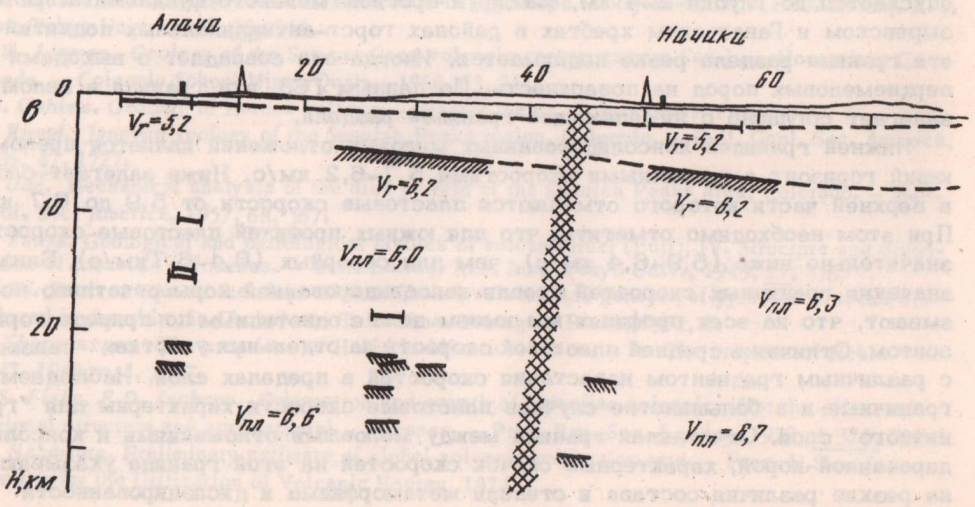
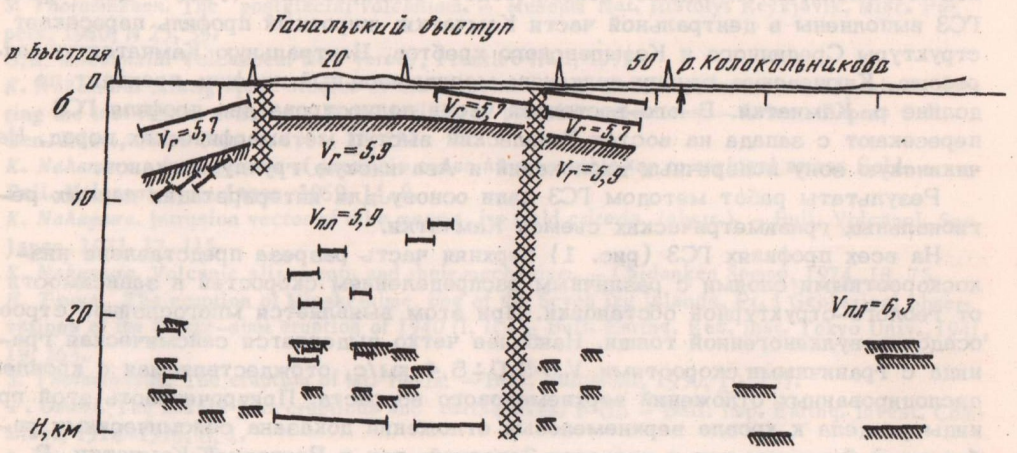
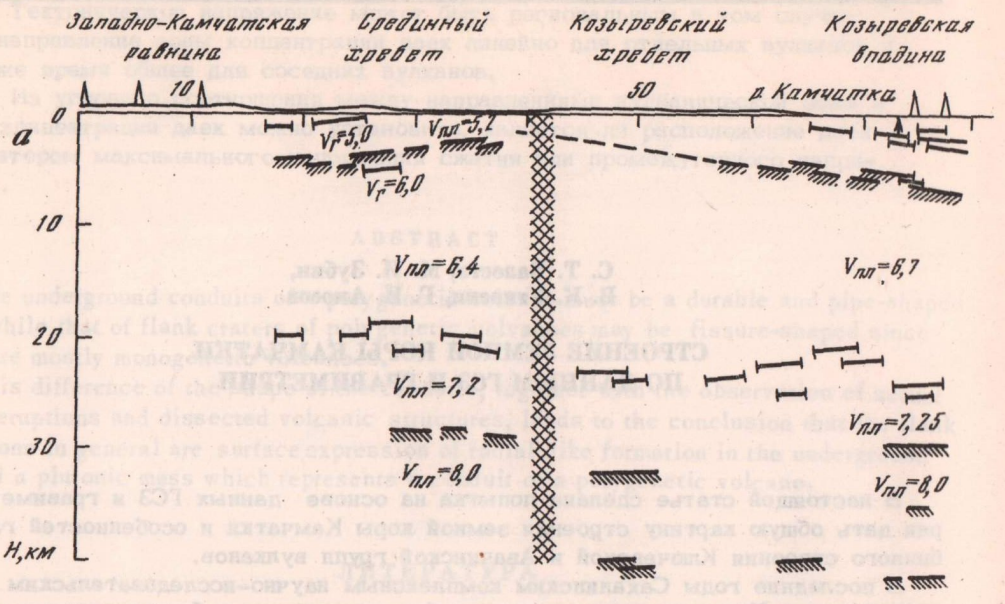
В настоящей статье сделана попытка на основе данных ГСЗ и гравиметрии дать общую картину строения земной коры Камчатки и особенностей глубинного строения Ключевской и Авачинской групп вулканов.

В последние годы Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом и Институтом вулканологии были проведены работы методами взрывной сейсмологии глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Два профиля ГСЗ выполнены в центральной части Камчатки: широтный профиль пересекает структуры Срединного и Козыревского хребтов, Центральную Камчатскую депрессию, Ключевскую группу вулканов; меридиональный профиль проходит по долине р. Камчатки. В юго-восточной части полуострова два профиля ГСЗ пересекают с запада на восток Ганальский выступ метаморфических пород, Нацикинскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов.

Результаты работ методом ГСЗ дали основу для интерпретации данных региональных гравиметрических съемок Камчатки.

На всех профилях ГСЗ (рис. 1) верхняя часть разреза представлена низкоскоростными слоями с различным распределением скоростей в зависимости от геолого-структурной обстановки. При этом выявляется многослойное строение осадочно-вулканогенной толщи. Наиболее четко выделяется сейсмическая граница с граничными скоростями $V_r = 5,0 \div 5,4$ км/с, отождествляемая с кровлей дислоцированных отложений верхнемелового возраста. Приуроченность этой границы раздела к кровле верхнемеловых отложений доказана сейсмическими работами и бурением как в пределах Западной, так и Восточной Камчатки. В Козыревской и Хапиченской впадинах и под Авачинской группой вулканов она опускается до глубин 2–4 км, фиксируя прогибы мелового фундамента. В Козыревском и Ганальском хребтах в районах горст-антиклинальных поднятий эта граница раздела резко поднимается. Иногда она совпадает с выходами верхнемеловых пород на поверхность. По данным ГСЗ, эта граница в целом залегает согласно с нижележащей границей раздела.

Нижней границей консолидированных меловых отложений является преломляющий горизонт с граничными скоростями 5,7–6,2 км/с. Ниже залегает слой, в верхней части которого отмечаются пластовые скорости от 5,9 до 6,7 км/с. При этом необходимо отметить, что для южных профилей пластовые скорости значительно ниже (5,9–6,4 км/с), чем для северных (6,4–6,7 км/с). Близкие значения граничных скоростей кровли консолидированной коры отчетливо показывают, что на всех профилях мы имеем дело с однотипным по природе горизонтом. Отличия в средней пластовой скорости на отдельных участках связаны с различным градиентом нарастания скоростей в пределах слоя. Наблюдаемые граничные и в большинстве случаев пластовые скорости характерны для "гранитного" слоя. Отчетливая граница между меловыми отложениями и консолидированной корой, характерный скачок скоростей на этой границе указывают на резкие различия состава и степени метаморфизма и дислоцированности



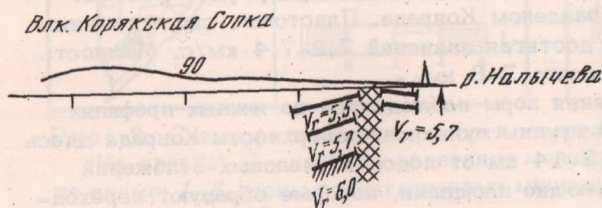
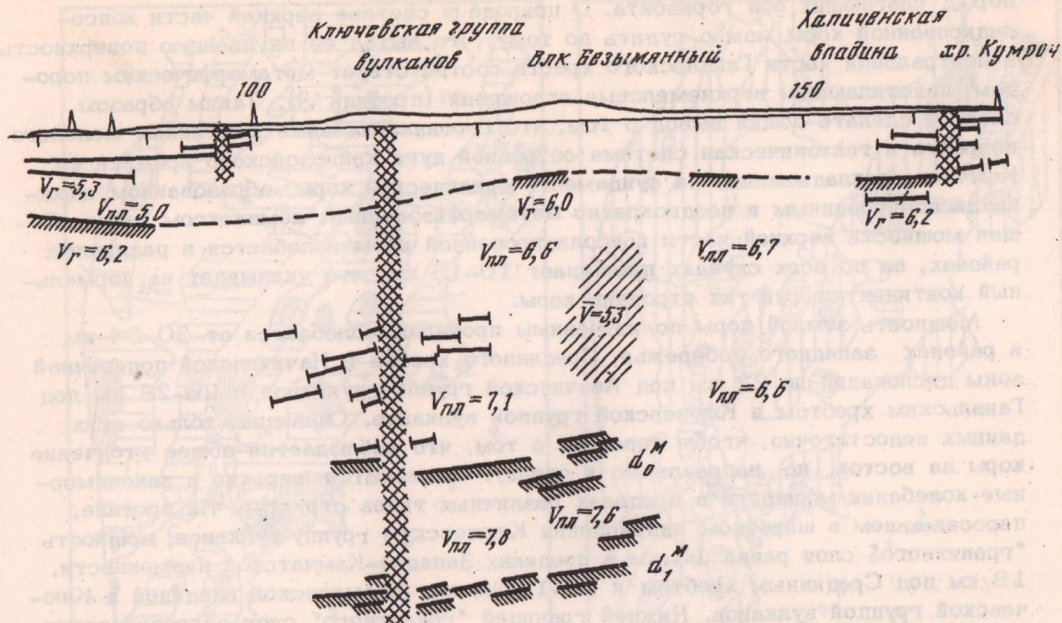
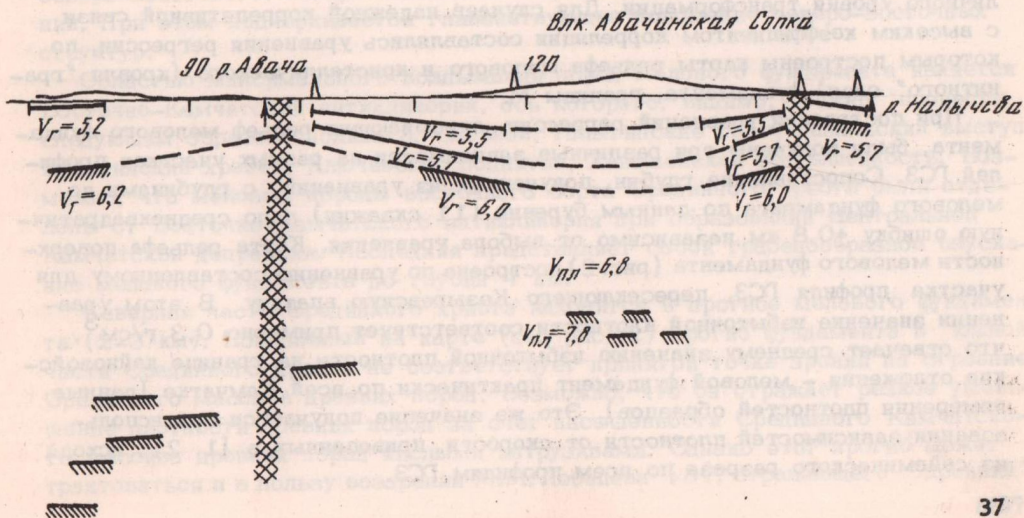
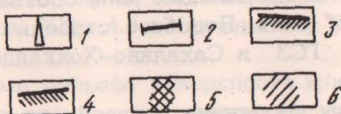


Рис. 1. Разрез земной коры по профилям ГСЗ через Срединный хребет - Ключевскую группу вулканов (а), Ганальский хребет (б) и Авачинскую группу вулканов (в) (соответствующие профили А, В, С см. на рис. 2)

1 - пункты взрыва, 2 - сейсмические границы, 3 - кровля консолидированной коры, 4 - граница Мохоровичича, 5 - зоны разломов, 6 - участки пониженных значений сейсмических скоростей и возможного магмообразования



пород, слагающих оба горизонта. О природе и составе верхней части консолидированной коры можно судить по тому, что выход ее на дневную поверхность в центральной части Ганальского хребта соответствует метаморфическим породам, подстилающим верхнемеловые отложения (профиль В). Таким образом, следует сделать общий вывод о том, что геосинклинальные комплексы мелового возраста и тектоническая система островной дуги кайнозойского времени на Камчатке закладывались на фундаменте сиалической коры, образованном сложно дислоцированным и неоднократно метаморфизованным комплексом пород. Общая мощность верхней части консолидированной коры колеблется в различных районах, но во всех случаях превышает 10–15 км, что указывает на нормальный континентальный тип строения коры.

Мощность земной коры по изученным профилям колеблется от 30–34 км в районах западного побережья, Срединного хребта и Начикинской поперечной зоны дислокаций до 22 км под Авачинской группой вулканов и 26–28 км под Ганальским хребтом и Ключевской группой вулканов. Очевидно, только этих данных недостаточно, чтобы говорить о том, что наблюдается общее утончение коры на восток по направлению к океану. Отмечаются широкие и закономерные колебания мощности в пределах различных типов структур. На профиле, пересекающем в широтном направлении Ключевскую группу вулканов, мощность "гранитного" слоя равна 13 км в пределах Западно-Камчатской низменности, 18 км под Срединным хребтом и 12–13 км под Козыревской впадиной и Ключевской группой вулканов. Нижней границей "гранитного" слоя является серия отражающих площадок, которая прослеживается по всему профилю и может быть условно отождествлена с разделом Конрада. Пластовые скорости ниже этой границы резко возрастают, достигая значений 7,2–7,4 км/с. Мощность "базальтового" слоя невелика – всего 7–8 км.

Несколько иная картина строения коры наблюдается на южных профилях ГСЗ, за исключением Авачинской группы вулканов, поверхность Конрада здесь явно не выражена. На глубине 12–14 км от подошвы меловых отложений пунктирно прослеживаются отражающие площадки, которые образуют переходную зону к разделу М. Средняя скорость пласта между кровлей консолидированной коры и этими площадками равна 6,0–6,4 км/с. Таким образом, здесь от кровли коры до раздела М скорости продольных волн соответствуют тем, которые характерны для "гранитного" слоя. Подобное строение земной коры отмечается и на ряде профилей ГСЗ в Сахалино-Хоккайдо-Приморском регионе.

Приведенные сейсмические разрезы послужили основой для построения рельефа основных поверхностей раздела земной коры для территории Камчатки. Использовались данные наблюдаемого и осредненного поля силы тяжести и остаточных аномалий. Глубины до определенной границы раздела, снятые с профилей ГСЗ, сопоставлялись со значениями поля силы тяжести различного уровня трансформации. Для случаев надежной коррелятивной связи с высоким коэффициентом корреляции составлялись уравнения регрессии, по которым построены карты рельефа мелового и кристаллического (кровля "гранитного" слоя) фундамента, границы М.

При построении уравнений регрессии, описывающих рельеф мелового фундамента, были получены три различные зависимости на разных участках профилей ГСЗ. Сопоставление глубин, полученных из уравнений, с глубинами до мелового фундамента по данным бурения (11 скважин) дало среднеквадратичную ошибку $\pm 0,8$ км независимо от выбора уравнения. Карта рельефа поверхности мелового фундамента (рис. 2) построена по уравнению составленному для участка профиля ГСЗ, пересекающего Козыревскую впадину. В этом уравнении значение избыточной плотности соответствует примерно $0,3 \text{ г/см}^3$, что отвечает среднему значению избыточной плотности на границе кайнозойские отложения – меловой фундамент практически по всей Камчатке (данные измерения плотностей образцов). Это же значение получается при использовании зависимостей плотности от скорости, приведенных в [1, 2], исходя из сейсмического разреза по всем профилям ГСЗ.

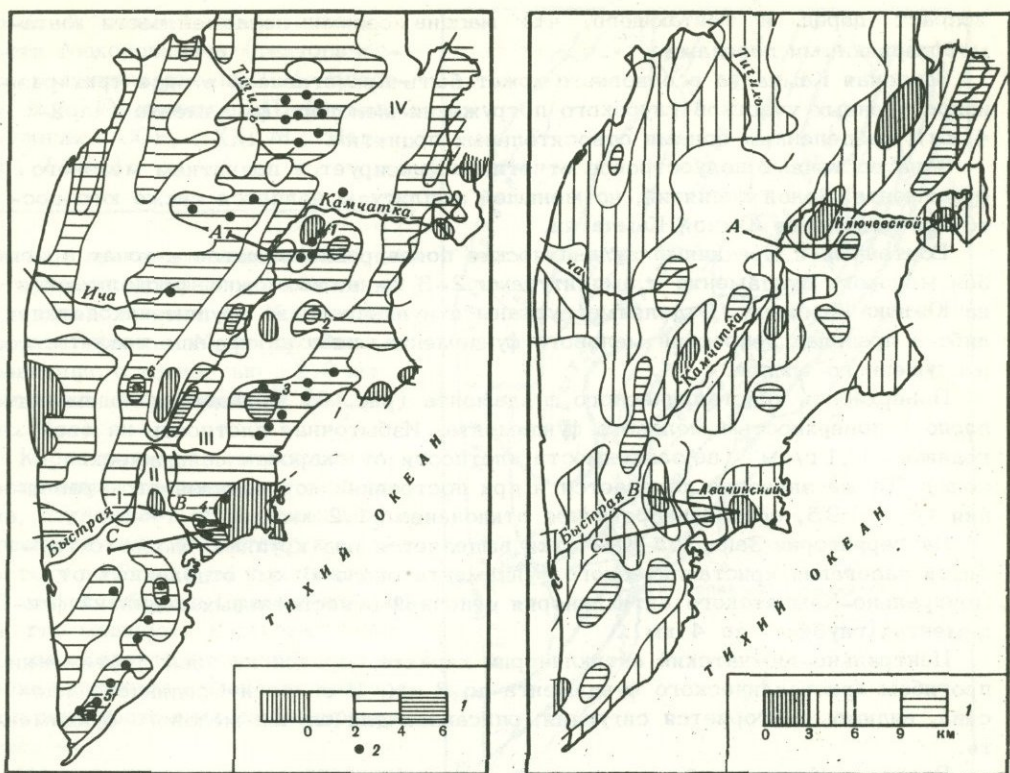


Рис. 2. Схема рельефа поверхности мелового фундамента Камчатки

На врезке: 1 - глубины залегания мелового фундамента; 2 - вулканы. Цифры на схеме: 1-6 - зоны гравитационных минимумов (1 - Хапиченская, 2 - Шапинская, 3 - Узонская, 4 - Авачинская, 5 - Паужетская, 6 - Хангарская); I - Срединный массив древних метаморфических пород; II - Ганальский выступ метаморфических пород; III - Валагинский хребет; IV - Хавьвенская возвышенность. Профили ГСЗ: А - Ключевской, В - Ганальский, С - Авачинский

Рис. 3. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента Камчатки
1 - глубины залегания поверхности кристаллического фундамента

Построенная карта отчетливо выявляет блоковое строение мелового фундамента, причем очертания блоков определяются тектоническими нарушениями северо-восточного, северо-западного, меридионального и широтного направлений. При этом подчеркивается главенствующее положение северо-восточных структур.

Областью максимального воздымания пород мелового фундамента является Восточно-Камчатский антиклинорий, ось которого, видимо, можно провести следующим образом: долина р. Озерной, Гольгинские горы, Ганальский выступ, Валагинский хребет, Ключевское поднятие, Хавьвенская возвышенность. Возможно, что меловые породы восточного борта Срединного хребта были отделены от Восточно-Камчатского антиклинория при образовании Центральной Камчатской депрессии. Последняя представляет собой грабенообразное опускание мелового фундамента до глубин 4 км.

Северная часть Срединного хребта находится в прогибе мелового фундамента (2-3 км). Показанный на карте (см. рис. 2) прогиб фундамента в южной части Срединного хребта не соответствует принятой точке зрения на строение Срединного массива древних пород. Возможно, что он отражает резкое уменьшение плотности древних пород за счет насыщенности Срединного Камчатского массива древних пород кислыми интрузивами. Однако этот прогиб может трактоваться и в пользу воззрений М.М. Лебедева [3], отрицающего "древний"

возраст пород и считающего, что массив сложен послемеловыми метаморфизованными породами.

Западная Камчатка в основном может быть представлена в виде трех разнопостроенных участков глубокого погружения мелового фундамента (на 2–4 км), разделенных зонами относительных поднятий.

Зона восточных полуостровов отчетливо фиксируется поднятием мелового фундамента. Зоной поднятий, но меньшей амплитуды является также юго-восточное побережье Южной Камчатки.

Восточный и Срединный вулканические пояса располагаются в зонах прогибов мелового фундамента с амплитудами 2–3 км и, возможно, продолжаются на Южную Камчатку. Отдельные вулканы и вулканические группы находятся либо в пределах депрессий мелового фундамента, либо на границе поднятого и опущенного блоков.

Поверхность кристаллического фундамента (рис. 3) залегает в общем согласно с поверхностью мелового фундамента. Избыточная плотность на этой границе – $0,1 \text{ г/см}^3$ (по зависимости плотности от скорости сейсмических волн). То же значение получается и при построении корреляционного уравнения ($R = 0,95$, среднеквадратичное отклонение $\pm 1,2 \text{ км}$).

На территории Западной Камчатки выделяется ряд крупных блоков с глубиной залегания кристаллического фундамента около 6 км, отделенных от Центрально-Камчатского антиклинория цепочкой относительных поднятий фундамента (глубина до 4 км).

Центрально-Камчатский антиклинорий характеризуется на всем протяжении прогибом кристаллического фундамента до 8 км. В области Срединного массива, видимо, повторяется ситуация, описанная для случая мелового фундамента.

Восточно-Камчатский антиклинорий в рельефе кристаллического фундамента выражен отчетливым поднятием (в среднем до 4, местами до 2 км), повторяющим в более общем виде структуру мелового фундамента. Центрально-Камчатская депрессия выражена менее отчетливо.

Восточно-Камчатскому прогибу соответствует зона погружения кристаллического фундамента (8–10 км), которая протягивается в северо-восточном направлении от района Паужетки до залива Озерного.

Восточные полуострова Камчатки и юго-восточное побережье Южной Камчатки характеризуются приближением кристаллического фундамента к поверхности (2–4 км).

Поверхность Конрада наилучшим образом коррелируется с аномалиями силы тяжести. Для Ключевского профиля $R = 0,54$, а для Авачинского $R \leq 0,3$. Отсутствие уверенно прослеженной границы Конрада на Авачинском профиле вынуждает оценить рельеф поверхности Конрада лишь качественно. Область максимального погружения поверхности "базальтового" слоя располагается под Срединным хребтом. Восточно-Камчатский антиклинорий и Восточный Камчатский прогиб располагаются в области слабоградиентного воздымания поверхности Конрада к юго-востоку. Средняя глубина около 20 км. В зоне восточных полуостровов происходит резкое – от 14–12 до первых километров – приближение поверхности Конрада к уровню моря.

Поверхность М построена из уравнения корреляции по Авачинскому профилю. Подъем поверхности М на 8 км, зафиксированный на профиле ГСЗ, требует минимального значения избыточной плотности. В уравнении корреляции ($R=0,9$) значение избыточной плотности соответствует $0,12 \text{ г/см}^3$. С другой стороны, скорости на границе М по Авачинскому профилю близки к "нормальным", что соответствует величине избыточной плотности $0,2–0,4 \text{ г/см}^3$. Можно предположить, что низкое значение эффективной плотности вызвано разуплотнением в мантии ниже поверхности М. На возможность такого разуплотнения для Восточной Камчатки в целом указывают сейсмологические данные о понижении скорости продольных волн в верхней мантии [4, 5]. Используя данные ГСЗ и гравиметрии, можно оценить величину разуплотнения в $0,1 \text{ г/см}^3$. Таким образом, можно считать, что уравнение регрессии должно быть справед-

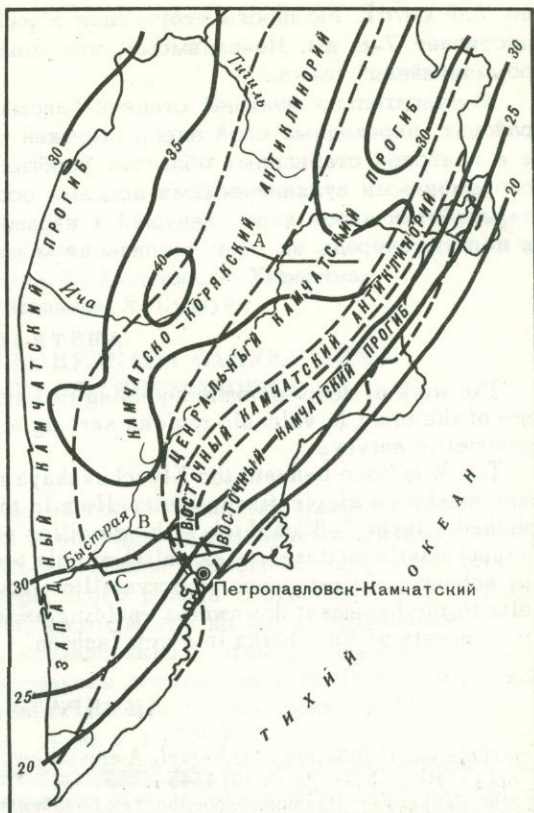
Рис. 4. Схема рельефа поверхности Мохоровичича (тектоническое районирование по Г.М. Власову, В.А. Ярмолюку, Е.П. Кленову. Геология СССР, XXXI. М., "Недра", 1964)

ливным в вулканических районах, для которых характерно разуплотнение в верхней мантии. На Ключевском профиле граница М, построенная из уравнения, с точностью $\pm 2,6$ км совпадает с границей d_1^M (см. рис. 1,а).

Карта рельефа поверхности М, построенная по данным гравиметрии, показывает общее уменьшение мощности коры к востоку и юго-востоку до 20–15 км и к западу – до 30 км от области Срединного хребта, где мощность коры достигает 40 км. Характерно резкое увеличение градиента изменения мощности в зоне восточных полуостровов (рис. 4).

Из изложенного выше следует, что положение вулканических поясов не зависит от мощности земной коры. То же показано и на профилях ГСЗ через Ключевскую и Авачинскую группы вулканов. Под Авачинской группой наблюдается подъем поверхности М, для Ключевской группы резкого подъема границы М не отмечается. В то же время в рельефе мелового и кристаллического фундаментов вулканические пояса определенно приурочены к зонам прогибов. Авачинская группа вулканов расположена на общем погружении поверхностных границ раздела (включая кровлю консолидированной коры), а Ключевская – на тектоническом нарушении, разделяющем относительно поднятые и опущенные блоки фундамента. Совместная интерпретация разрезов ГСЗ и данных гравиметрии выявила особенности строения Хапиченской и Авачинской депрессий. Наблюдаемая отрицательная аномалия силы тяжести на этих структурах значительно превышает теоретическую, рассчитанную из сейсмического разреза. Остаточная отрицательная аномалия для обеих структур может создаваться областью разуплотнения в коре на глубине 10–15 км. Подобное строение, возможно, присуще ряду изометричных отрицательных аномалий силы тяжести (Хапиченская, Шапинская, Узонская, Авачинская, Голыгинская, Паужетская) (см. рис. 2). Закономерное размещение их на границе Восточно-Камчатского антиклинория и Восточного Камчатского прогиба в местах пересечения последних широтными разломами, возможно, указывает на специфическую тектоническую обстановку, способствующую становлению в коре кислых магматических очагов.

Несмотря на различия в строении коры в районе Ключевской и Авачинской групп вулканов, здесь выявлены важные особенности строения верхов мантии присущие обеим группам. На Ключевском профиле эти особенности видны более отчетливо. Поверхность М не выражена в виде единой границы раздела. В низах "базальтового" слоя появляется серия отражающих горизонтов, каждый из которых может рассматриваться как раздел М. В целом весь слой отражающих горизонтов характеризуется пониженными скоростями по сравнению со смежными районами (пластовые скорости уменьшаются здесь от 7,8



до 7,4 км/с). Мощность этого слоя в районе Ключевской группы вулканов достигает 7–8 км. По-видимому, эта зона может рассматриваться как "коро-мантийная" смесь.

В значительно меньшей степени "аномальная" мантия проявляется в других районах, переходный слой здесь выражен очень слабо и имеет малую мощность, а в наиболее стабильных областях вообще отсутствует. Следовательно, под современными вулканическими поясами особенно активно протекает процесс переработки низов коры, ведущий к наращиванию общей мощности земной коры в первую очередь за счет увеличения мощности "базальтового" слоя.

АБСТРАКТ

The work of deep-seismic sounding in Kamchatka resulted in new data on the structure of the crust in volcanic regions serving as basis for interpretation of the regional gravimetric surveys.

The M surface beneath the Klyuchevskaya and Avachinskaya volcanic groups is not expressed as a single discontinuity. Here in the lower parts of the crust there is distinguished a layer 7–8 km thick with velocities of 7,8–7,4 km/s. This layer regarded as the "crust-mantle mixture" is established only beneath recent volcanic belts. The topography schemes of Cretaceous and crystalline basement reveal the confinement of volcanic belts to the basement downwarps enabling us to interpret the position of the main tectonic elements of Kamchatka in a new fashion.

ЛИТЕРАТУРА

1. M. Talwani, G.H. Sutton, J.L. Worzel. A crustal section across the Puerto Rico Trench. – J. Geophys. Res., 1959, 64, N 10, 1545–1555.
2. М.Ф. Скорикова. Влияние особенностей геологического развития отдельных регионов зоны перехода на физические свойства горных пород. – В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып. 6. Южно-Сахалинск, 1972.
3. М.М. Лебедев, С.З. Горбачев. Структурная и петрохимическая связь вулканических и метаморфических поясов Камчатки. – В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, вып. 3. Южно-Сахалинск, 1972.
4. С.А. Федотов, Л.Б. Славина. Оценка скорости продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.
5. С.А. Федотов, Л.Б. Славина, Л.С. Шумилина, А.А. Гусев. Скорости продольных волн в верхней мантии на Камчатке. – Сахалинская сессия сейсмологической комиссии по Сибири и Дальнему Востоку. Южно-Сахалинск, 1974.

К. Оно, К. Ито, С. Иидзука, И. Хасегава, Т. Хиросима,
Т. Какута, К. Исикава, Х. Судзуки

ИССЛЕДОВАНИЕ РАЙОНА ВУЛКАНА САКУРАДЗИМА МЕТОДОМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Южная часть о-ва Кюсю – один из наиболее активных вулканических районов, где в течение позднего неогена и особенно в позднечетвертичное время было извергнуто огромное количество материала кислого и промежуточного состава. Активные вулканы и кальдеры этого района составляют часть Западного японского вулканического пояса, проходящего на юг к юго-западным островам дуги Рюкю. Сейсмические исследования в этом районе проводятся как часть японской национальной программы исследований по Геодинамическому проекту. В данной статье сообщается о верной прострелке в 1972 г. и наблюдениях методом преломленных волн в 1973 г.

Грабен Кагосима – вулканотектоническая депрессия. Активные вулканы Кирисима, Сакурадзима и Каймон и кальдеры Какуто, Аира и Ата располагаются на южной оконечности о-ва Кюсю вдоль залива Кагосима или в его северном продолжении (рис. 1).

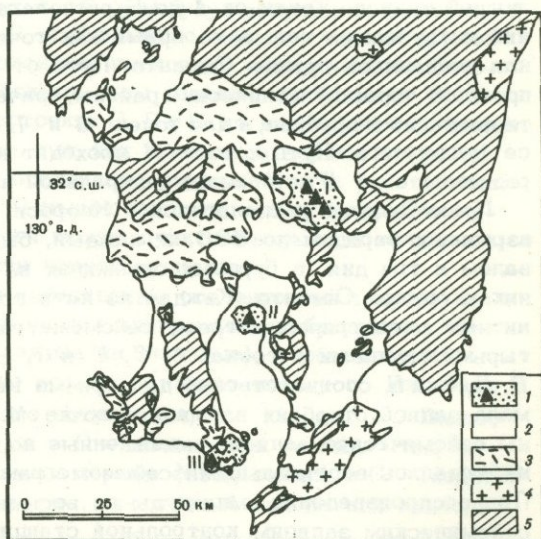
Предполагается, что залив Кагосима является грабеном. В доказательство его тектонического происхождения приводятся следующие данные.

1. Восточная и западная береговые линии залива параллельны, прямолинейны и образуют во многих местах высокие обрывы. Их параллельность нарушают Сакурадзима в центре и район Ибусуки на западной стороне устья залива, причем оба случая – порождение позднего вулканизма, исказившего форму залива.

2. Залив довольно глубокий, на близком расстоянии от берега его глубина достигает 100–200 м, затем идет относительно плоское дно.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части о-ва Кюсю

I – современные посткальдерные вулканы: I – Кирисима, II – Сакурадзима, III – Каймон; 2 – отложения пирокластических потоков, относимые к кальдерам Какуро, Аира, Ата, включены также аллювиальные отложения; 3 – поздненеогеновые вулканические породы, главным образом пироксеновые андезиты; 4 – миоценовые гранитные плутоны с риолитовыми сварными туфами; 5 – осадочные породы фундамента, главным образом группы Симанто позднего мезозоя и палеогена



3. Мощные геосинклинальные отложения от позднего мезозоя до палеогена (группа Симанто) рассматриваются как фундамент для позднеогеновых вулканических пород. Они обнажаются по обеим сторонам залива, образуя горы высотой 500–800 м. Недавнее бурение на горячую воду обнаружило, что группа Симанто лежит под районом города Кагосима на глубине 500–700 м [1]. Это показывает, что между горами к юго-западу от города и районом города имеется опускание около 1 км.

4. Вдоль залива Кагосима располагается отрицательная аномалия Буге в 20–40 мгл [2].

5. В районе залива Кагосима [3] обнаружено большое количество пирокластических отложений. Источник извержения некоторых из них известен (кальдеры Какуто и Аира), но для многих более древних отложений положение центров извержения не определено. В буровых скважинах в районе г. Кагосима обнаружена толща плотных спекшихся туфов мощностью 100 м, перекрывающая отложения группы Симанто [1]. Это доказывает, что до погружения залива происходило субаэральное пирокластическое извержение большого масштаба.

Этот ряд доказательств позволяет утверждать, что залив Кагосима не просто грабен, а вулканотектоническая депрессия, развивавшаяся в связи с извержением больших количеств пирокластического материала, центры извержений которого располагались в пределах депрессии.

Кальдера Аира, самая молодая в районе, 24 км в поперечнике, около 23 000 лет назад [4] была центром извержения 150 км^3 пирокластических отложений, что соответствует 37 км^3 жидкой риолитовой магмы [3]. Сакурадзима представляет собой посткальдерный андезитовый вулкан, развивающийся на южном краю кальдеры Аира, возможно, уже 15 000 лет. В историческое время с 1478 по 1946 г. он четырежды изливал лавовые потоки, выбросы пепла происходят часто и ныне [5].

Веерная прострелка через вулкан Сакурадзима и кальдеру Аира проводилась летом 1972 г. Положение точек наблюдения (от А до Н и М) и пункта взрыва (ПВО) для нее, а также и для сейсморазведки преломленными волнами приведены на рис. 2.

Восемь точек наблюдения, от А до Н, располагаются в направлении ЗСЗ – ВЮВ. Самая западная точка А находится на наибольшем расстоянии (85 км) от пункта взрыва, а самая восточная Н, ближайшая, – на расстоянии 56 км. Точки Е и F располагаются в грабене Кагосима, точки от А до Е и G, Н находятся к западу и востоку от грабена соответственно. Точка М расположена почти на прямой, соединяющей точку В и ПВО (61 км).

Каждая точка выбиралась по возможности так, чтобы сейсмометры располагались на твердой земле или на выходах коренных пород для получения лучшей записи. Точки от А до Е располагались на выходах и вблизи обнажений интрузивных тел, в то время как точки G и Н – на обнажениях сланцев или песчаников группы Симанто. Путь от пункта взрыва к точкам от А до F проходит через вулканические районы, причем для точек А–С большая часть пути проходит в грабене, а для точек G и Н – только в невулканическом комплексе фундамента. Путь к точке В проходит непосредственно под вулканом Сакурадзима, а к D и E – под центральной частью кальдеры Аира.

Пункт взрыва располагался в Кеороси, южном окончании п-ва Осуми. Два взрыва, с зарядом до 500 кг каждый, были произведены в полночь с интервалом в три дня, в буровых скважинах на глубине 60 м, в сланцах и песчаниках группы Симанто. Каждая из пяти групп наблюдения была оснащена магнитным регистром и тремя сейсмометрами. Первый взрыв принимался четырьмя группами в точках А, С, Е и G, затем они переместились в точки В, D, F и Н соответственно для приема второго взрыва. Одна группа приняла запись от обоих взрывов в точке М. На верхней части рис. 2 приведены сейсмические записи, совмещенные по первому вступлению. Все точки наблюдались вертикальными сейсмометрами с собственной частотой 4 Гц. При воспроизведении амплитуды по восьми трассам были откорректированы по сейсмическим записям контрольной станции М. Поскольку на точке А помеха

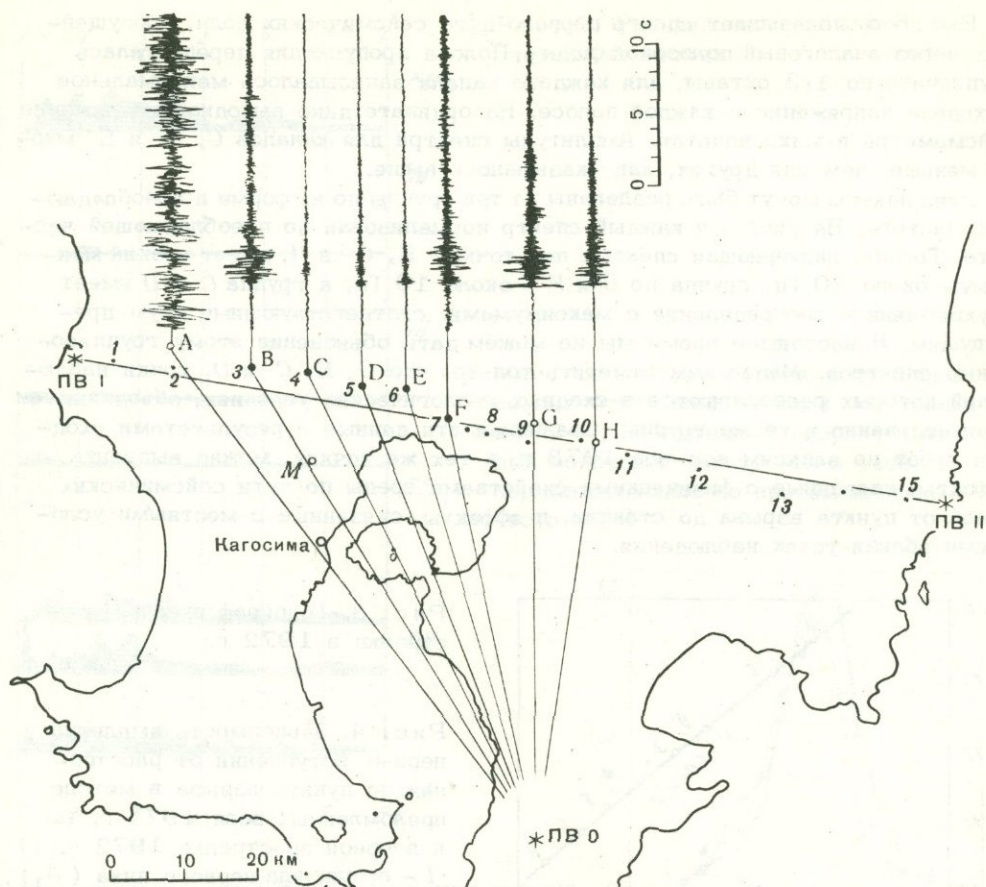


Рис. 2. Расположение точек наблюдения и пунктов взрыва методов веерной прострелки 1972 г. (A - H и M) и преломленных волн в 1973 г. (1-15) и сейсмическая запись веерной прострелки

Пункты взрыва: ПВО - 1972 г., ПВИ и ПВII - 1973 г.

превышала полезный сигнал, запись по этой точке была исключена из последующего рассмотрения. Скорости первых вступлений V в большинстве случаев составляют 6 км/с на расстояниях от 56 до 77 км, как показано на графике (рис. 3). Небольшие отклонения в точках E, F и M будут обсуждены позднее.

Амплитуда сигнала на трассах C, D и E заметно меньше, чем на других (рис. 2). Видимо, это не эффект расстояния, поскольку амплитуды на канале B, самой удаленной точке, много больше, чем таковые на ближних C, D и E (рис. 4, б). Меньшие амплитуды в точках C, D и E не порождаются, по-видимому, и местными неоднородностями, так как амплитуда записи в тех же точках при взрыве в ПВИ (1973 г.) постепенно уменьшается с расстоянием (рис. 4, а). Можно предположить, что меньшая амплитуда в этих точках вызывается некоторыми эффектами на пути между пунктом взрыва и точками наблюдения, вероятнее всего, в области корней вулканов.

Кроме амплитуд, эти записи имеют характерные особенности, природа которых еще не выяснена. На рис. 5 приведены диаграммы огибающих по каждому каналу (нижняя часть записи наложена на верхнюю), чтобы показать распределение сейсмической энергии во времени (начало исходного движения фиксировано по точному времени первого вступления, как на рис. 2). Видно, что фазы волн в точках D и E сходны, а в C - отличаются от них. Отмечается очень маленькая амплитуда на самых первых фазах записи в C. Сходство записей в точках G и H прежде всего в том, что первый пик на них наибольший.

Рис. 6, а показывает спектр первого дуга сейсмических волн, пропущенных через аналоговый полосовой фильтр. Полоса пропускания передвигалась ступенчато по 1/3 октавы, для каждого канала записывалось максимальное выходное напряжение в каждой полосе. На ординате дано выходное напряжение сейсмометра в микровольтах. Амплитуды спектра для каналов С, D и E много меньше, чем для других, как указывалось выше.

Эти спектры могут быть разделены на три группы по их форме и преобладающей частоте. На рис. 6, б каждый спектр нормализован по преобладающей частоте. Группа E, G и H, имеет резкий максимум около 20 Гц, группа по B и F - около 10 Гц, а группа C и D имеет двухвершинное распределение с максимумами, соответствующими двум предыдущим. В настоящее время мы не можем дать объяснение этому группированию спектров. Мы можем отметить только, что G, H, C и D, точки наблюдений которых располагаются в сходных геологических условиях, объединяются соответственно в те же группы. Сравнивая эти данные с результатами сходных работ по записям взрывов 1973 г. в тех же точках, можно выделить эффекты, связанные с физическими свойствами среды по пути сейсмических лучей от пункта взрыва до станции, и эффекты, связанные с местными условиями вблизи точек наблюдения.

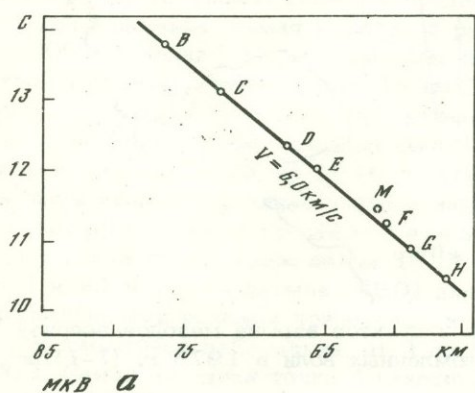


Рис. 3. Годограф веерной прострелки в 1972 г.

Рис. 4. Зависимость амплитуд первых вступлений от расстояния до пункта взрыва в методе преломленных волн 1973 г. (а) и веерной прострелке 1972 г. (б)
1 - амплитуда первого пика (A_1);
2 - суммарная амплитуда (A_2)

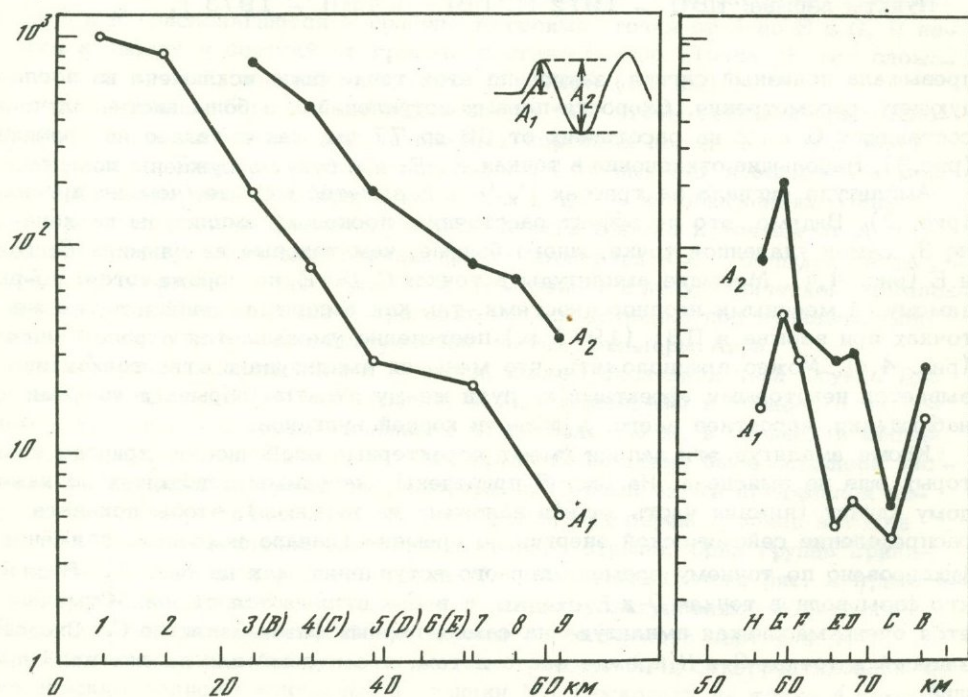


Рис. 5. Распределение сейсмической энергии во времени

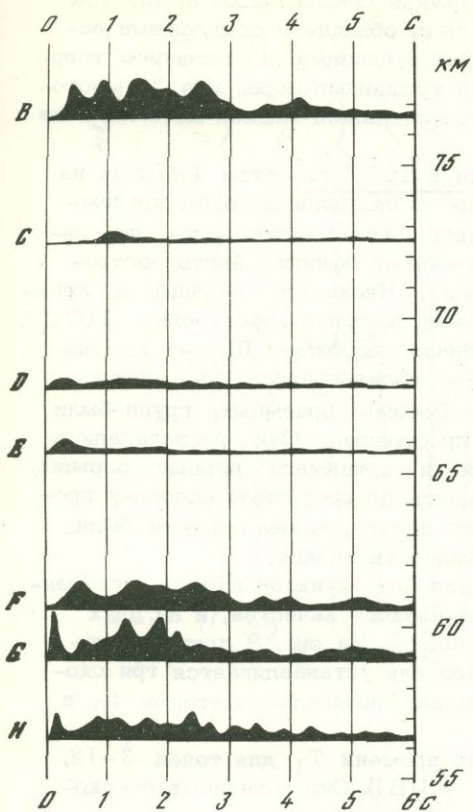
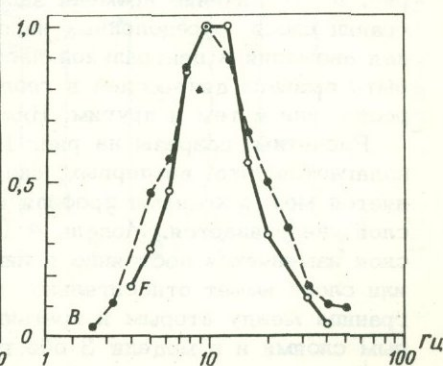
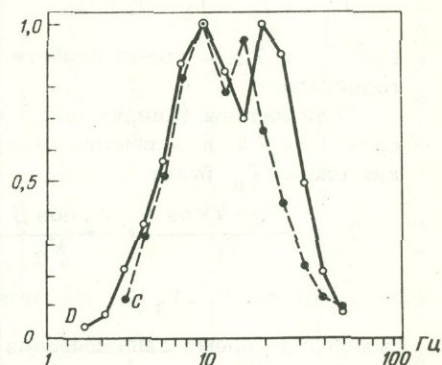
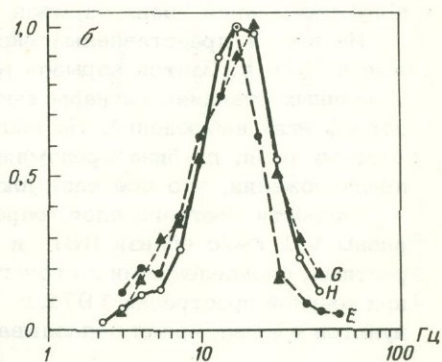
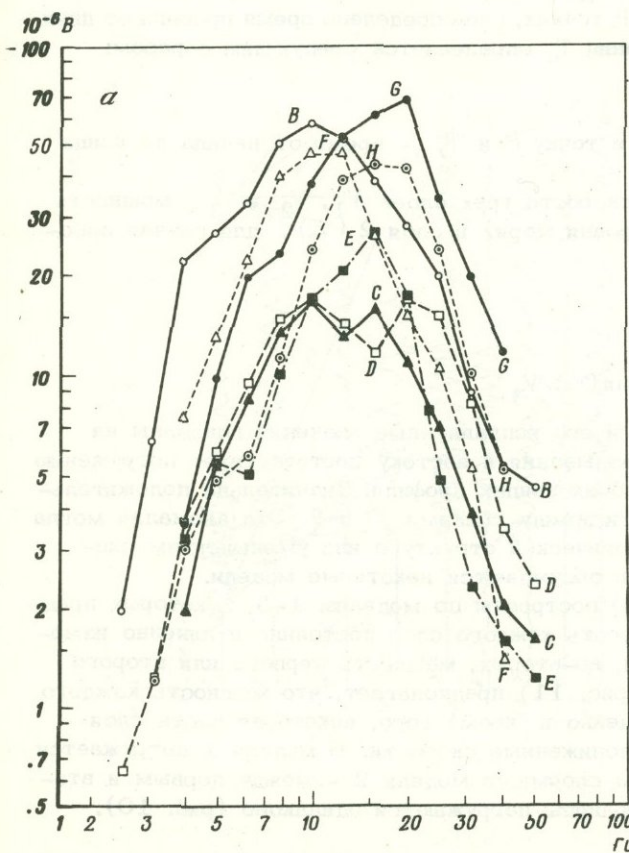


Рис. 6. Спектры первых вступлений сейсмических волн веерной прострелки 1972 г., пропущенных через аналоговый полосовой фильтр (а), и спектры, нормализованные по преобладающей частоте (б)



Из вышеприведенных фактов большое затухание сейсмической амплитуды без заметного уменьшения скорости может быть объяснено следующими вариантами состояния вещества под изученными вулканами: 1) наличием твердых, но сильно нарушенных многочисленными трещинами пород или 2) многочисленными "карманами" малого размера, заполненными жидкой магмой, а не единым большим магматическим очагом.

Исследование методом преломленных волн в 1973 г. Летом 1973 г. на юге о-ва Кюсю были проведены сейсмические наблюдения методом преломленных волн. Пятнадцать временных станций были расположены по линии наблюдений 119 км длиной, пересекающей южную часть острова в направлении ЗСЗ-ВЮВ (см. рис. 2). Несколько станций в средней части профиля совпадали со стоянками веерной прострелки 1972 г. Два пункта взрыва располагались на концах профиля: ПВI - на западном и ПВII - на восточном. Взрывы производились на каждом пункте дважды, с интервалом в 4 дня. Восемь приемных групп были оборудованы так же, как и при веерной прострелке. Они располагались на восьми западных точках наблюдения и принимали первые взрывы с обоих пунктов взрыва, затем перемещались на восточную половину профиля, кроме одной контрольной станции в его центре; таким образом были получены записи обоих взрывов на всех пятнадцати точках.

На рис. 7 представлены сейсмограммы для двух пунктов взрыва, отнесенные к $\Delta/6$ с. Записи взрывов на ПВII были низкого качества, и на двух удаленных станциях сигналы выделить не удалось. На рис. 8 приведен годограф этих наблюдений. На обоих концах профиля устанавливается три скоростных слоя, глубина преломляющих границ рассчитывалась методом t_0 в предположении, что все слои плоские.

Скорости третьего слоя, определенные по времени T_1 для точек 3-12, равны 6,1 км/с вблизи ПВI и 5,6 км/с - у ПВII. Они совпадают со скоростями, определенными по годографу, и кажущимися скоростями, полученными при веерной прострелке 1972 г. В точках, где определено время пробега от двух пунктов взрыва, время запаздывания T_a определяется следующим образом:

$$T_a = (T_1 + T_2 - T_r) / 2,$$

где T_1 и T_2 - время пробега в точку P и T_r - время от начала до конца годографа.

Если заданы (сверху вниз) скорости трех слоев V_1 , V_2 и V_3 , мощность слоя 1 (z_1+h , h - высота от уровня моря) и слоя 2 (z_2), для случая плоских слоев T_a будет

$$T_a = \frac{(z_1+h)\cos\alpha}{V_1} + \frac{z_2\cos\beta}{V_2},$$

$$\alpha = \arcsin(V_1/V_3), \quad \beta = \arcsin(V_2/V_3).$$

Выявленное время запаздывания и его исправленные значения показаны на рис. 9. Увеличение времени запаздывания к востоку соответствует погружению границ слоев, определенных на обоих концах профиля. Значительная положительная аномалия в центральной части между точками 5 и 9. Эта аномалия могла быть вызвана депрессией в геологической структуре или уменьшением скорости, или и тем и другим. Ниже обсуждаются некоторые модели.

Расчетные разрезы на рис. 10 построены по моделям 1-3, в которых предполагается, что, во-первых, скорость каждого слоя постоянно и линейно изменяется между концами профиля и, во-вторых, мощность первого или второго слоя увеличивается. Модель 4 (рис. 11) предполагает, что мощность каждого слоя изменяется постоянно и линейно и, кроме того, некоторая часть слоя или слоев имеет относительно пониженные скорости. В модели 1 погружается граница между вторым и третьим слоями, в модели 2 - между первым и вторым слоями и в модели 3 обе границы погружаются одинаково (рис. 10).

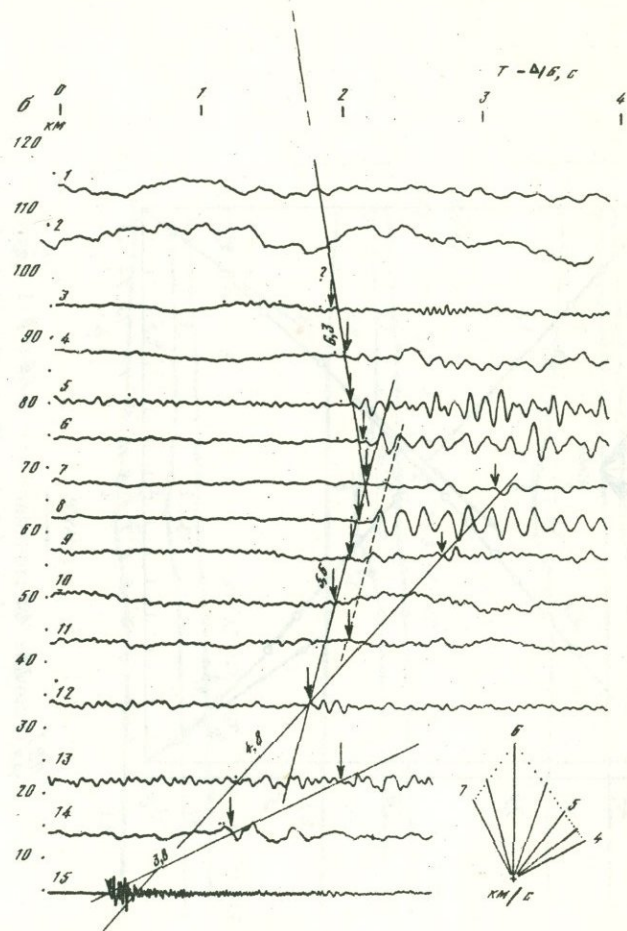
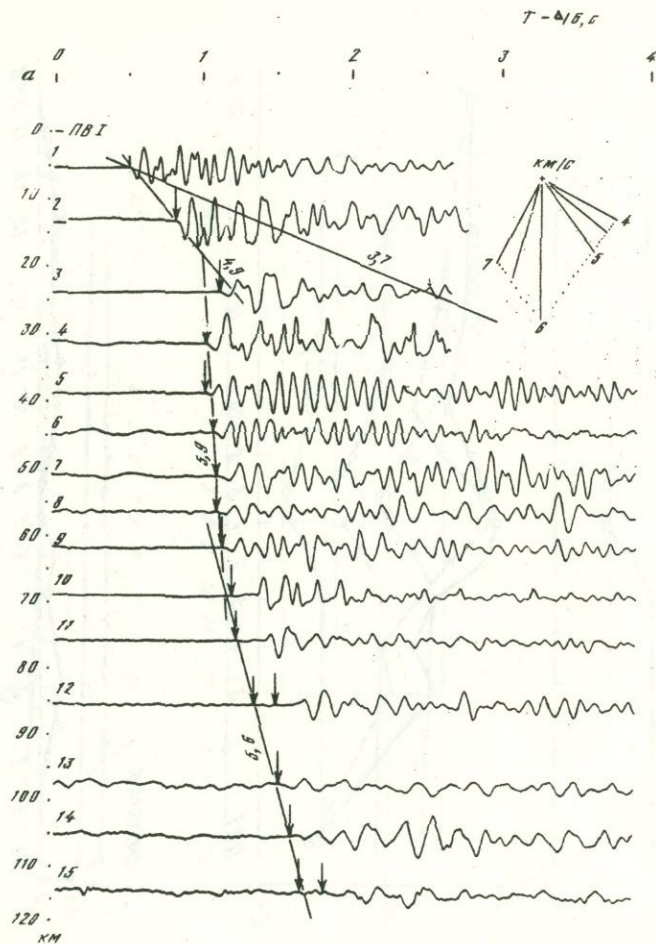


Рис. 7. Сейсмические записи 1973 г. по профилю, отнесенные к $\Delta, \delta c$, для взрывов на ПВИ (а) и ПВИ (б)

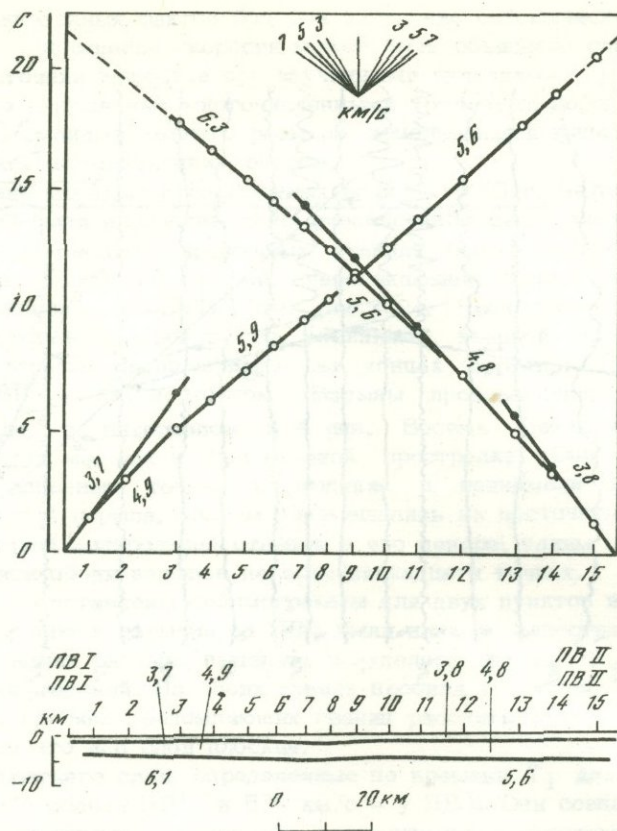


Рис. 8. Годограф преломленных волн и разрез, основанный на модели 3 (см. рис. 10)

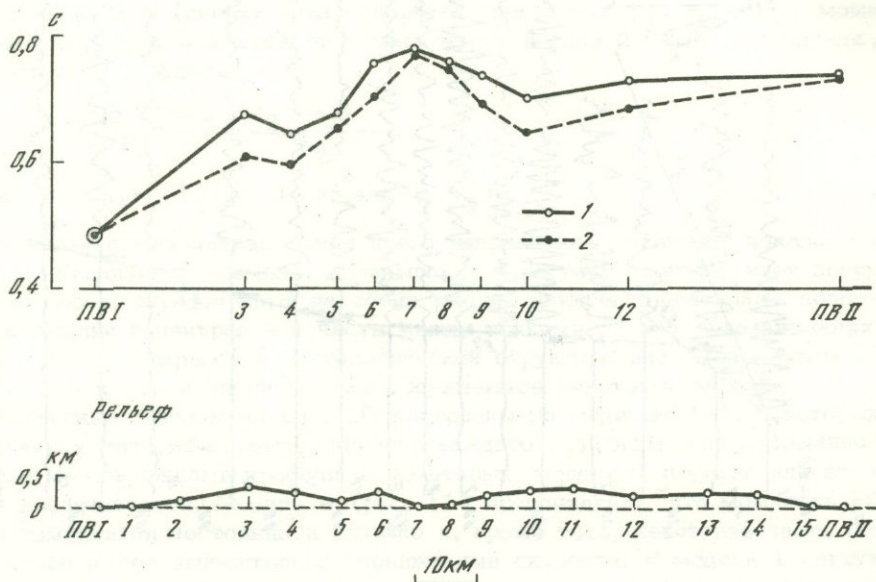


Рис. 9. Наблюдавшееся (1) и исправленное за высоту каждой точки по линии наблюдения 1973 г. (2) время запаздывания

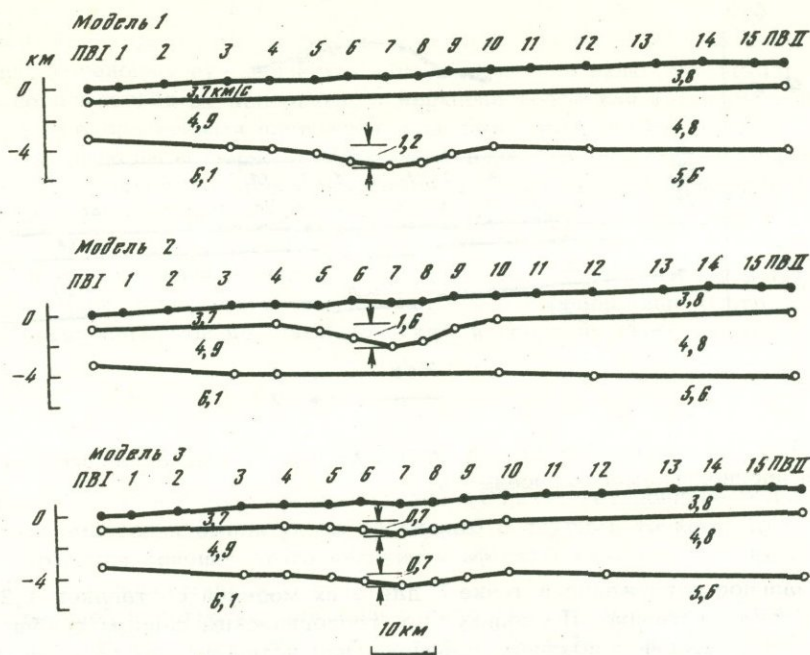


Рис. 10. Расчетные разрезы по моделям 1-3

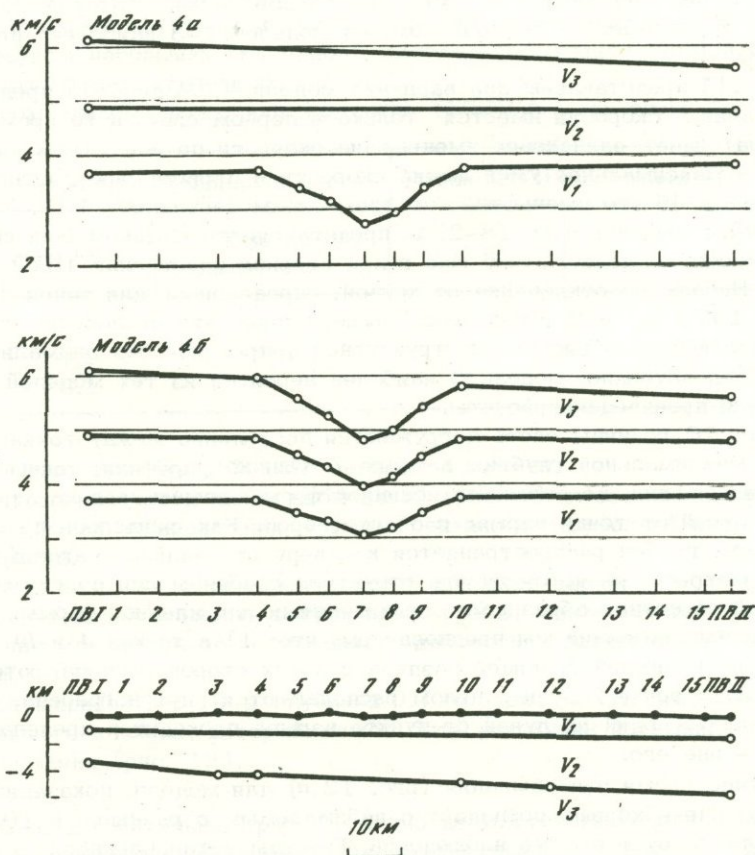


Рис. 11. Два случая распределения скоростей P -волн вдоль линий наблюдения по модели 4

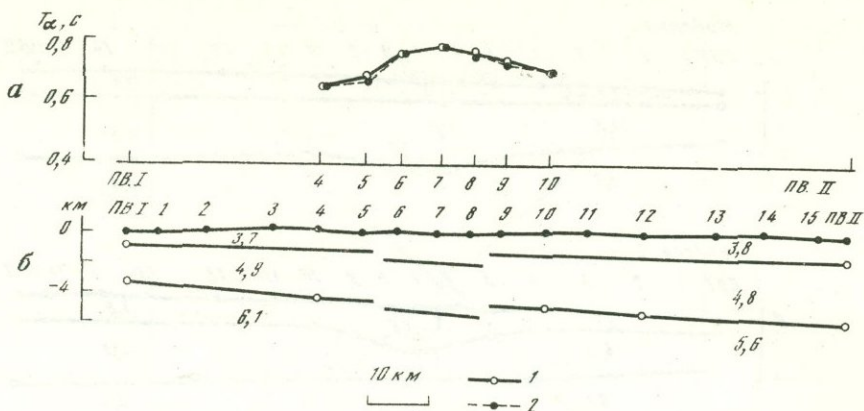


Рис. 12. Наблюдавшееся (1) и расчетное (2) время запаздывания (а) для модели предполагаемого грабена (б)

Максимальное погружение в точке 7 для этих моделей составляет 1,2; 1,6 и 0,7 км соответственно. Поскольку по геологическим данным грабен Кагосима был сформирован в позднем плиоцене или четвертичном времени, модель 1 маловероятна, так как допускает, что депрессия уже была до отложения первого слоя.

Модель 2 так же маловероятна, поскольку допускает депрессию 20 км шириной только по первому слою и, следовательно, второй слой должен быть здесь тоньше. Таким образом, из моделей 1–3 наиболее вероятна модель 3.

На рис.11 представлены два варианта модели 4. Модель 4а предполагает, что аномалия в скорости имеется только в первом слое, в то время как 4б рассматривает одинаковое уменьшение скорости по всем трем слоям. Для модели 4а максимальное уменьшение скорости в первом слое достигает 27%, а для модели 4б это уменьшение по трем слоям составляет 18%. Уменьшенные скорости, достигающее 18–27%, представляется слишком большим, поскольку оно не было отмечено еще и при веерной прострелке 1972 г. (см. рис. 3). Небольшое отклонение от кривой, определенное для точек E, F (точки 6 и 7 1973 г.) и M, отмечалось выше, однако это отклонение по величине таково, что вполне объясняется структурной депрессией без аномалий в скоростях. Следовательно, модель 3 наиболее вероятна из тех моделей, по которым были произведены расчеты.

На рис. 10 границы слоев погружаются постепенно между точками 5 и 9, достигая максимальной глубины в точке 7. Однако профили, данные по времени запаздывания, не отражают истинной формы границ, а дают среднюю глубину для лучей от точки взрыва с обеих сторон. Как ожидалось по геологическим данным, грабен распространяется к северу от залива Кагосима. Следует рассмотреть, является ли эта структура грабеном или погружением, т.е. структурой со ступенчатой границей или плавной формы. По графику времен запаздывания мы предполагаем, что: 1) в точках 4 и 10 лучи между точками и нижней границей раздела с обеих сторон располагаются вне грабена, 2) в точке 7 лучи в целом располагаются внутри грабена, 3) в точках 5, 6 и 8, 9 один из лучей от пункта взрыва проходит в пределах грабена, а другой – вне его.

Расчетное время запаздывания (рис. 12,а) для модели, показанной на рис. 12,б, очень хорошо совпадает с наблюдаемым с разницей в 10 мкс, что почти соответствует ошибке наблюдений. Границы установленного грабена находятся между точками 5 и 6 на западе и точками 8 и 9 на востоке, ширина грабена от 16 до 19 км.

Геологические слои 1 и 2 могут быть отнесены в целом к основанию комплекса позднеэоценовых вулканических пород. Эти слои включают группу Симанто от позднего мезозоя до палеогена, а верхнепалеозойская формация с интрузивами в нее гранитными плутонами, возможно, подстилает их. Слой 3 составляет главную часть верхов коры в этом районе и, возможно, представлен докембрийским комплексом, простирающимся от Азиатского континента. Слой, имеющий скорость продольных волн $V_P \approx 7$ км/с, настоящей съемкой не выявлен.

Грабен, представленный на модели (см. рис. 12.б), располагается непосредственно в северном продолжении залива Кагосима и совершенно соответствует структуре, предполагаемой по геологическим и геофизическим данным.

Выводы

1. В точках С, D и E веерной прострелки 1972 г. установлено большое затухание сейсмических амплитуд по сравнению с другими точками (рис. 2). Наиболее вероятная причина этого явления – эффекты корневых зон вулкана Сакурадзима и кальдеры Аира.
2. При веерной прострелке аномалии в скорости не выявлены. Незначительные отклонения во времени прихода в точках E, F и M (рис. 3) могут быть объяснены депрессией в геологической структуре.
3. Волновая структура и спектр по каждой трассе имеют характерные черты для каждой точки, хотя причина их полностью не ясна (рис. 5, 6).
4. Из полученных фактов состояние вещества под вулканами может рассматриваться двояко: 1) твердое, но нарушенное множеством трещин или 2) с множеством небольших "карманов", заполненных жидкой магмой, но без большого единого магматического очага.
5. Методом преломленных волн выделено (1973 г.) три слоя:

Слой	Район ПВ I (западная часть)		Район ПВ II (восточная часть)	
	V_P , км/с	Глубина до подошвы, км	V_P , км/с	Глубина до подошвы, км
1	3,7	0,9	3,8	1,5
2	4,9	3,3	4,8	5,6
3	6,1	?	5,6	?

Слой со скоростью $V_P \approx 7$ км/с не был обнаружен.

6. В центральной части линии наблюдений (рис. 9) отмечено значительное увеличение времени запаздывания, которое связано с депрессией или с уменьшением скорости.

7. Из нескольких исследованных моделей наиболее вероятна модель 3, которая допускает параллельность погруженных границ между слоями 1, 2, 3. В этом случае максимальное погружение в депрессии достигает 0,7 км в точке 7 (рис. 10).

8. Грабен шириной 16–19 и глубиной 0,7 км несколько глубже к востоку из-за небольшого наклона, который может быть рассчитан по выявлению времени запаздывания (рис. 12).

Мы глубоко признательны проф. С. Асао из Института исследования землетрясений Токийского университета за предоставление аппаратуры для наблюдений. Выражаем также благодарность местным жителям, которые помогли нам во время этих работ.

ABSTRACT

Explosion seismic observations by fan-shooting and refraction method were carried out to know the subsurface structure and possible anomalies of wave propagation in the area of Kyushu Island. By the refraction seismic observation, across the southern part of Kyushu Island 119 km in length, three velocity layers were identified. The P-wave velocities and depth of boundaries between them are as follows in descending order: near SPI (west end) 3,7 km/s, 0,9 km; 4,9 km/s, 3,3 km; 6,1 km/s, ?; near SP II (east end) 3,8 km/s, 1,5 km; 4,8 km/s, 5,6 km; 5,6 km/s, ?.

Remarkable increase of delay time was observed at the middle of the observation line. Among several models examined, which includes depression in geologic structure and velocity decrease at the middle, the one that is a graben, 16 to 19 km wide with a down-throw of 0,7 km, is most probable and calculated delay time for it fits very well to the observed value. This graben structure lies just at the northern extension of the Kagoshima Bay.

ЛИТЕРАТУРА

1. *S. Hayasaka, K. Oki*. Geological consideration on the subsurface data from the deep wells drilled in Kagoshima City, South Kyushu, Japan (in Japanese with English abstr.). — Rept. Fac. Sci., Kagoshima Univ., Earth Sci. and Biol., 1971, N 4, 15–29.
2. Geographical Survey Institute. Gravity survey in Japan (6), Kyushu district. — Bull. Geogr. Surv. Inst., 1969, 16, (2), 1–82.
3. *S. Aramaki, T. Ui*. The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in southern Kyushu. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 1966, 29–48.
4. *K. Kigoshi, T. Fukuoka, S. Yokoyama*. ^{14}C age of Tsumaya pyroclastic flow, Aira caldera, southern Kyushu, Japan (in Japanese with English abstr.). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 1972, 17, 1–8.
5. Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of Japan, Taiwan and Marianas. *H. Kuno* (Ed.). Rome, Internat. Assoc. Volcanol., 1962, p.332.

Г. П. Авдейко, П. И. Токарев, И. А. Меняйлов,
А. П. Хренов, Г. Б. Флеров, В. А. Широков

ИЗВЕРЖЕНИЕ ПОБОЧНОГО ПРОРЫВА ОЛИМПИЙСКОГО НА ВУЛКАНЕ АЛАИД В 1972 г.

Вулкан Алаид расположен на севере Курильской островной дуги (рис. 1). Он представляет собой правильный усеченный конус, высотой 2339 м, поднимающийся непосредственно со дна Охотского моря. Последнее извержение вершинного кратера произошло в 1894 г., а побочного кратера Такетоми — в 1933–1934 гг.[1]. Извержение 1972 г. было также побочным.

Время начала извержения точно не зарегистрировано. По сейсмическим данным, извержение могло начаться с 20 до 22 ч¹ 18 июня. Первое сообщение об извержении поступило со спасательного судна "Зевс", которое вошло в зону пеплопада в 00 ч 19 июня.

20 июня с самолета было установлено, что извержение происходит на северо-западном подножии вулкана, где наблюдалась цепочка из шести линейно расположенных взрывных воронок (рис. 2).

В начальную стадию извержение было эксплозивным, вулканского типа. Разлет бомб достигал 2 км, эруптивное облако поднималось до 8 км. При наблюдении с самолета были видны эксплозии и из подводной части — на продолжении цепочки воронок, примерно в 2–3 км от берега.

С 22 июня из сформировавшегося шлакового конуса начал изливаться лавовый поток, и извержение стало эффузивно-эксплозивным стромболианско-вулканского типа. Выбросы лавовых фонтанов на высоту до 200 м следовали с интервалами в 1–2 с. Температура лавы достигала 1020–1060°С.

7 июля на юго-восточном склоне шлакового конуса произошло образование трех бокк. Две верхние бокки были эксплозивными, а нижняя — эксплозивно-эффузивной. Из нее начал изливаться лавовый поток. Этот лавовый поток разбился на четыре рукава, один из которых лавопадом спускался в III воронку (рис. 2). Скорость продвижения фронта восточного рукава потока была незначительной — 1 м/ч. В это же время скорость продвижения основного лавового потока из шлакового конуса составляла 180 м/ч.

После образования бокк началось постепенное затухание активности, хотя и наблюдались отдельные сильные выбросы. Шесть таких сильных взрывов с интервалами в 12 ч произошло 12–15 июля. После них извержение приобрело стромболианский характер.

К концу июля эксплозивная деятельность прекратилась, начала изливаться новая порция лавового потока. Скорость движения лавы у истока достигала 24 м/ч. Эта порция на всем своем протяжении перекрывала предыдущие. Всего в ходе извержения выделилось четыре порции лавового потока: две — до

¹Здесь и далее — время камчатское.

образования бокк и две – после. Окончание извержения характеризовалось ростом линейно вытянутого лавового купола в основном кратере. 10 сентября произошло проседание осевой части купола, и извержение прекратилось.

Рассматриваемое извержение побочного кратера вулкана Алаид предварялось вулканическими землетрясениями и сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием. Данные о начальной стадии извержения получены из анализа сейсмограмм расположенной в 50 км сейсмической станции "Северо-Курильск".

Ход извержения регистрировался сейсмической станцией "Алаид", установленной на вулкане в 3 км от шлакового конуса (см. рис. 1).

Вулканические землетрясения II типа [2], предварявшие извержение, начали отмечаться в 10 ч 54 мин 18 июня и продолжались до 23 ч 30 мин 20 июня (рис. 3). Наиболее интенсивная сейсмическая активность наблюдалась в период с 11 до 22 ч 18 июня, после чего наступил резкий спад. Энергетический класс землетрясений не превышал 10 (по шкале С.А. Федотова [3]). Графики накопления условных деформаций и частоты землетрясений

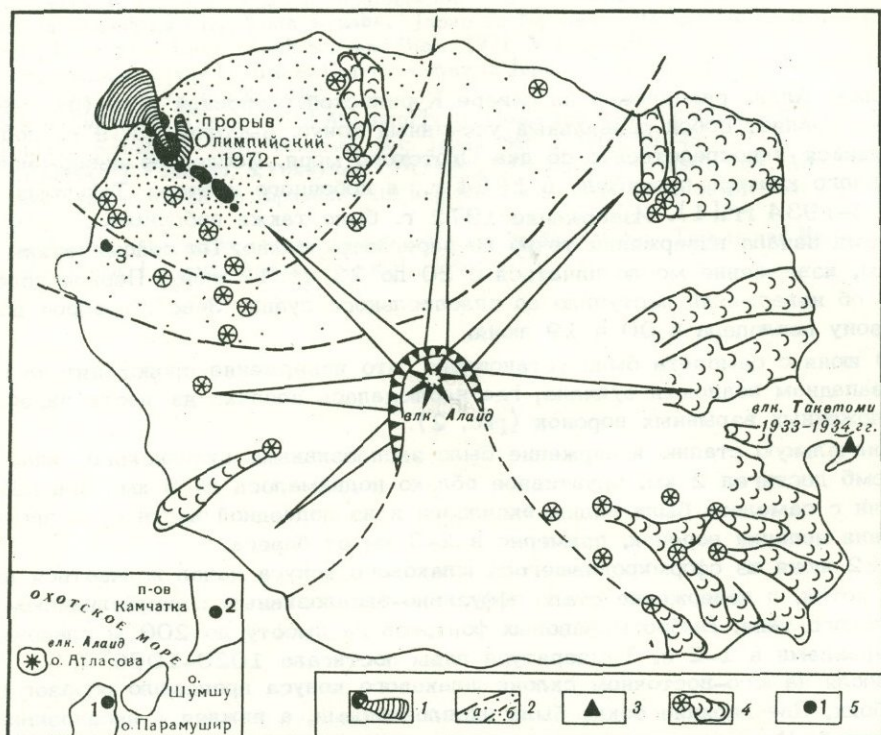


Рис. 1. Схема проявлений активности влк. Алаид (по [1] с дополнениями)

1 — эксплозивные воронки, шлаковый конус и лавовый поток прорыва Олимпийского; 2 — ореол распространения пепла: а — внешняя зона с мощностью слоя пепла от 5 до 10 см, б — внутренняя зона с мощностью слоя пепла от 10 до 5 м; 3 — кратер Такетоми (извержение 1933–1934 гг.); 4 — древние шлаковые конусы и лавовые потоки; 5 — сейсмостанции: "Северо-Курильск" (1), "Паужетка" (2), "Алаид" (3)

Рис. 2. Схематическая карта Олимпийского прорыва (июнь – сентябрь 1972 г.)

1 — эксплозивные воронки и кратеры; 2 — шлаковый конус; 3 — лавовый поток (первая и вторая порции); 4 — лавовый поток, третья порция; 5 — лавовый поток, четвертая порция; 6 — точки отбора газов; 7 — рабочий лагерь вулканологов

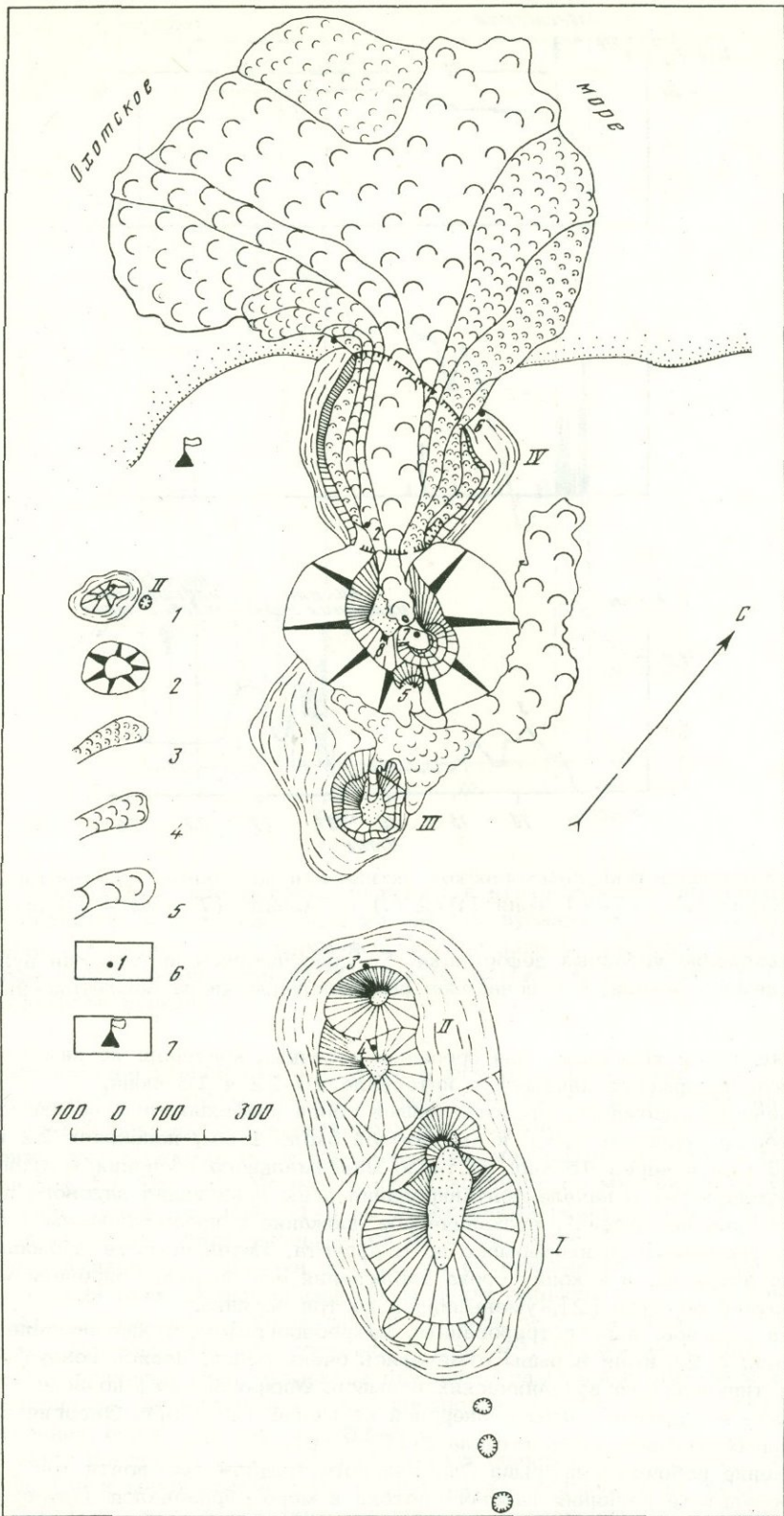


Рис. 2

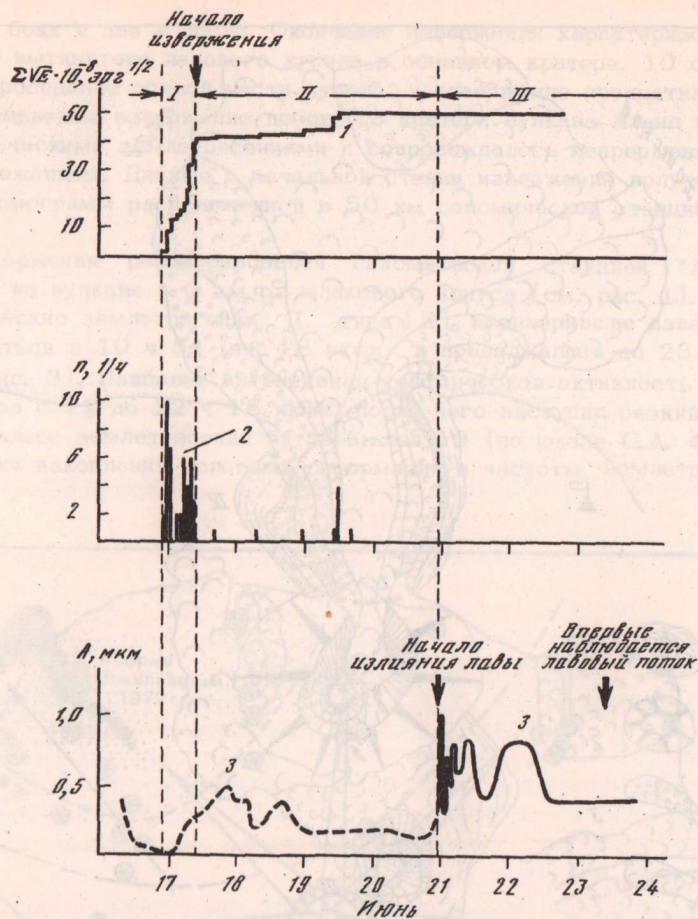


Рис. 3. Характеристики сейсмической активности по данным сейсмостанции "Северо-Курильск" (17-24 июня 1972 г.) и "Алаид" (7 июля - 16 августа 1972 г.)

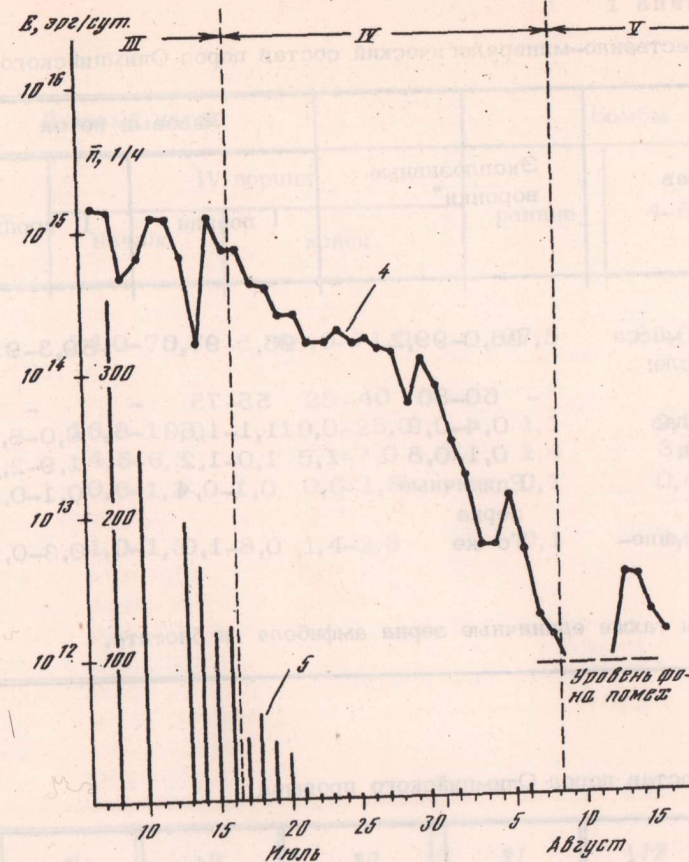
1 - накопление условных деформаций $\Sigma \sqrt{E}$, рассчитанное по энергии вулканических землетрясений; 2 - почасовое распределение числа землетрясений n ;

(рис. 3) являются типичными для прорывов побочных кратеров: по ним можно сказать, что извержение началось в интервале 20-22 ч 18 июня.

Вулканическое дрожание, представлявшее собой поверхностные волны с преобладающим периодом 0,8 с и амплитудой около 1 мм, появилось 22 июня в 11 ч 43 мин и через 45 мин достигло максимального значения (см. рис. 3). Это свидетельствует о начале фонтанирования лавы и излияния лавового потока. По данным станции "Алаид", вулканическое дрожание с преобладающим периодом 0,7 с продолжалось непрерывно до 8 августа. Интенсивность дрожания постепенно затухала, и к концу срока наблюдений его энергия, определяемая по стандартной формуле [2], уменьшилась на три порядка.

Частота взрывов, зарегистрированных микробарографом, также постепенно уменьшалась; с 21 июня взрывы отмечались очень редко. Запись воздушных волн была типичной для вулканических взрывов. Микробарограф позволяет регистрировать воздушные волны с энергией не менее 10^{13} эрг. Энергия наиболее сильных взрывов не превышала $2 \cdot 10^{16}$ эрг.

Извержение побочного прорыва Олимпийского продолжалось почти три месяца. В результате излияния лавового потока в море образовался полуостров, увеличивший общую площадь острова на $0,72 \text{ км}^2$. Общий объем лавовых потоков составляет $45 \pm 5 \text{ млн. м}^3$. Из них $1,8 \pm 0,2 \text{ млн. м}^3$ приходится на лавовый поток из бокки на юго-восточном склоне шлакового конуса. Мощность



3 - амплитуда A микросейсм (пунктир) и вулканического дрожания (сплошная кривая); 4 - суточные значения энергии вулканического дрожания E ; 5 - среднее (за сутки) число взрывов в 1 ч по записи микробарографа. 1-3 - по данным сейсмических станций "Северо-Курильск"; 4-5 - "Алаид"; I-V - этапы деятельности вулкана

лавовых потоков из основного кратера и юго-восточной бокки колебалась в пределах от 10 до 60 м. Поскольку побочный прорыв расположен на берегу моря, оценка объемов резургентного и пирокластического материалов носит приближенный характер, за исключением объема шлакового конуса, который составляет $1,0 \text{ млн. м}^3$. Мощность пирокластического материала у подножия шлакового конуса достигает 4-5 м. Эффективный радиус зоны, в пределах которой мощность пепла уменьшается до 5 см, равен 5 км (см. рис. 2), хотя пепел выпадал на удалении до 110 км от вулкана (в "Паужетке" $2,5 \text{ г/м}^2$). На основании этих данных общий объем пепла оценивается в 100 млн. м^3 , а объем резургентного материала - в 20 млн. м^3 . При этом объем образовавшихся взрывных воронок составил 8 млн. м^3 . Расхождение цифр объемов воронок и резургентного материала связано с разницей в объемном весе этого материала и ненарушенных пород постройки вулкана, а также с частичным заполнением воронок в ходе извержения.

Объемы продуктов извержения позволяют оценить его энергию. Тепловая энергия лав и пирокластического материала при остывании на 1000°C составляет $3,6 \cdot 10^{24}$ эрг, а кинетическая энергия, затраченная на выброс резургентного и пирокластического материала, оценивается в $6,5 \cdot 10^{21}$ эрг, т.е. на три порядка меньше.

Весь ювенильный вулканический материал извержения (лавовые потоки, бом-

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород Олимпийского прорыва

Состав	Эксплозивные воронки*	Лавовый поток	
		I порция	II порция
Основная масса	96,0-99,2	95,5-97,0	89,3-91,2
В том числе:			
стекло	60-80	55-75	-
плаггиоклаз	0,4-0,9	1,1-1,6	6,0-8,0
пироксен	0,1-0,8	1,0-1,2	1,9-2,3
оливин	Единичные зерна	0,1-0,4	0,1-0,2
рудные минералы	То же	0,6-1,0	0,3-0,7

* Отмечены также единичные зерна амфибола и биотита.

Таблица 2

Химический состав пород Олимпийского прорыва

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,74	50,12	50,52	48,96	49,56	49,50
TiO ₂	1,05	1,01	0,97	1,08	1,03	1,01
Al ₂ O ₃	18,40	18,58	18,46	18,46	18,86	18,92
Fe ₂ O ₃	3,60	4,36	2,89	3,91	4,12	3,57
FeO	6,65	5,95	7,33	6,61	6,36	6,78
MnO	0,23	0,21	0,23	0,21	0,21	0,21
MgO	4,10	4,54	4,25	4,88	5,16	5,03
CaO	9,36	9,26	9,78	9,74	9,57	9,75
Na ₂ O	3,39	3,29	3,30	3,27	3,19	3,04
K ₂ O	1,92	1,84	1,92	1,75	1,76	1,72
H ₂ O ⁻	0,25	0,06	0,20	0,20	-	0,06
H ₂ O ⁺	0,05	0,09	0,06	0,08	0,15	0,14
P ₂ O ₅	0,37	0,41	0,37	0,27	0,38	0,29
CO ₂	-	0,16	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-
Всего	100,11	99,89	100,26	99,43	100,35	100,02

Состав	Лавовый поток			Бомбы	
	III порция	IV порция		ранние	4-6, VII
		начало	конец		
Основная масса	79,2-81,4	74,0-75,8	68,0-71,0	97,5	85,0-86,0
В том числе:					
стекло	25-50	-	25-40	-	-
плаггиоклаз	10,5-14,8	16,8-19,0	19,0-25,0	1,1	9,5-12,0
пироксен	4,2-4,5	4,5-6,3	5,1-7,0	1,4	3,3-3,9
оливин	0,4-0,6	0,6-1,3	0,6-1,8	0,1	0,4-0,5
рудные минералы	1,8-2,7	1,0-1,3	1,4-2,8	0,1	0,5-0,6

Компоненты	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	49,22	49,34	49,26	49,34	49,52	49,48	49,08
TiO ₂	1,0	1,01	1,20	1,01	1,05	1,00	1,01
Al ₂ O ₃	18,35	18,92	18,01	18,67	18,31	18,39	18,45
Fe ₂ O ₃	4,26	3,64	4,14	4,87	4,44	4,09	4,87
FeO	6,26	6,52	6,40	5,89	6,18	6,28	4,71
MnO	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,20
MgO	4,84	5,02	5,01	4,73	4,86	4,87	4,79
CaO	9,73	9,63	9,61	9,45	9,36	9,46	9,04
Na ₂ O	3,27	3,13	3,27	3,25	3,25	3,22	3,15
K ₂ O	1,75	1,72	1,80	1,81	1,68	1,82	1,71
H ₂ O ⁻	0,18	0,04	0,20	0,06	0,12	0,06	0,74
H ₂ O ⁺	0,04	0,12	He обн.	0,09	-	0,08	1,17
P ₂ O ₅	0,29	0,28	0,29	0,29	0,38	0,41	0,41
CO ₂	-	-	-	0,12	0,10	0,08	0,16
SO ₃	-	-	-	-	-	-	0,28
Всего	99,40	99,65	99,40	99,81	99,48	99,45	99,51

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	85,38	74,68	85,70	65,38	59,92	76,24
TiO ₂	0,35	0,55	0,28	0,60	0,61	0,37
Al ₂ O ₃	6,21	9,73	7,35	14,48	18,12	10,98
Fe ₂ O ₃	0,32	0,57	0,29	1,43	2,99	0,21
FeO	2,61	4,25	1,20	4,28	2,48	1,35
MnO	0,02	0,07	0,01	0,05	0,18	0,02
MgO	0,66	1,68	0,60	3,18	1,55	0,80
CaO	1,72	2,96	1,42	2,39	6,64	2,11
Na ₂ O	1,72	2,52	1,72	2,47	4,10	4,96
K ₂ O	1,00	1,63	1,29	2,26	2,48	1,36
H ₂ O ⁻	0,30	0,24	0,20	0,32	0,28	0,40
H ₂ O ⁺	0,06	-	0,10	0,12	0,06	0,36
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,06	0,06	0,38	0,17
CO ₂	-	-	-	-	0,26	0,16
SO ₃	-	0,45	-	3,31	-	-
Всего	100,44	99,46	100,22	100,33	100,05	99,49

Примечание к таблице 2. 1 - базальт I взрывной воронки (обр. 18-72); 2-3 - базальты II взрывной воронки (обр. 15-41, 368); 4 - базальт первой порции лавового потока (обр. 372); 5 - базальт второй порции лавового потока (обр. 425); 6 - базальт третьей порции лавового потока (обр. 427); 7-8 - базальты четвертой порции лавового потока (обр. 17-1,430); 9 - базальт лавового потока бокки (обр. 5-17); 10-12 - бомбы шлакового конуса; 10 - ранние выбросы (обр. 366); 11-12 - последующие выбросы 4-6/VII (обр. 369-370); 13 - пепел взрывной воронки (обр. Ю-II-1); 14-15 - пемзовое включение в базальтовой бомбе; 14 - центральная часть (обр. 5801/1), 15 - краевая часть (обр. 5801-2); 16-17 - пемзовое включение в базальтовой бомбе; 16 - участок белого цвета (обр. 5800-2); 17 - плотная часть включения (обр. 5800/9); 18 - включение биотит-амфиболового андезита в базальтовой бомбе (обр. Ю-342); 19 - пемзовое включение в базальтовой бомбе (обр. Ю-340). Анализы выполнены в центральной химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, 1972 г. Аналитики образцов: 1 - 3, 14-16 - Н.Р. Гусакова; 5, 6, 8 - Л. Карташева; 2, 10-13 - О.М. Табакова; 4, 7, 9, 17 - Г.Ф. Князева; 18, 19 - Г.Н. Новоселцкая.

бы и пеплы) по петрографическим и петрохимическим особенностям относится к высокоглиноземистым базальтам с несколько повышенной калиевой щелочностью. Однако количественный минеральный состав, структуры и текстуры в ходе извержения заметно изменились (табл. 1). Кроме плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита, базальты первого этапа извержения характеризовались единичными зернами амфибола и биотита. Базальты первой порции лавового потока сходны с базальтами первых выбросов, но отличаются от них отсутствием амфибола и биотита. По мере излияния порций потока в породах последовательно увеличилась кристалличность как за счет увеличения размеров фенокристаллов, так и за счет появления новых генераций перечисленных минералов.

Наиболее распространенным минералом в породах является плагиоклаз. Он обычно зонален и сдвойникован по альбит-карлсбадскому, карлсбадскому и альбитовому законам. Состав плагиоклаза изменялся от An_{92-94} до An_{55-59} . Пироксен по оптическим свойствам ($2V = 55 \div 62^\circ$, $n_p = 1,698 \pm 0,006$) может быть отнесен к высококальциевым авгитам. Оливин ($2V = -86 \div 88^\circ$, $n_p = 1,680 \pm 0,006$) представлен хризолитом. Амфибол ($c:N = 10 \div 12$, $2V = -60 \div 72^\circ$) встречается только в лавах первых выбросов из I^г и II воронок (см. рис. 2). Мельче чешуйки биотита отмечены лишь в выбросах лав из I воронки.

Несмотря на резкие различия количественного минерального состава пород, степени кристалличности, структур и текстур, химический состав пород в целом довольно постоянен (табл. 2). Среди включений в лавах эруптивных выбросов встречаются базальты главной постройки вулкана Алайд, а также андезиты, андезито-дациты, пемзы и вулканогенно-осадочные породы. Включения наиболее характерны для ранних порций лавы.

Опробование фумарольных газов проводилось на конечном этапе извержения, когда из основного жерла продолжалось излияние лавового потока, а из лавовой бочки происходили периодические выбросы газов. Результаты анализа газов фумарол приведены в табл. 3, а места их отбора показаны на рис. 2. В составе фумарольных газов отмечается отсутствие зависимости между их температурой и содержанием HF, HCl, SO₂, CO₂. Содержание H₂O увеличивается, а H₂ уменьшается с уменьшением температуры; наличие H₂S и CH₄ характерно лишь для низкотемпературных газов лавового потока. В целом состав газов при всех температурах был довольно однообразным и отличался высоким содержанием HF и HCl и относительно низким - SO₂, H₂S и CO. Пробы из наиболее высокотемпературной фумаролы (точка 7) отражают состав реальных магматических газов. Состав фумарольных газов вулкана Алайд в опробованный период, видимо, отражал общий состав летучих соединений, характерных для заключительной стадии извержения. В этот период фумарольные газы были еще слабо дифференцированы в зависимости от температуры и места проявления. А.М. Чирков определял в фумаролах концентрацию радона. Содержание его было низкое и сопоставимое с содержанием в фумаролах других действующих вулканов Камчатки и Курил. Повышенная концентрация радона отмечается в реальных магматических газах (проба 14 сентября в точке 7, табл. 3).

Среди фумарольных возгонов отмечались окислы (тридимит, гематит, магнетит), сульфиды (халькопирит, пирит), галогениды (галит, нашатырь, хлориды Fe, мелладрит), сульфаты (гипс, полугидрат, ангидрит, сульфаты меди и самородная сера). В целом в деятельности побочного прорыва отмечаются следующие этапы: 1-й (10 ч 54 мин - 22 ч 18 июня) - подготовка извержения, в этот период происходило множество вулканических землетрясений II типа, отражающих процесс скрытого движения магмы к поверхности; 2-й (18-22 июня) - взрывная деятельность с образованием взрывных воронок; 3-й (22 июня - 16 июля) - взрывно-эффузивная деятельность с непрерывным фонтанированием и излиянием лавы, сопровождавшимся интенсивным вулканическим дрожанием; 4-й (16 июля - 8 августа) - преобладание эффузивной деятельности с постепенным затуханием взрывов и вулканического дрожания; 5-й (8 августа - 10 сентября) - чисто эффузивная деятельность; 6-й - пост-эруптивная деятельность.

Результаты изучения продуктов извержения в различные этапы деятельности вулкана позволяют в какой-то мере судить о дифференциации и кристаллизации в поднимающейся магматической колонне. Отмечается слабая тенденция к накоплению кремнезема и щелочей, особенно калия, и уменьшение магния в верхних частях магматической колонны, что обусловлено, видимо, кристаллизационной дифференциацией. Кристаллизация амфибола и биотита в верхней части магматической колонны связана с высоким давлением летучих. Данные петрографического исследования продуктов ранних стадий извержения свидетельствуют о том, что магматический расплав поднимался к поверхности почти без кристаллической фазы. Кристаллизация в основном происходила в приповерхностных и поверхностных условиях - по мере подъема и излияния расплава.

Таблица 3

Состав фумарольных газов Олимпийского прорыва (об. % с учетом конденсатов)

Номера точек отбора	Дата, 1972 г.	T, °C	Вулканические газы без учета воды и воздуха						
			HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	H ₂	CO ₂	CH ₄
1	24. VIII	280	5,20	58,82	1,23	3,08	10,95	18,87	1,85
1	1. IX	280	3,26	37,52	4,71	0,61	13,60	38,04	2,26
1	3. IX	280	6,31	60,19	4,25	3,28	8,77	16,48	0,72
2	25. VIII	580	40,48	30,41	0,37	0,00	0,00	28,74	0,00
3	28. VIII	470	3,84	91,91	2,19	0,00	0,00	2,06	0,00
4	28. VIII	260	10,95	66,11	0,09	0,00	0,00	22,85	0,00
5	2. IX	450	12,77	64,54	0,33	0,00	0,00	22,36	0,00
6	3. IX	180	0,45	75,51	0,76	6,72	6,72	13,75	0,00
7	4. IX	900	2,36	70,75	23,58	0,00	0,00	3,31	0,00
7	14. IX	900	1,42	26,73	6,04	0,00	53,22	12,59	0,00

Таблица 3 (окончание)

Номера точек отбора	Фумарольные газы				Концентрация $R_p \cdot 10^{-10}$ Ки/л	
	$\Sigma_{\text{вулк}}^*$	H ₂ O	O ₂	N ₂	измерено в сухом фумарольном газе	исправлено за счет разбавления воздухом
1	0,13	98,32	0,34	1,21	-	-
1	0,45	98,21	0,28	1,06	3,5	13,5
1	0,14	98,72	0,21	0,77	-	-
2	0,27	97,07	0,54	2,12	1,5	12,5
3	0,15	0,00	21,34	78,51	0,0	0,0
4	0,82	92,44	0,69	6,05	1,5	2,5
5	0,59	90,17	0,63	8,61	1,0	1,5
6	0,13	99,21	0,14	0,43	-	-
7	0,45	0,00	21,15	78,40	-	-
7	8,86	67,62	2,25	21,17	30,0	45,0

* $\Sigma_{\text{вулк}}$ - сумма вулканических газов.

ABSTRACT

The Alaid volcano eruption occurred from a lateral crater from June 18 to September 12 1972. The eruption was of the Volcanian-Strombolian type. Several explosive funnels, a scoria cone and a lava flow were formed as a result of the eruption. The entire volume of eruptive products amounted to 0,2 km³. Heat energy of the eruption is estimated to be $3,6 \cdot 10^{24}$ erg. The temperature of lava reached 1020–1060°C. Lavas and pyroclastics belong in composition to high-alumina basalts with high alkali contents. Volcanic gases were notable for high HCl contents.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г.С. Горшков. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
2. П.И. Токарев. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966.
3. С.А. Федотов. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетресений и проблема магнитуд. М., "Наука", 1972.

П. И. Токарев, П. П. Фирстов

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА КАРЫМСКОГО В 1970—1973 гг. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вулкан Карымский — один из самых активных вулканов Камчатки — находится в средней части Восточно-Камчатского вулканического пояса. Он представляет собой правильный конус высотой 1486 м, расположенный в центре кальдеры диаметром около 5 км (рис. 1). Относительная высота конуса 600 м, диаметр основания 1100 м, объем конуса $0,8 \text{ км}^3$. Материал извержений — андезит.

Преобладают извержения эксплозивного типа, на фоне которых иногда происходят эффузивно-эксплозивные извержения.

В деятельности вулкана наблюдается цикличность с периодом 10 ± 2 года. Цикл активности включает период покоя длительностью 4 ± 1 год и период активности длительностью 6 ± 1 год (см. статью П.И. Токарева в настоящем сборнике, с. 85). Наиболее изучен цикл активности 1960—1970 гг. [1-3], а также начало цикла, начавшегося в мае 1970 г. В этой статье излагаются результаты геофизических исследований именно этого цикла активности.

Извержение 1970—1973 гг.

10 мая 1970 г. в 19 ч после трехлетнего покоя активность вулкана Карымского возобновилась. Вначале происходили взрывы умеренной силы с высотой выбросов пепла не более 2 км. С 8 ч 12 мая взрывы происходили почти непрерывно. Гул извержения слышался на расстоянии 35 км. Высота выбросов пепла возросла до 8 км. Выпадение пепла наблюдалось на расстоянии до 170 км. Так продолжалось до 0 ч 13 мин. Затем извержение стало ослабевать. В ночь с 13 на 14 мая над кратером и на склоне вулкана наблюдалось свечение. С 15 мая активность вулкана стабилизировалась. Пепловые выбросы до 1 км над кратером происходили каждые 1,5—2 ч.

При обследовании вулкана 19 мая в западном и южном секторах подножия конуса были обнаружены отложения раскаленных лавин длиной до 1 км и шириной 200—300 м. Мощность их во фронтальной части достигала 6—8 м. Объем материала раскаленных лавин оценивается в $5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. На северо-восточном склоне конуса был обнаружен свежий лавовый поток. Его площадь $1,2 \text{ км}^2$, объем лавы $6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, мощность потока во фронтальной части 10 м. Пемза и пепел выпали на площади около 3000 км^2 . Их суммарный объем составил около $2 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ [4].

Период умеренной эксплозивной деятельности вулкана продолжался до июля 1971 г. С 15 мая до сентября 1970 г. взрывы происходили неритмично. Их частота постепенно уменьшалась от 10 (в июне) до 4 (в августе) взрывов в сутки. С сентября 1970 г. умеренные взрывы стали происходить ритмично. В июле 1971 г. их частота возросла до 60 в сутки.

В июле — декабре 1971 г. вулкан находился в состоянии умеренной эффузивно-эксплозивной деятельности. На его склоны двумя языками излился

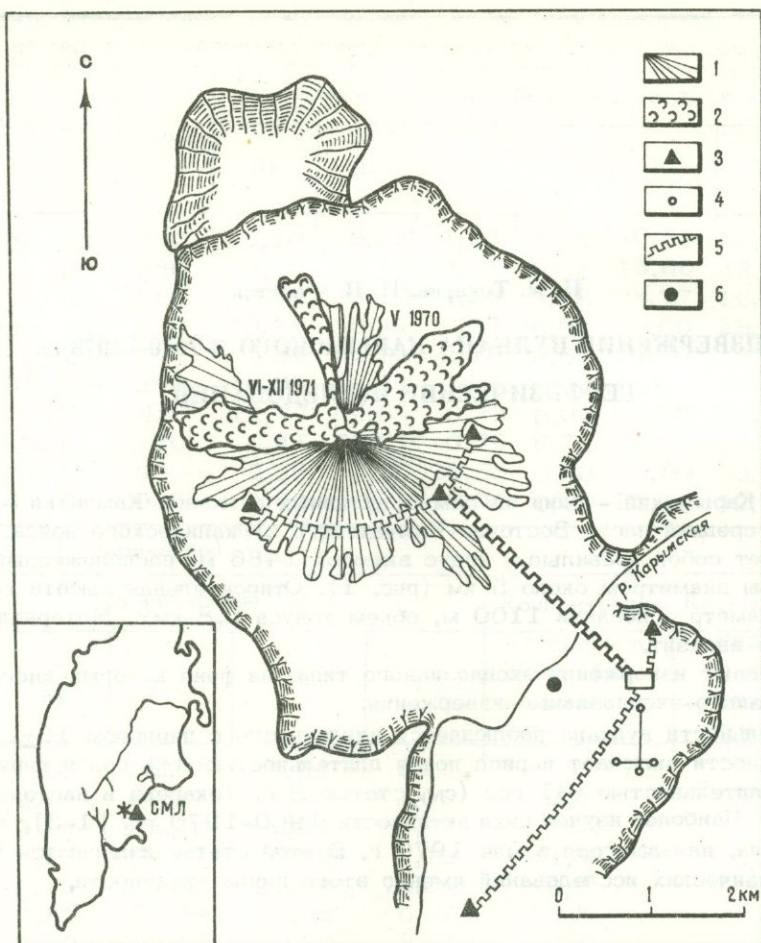


Рис. 1. Схема вулкана Карымского и пункты наблюдений

1 - агломератовые потоки извержения 1970 г.; 2 - лавовые потоки извержений 1970, 1971 гг.; 3 - пункты сейсмических наблюдений; 4 - электроды станции земных токов; 5 - кабельные линии; 6 - место отбора спонтанного газа для анализа на радон

поток глыбовой лавы (см. рис. 1). Его объем $1,5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. Максимальная частота взрывов отмечалась в сентябре (140 взрывов в сутки). Постепенно уменьшаясь, частота умеренных взрывов к апрелю 1972 г. снизилась до 4 в сутки. На этом уровне она оставалась до июня 1973 г. С 6 июня до конца 1973 г. взрывы больше не происходили.

За время извержения в 1970-1973 гг. было излито $2,6 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ лавы и выброшено около $1,6 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ пирокластического материала. Общая масса изверженного материала за это время оценивается в $7,3 \cdot 10^7 \text{ т}$.

Сейсмические явления

В период с 10 по 27 мая 1970 г. сейсмологические наблюдения проводились сейсмической станцией "Семячик" (СМЛ), расположенной в 35 км к востоку от вулкана. Три компонента сейсмографов имели увеличение 3000. С 27 мая регистрация велась на сейсмологической станции "Карымская" (в 3,5 км от вулкана) тремя компонентами сейсмографов с увеличением 5000. На сейсмограммах регистрировались воздушные волны от микробарографа. Частотные характеристики сейсмографов и микробарографа показаны на рис.2.

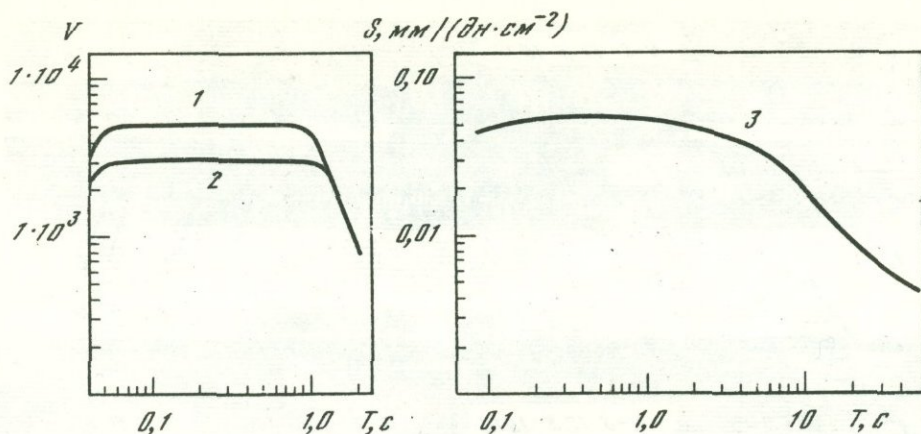


Рис. 2. Частотные характеристики сейсмографов станций "Карымская" (1) и "Семячик" (2) и микробарографа (3)

Проводилась киносъемка взрывов. В 1972 г. была установлена станция земных токов. В конце 1973 г. организованы выносные пункты с увеличением сейсмографов около 80–120 тыс. (см. рис. 1).

На сейсмической станции "Семячик" регистрировались взрывные землетрясения, спазматическое и непрерывное вулканические дрожания (рис. 3). Взрывные землетрясения характеризуются интенсивными поверхностными волнами. Объемные волны выделить трудно. На записи четко выделяются сейсмические волны A (рис. 3, б), вызванные приходом воздушной волны в район станции. Время $A - eP \approx 100$ с.

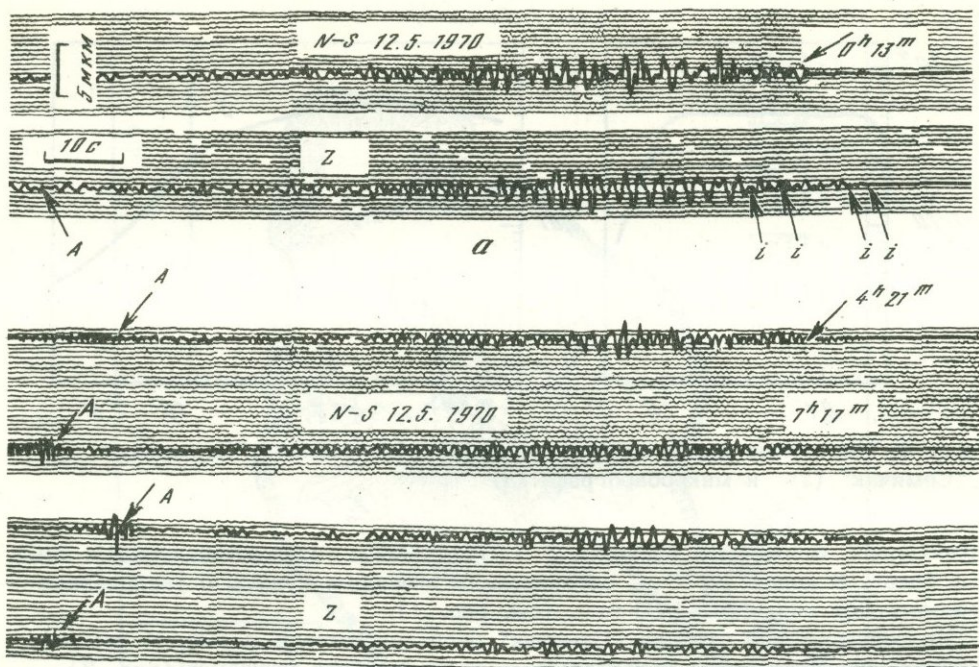
На сейсмической станции "Карымская" регистрировались те же три типа землетрясений, что и в 1966 г. [2,3].

Вулканические землетрясения I типа [5] с $S - P = 0,6 \pm 2,2$ с по характеру записи не отличаются от тектонических. Они имеют четкие вступления P - и S -волн (рис. 4, а). Период максимального смещения $0,1 \pm 0,15$ с. Их эпицентры лежат на расстояниях не более 15 км от вулкана, а очаги - на глубине не более 10 км.

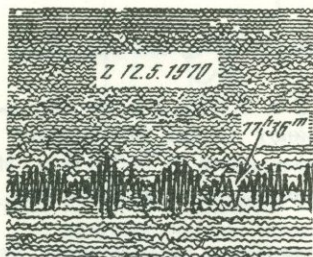
Вулканические землетрясения I типа непосредственно с извержением не связаны. Они происходили небольшими роями. Продолжительность роя от нескольких минут до двух суток. Для каждого роя $S - P$ стабильно. Наиболее сильные землетрясения отмечались на сейсмостанции "Карымская" силой в 3–4 балла (по 12-балльной шкале). Максимальный энергетический класс K землетрясений I типа в 1970–1972 гг. равен $10,2$ ($K = \lg E$, E - энергия землетрясения в джоулях). Наклон графика повторяемости $\gamma = -0,54 \pm 0,09$ ($\lg N = \gamma K + B$). Это значение γ характерно для тектонических землетрясений Камчатки. В 1970 г. (май - декабрь) было отмечено 139 землетрясений с $\bar{K} \geq 5$ и $S - P = 0,9 \pm 2,2$ с, в 1971 г. - 326 ($S - P = 0,6 \pm 2,0$ с) и в 1972 г. - 98 ($S - P = 0,7 \pm 1,8$ с). На рис. 5 приведено распределение во времени частоты землетрясений I типа.

Вулканические землетрясения II типа имеют нечеткие вступления P - и S -волн. Период максимального смещения $0,4 - 0,8$ с. Так как расстояние от станции до вулкана невелико, поверхностные волны выражены слабо, запись короткая (рис. 4, б).

Вулканические землетрясения II типа связаны непосредственно с эксплозивными извержениями вулкана [3]. Перед отдельными сильными взрывами количество землетрясений II типа резко возрастает. Их очаги лежат вблизи выводного канала вулкана на глубинах 1–3 км от дна активного кратера. Вулканические землетрясения II типа связаны с ростом напряжений вокруг выводного канала, вызванных изменением давления в магматической колонне. В дальнейшем они, по-видимому, могут быть использованы для предсказания времени и энергии отдельных сильных взрывов во время эксплозивных извержений.



6



6



2

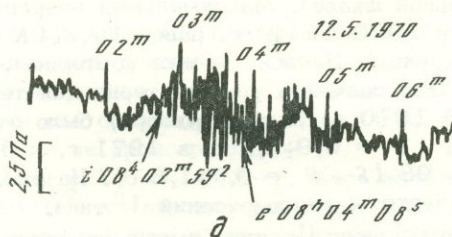


Рис. 3. Копии сейсмограмм землетрясений ("Семячик", $\Delta = 35$ км) и микробарограммы ($\Delta = 130$ км), связанных с пароксизмальным извержением вулкана Карымского в мае 1970 г.

a, б – взрывные землетрясения; *в* – спазматическое вулканическое дрожание; *г* – непрерывное вулканическое дрожание; *д* – микробарограмма воздушных волн

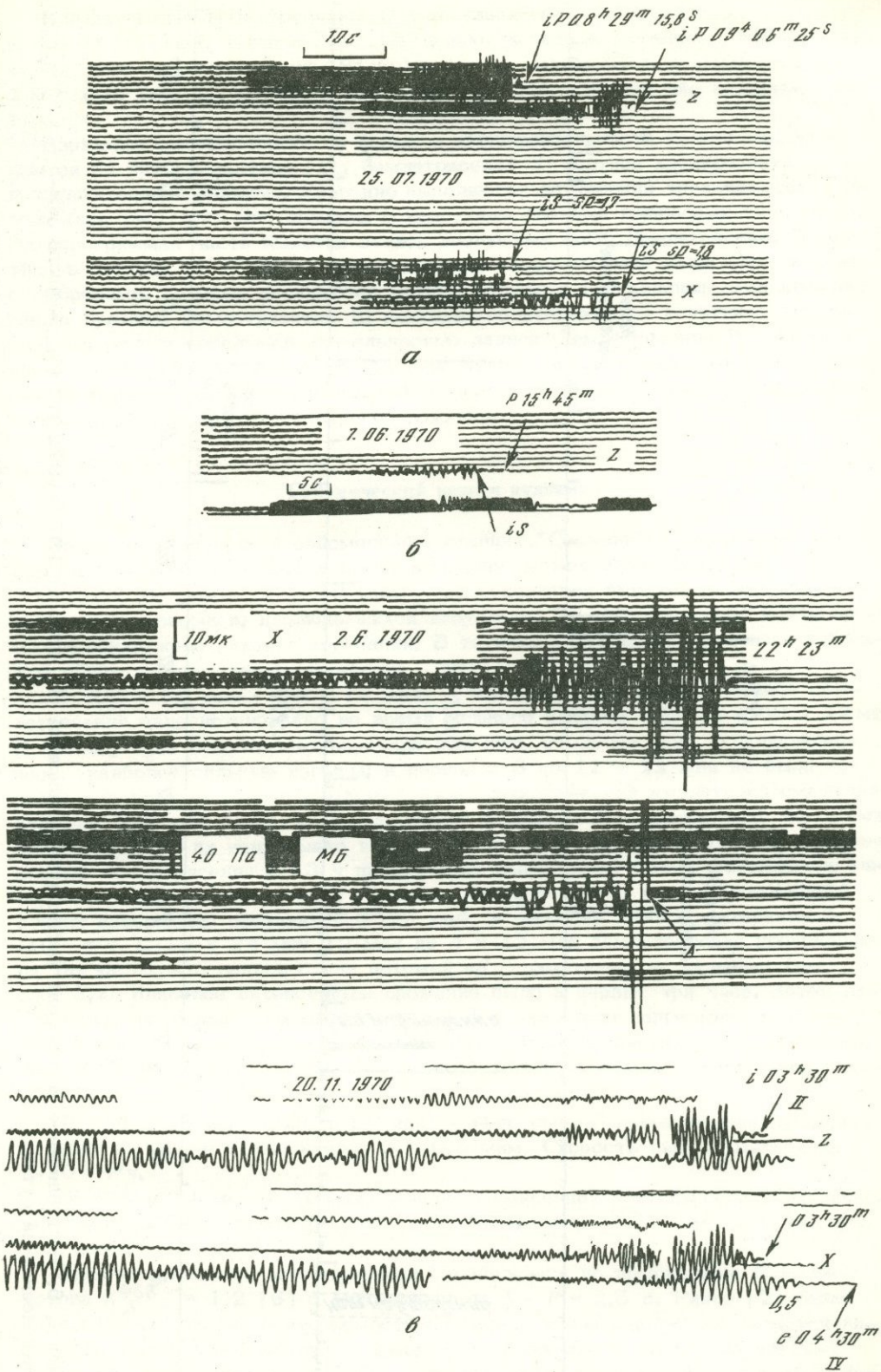


Рис. 4. Копии сейсмограмм вулканических землетрясений, зарегистрированных на сейсмической станции "Карымская"
 а, б - землетрясения I и II типа соответственно; в - взрывные землетрясения I-IV подтипов

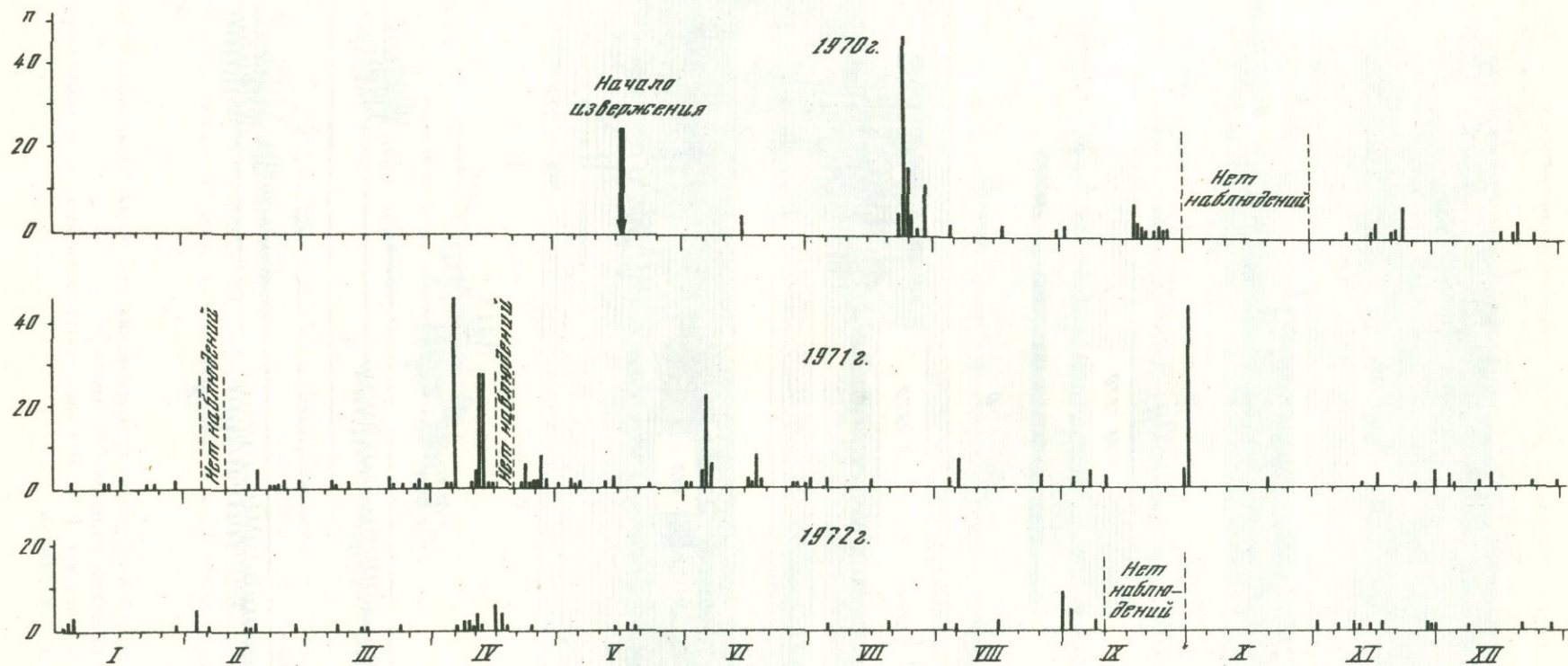


Рис. 5. Распределение во времени частоты землетрясений I типа за 1970-1972 гг. (n - число землетрясений за сутки)

Вулканические землетрясения IV типа (взрывные землетрясения) возникают во время выбросов пепла и газа. Они имеют четкие вступления P -волн. Волну S выделить невозможно. Видимый период максимального смещения 0,7–1,0 с (см. рис. 4, в). Очаги землетрясения лежат вблизи дна активного кратера.

Взрывные землетрясения по форме и продолжительности записи подразделяются на четыре подтипа [2]. Землетрясения I подтипа характеризуются непродолжительной записью. Уверенно выделяются вступления трех–четырех групп волн (см. рис. 4, в). Они связаны с короткими резкими выбросами типа взрыва. На барограммах часто имеется запись воздушных волн. Землетрясения II подтипа в отличие от I имеют длинный шлейф поверхностных волн. Они связаны с выбросами, которые начинаются резким взрывом, переходящим в продувание жерла вулкана. Землетрясения III подтипа характеризуются нечеткими вступлениями волн и небольшой длительностью записи. Землетрясения IV подтипа имеют продолжительную запись поверхностных волн. В отличие от II подтипа они не имеют интенсивной начальной группы волн, запись этих землетрясений напоминает запись вулканического дрожания.

Сейсмический режим вулкана

На основании анализа сейсмограмм станции "Семячик" в начальный период извержения в деятельности вулкана выделено четыре этапа (рис. 6).

I (20 ч 10 мая – 00 ч 12 мая) – возобновление активности вулкана, начало слабых взрывов, наблюдавшихся визуально. На сейсмограммах в это время не обнаружено никаких колебаний. В течение I этапа был выброшен небольшой объем резургентного материала – $(2 \pm 1) \cdot 10^5 \text{ м}^3$.

II (00 ч 12 мая – 04 ч 13 мая) – пароксизм извержения. Первое землетрясение зарегистрировано во время мощного выброса 12 мая в 00 ч 12 мин. В последующие 8 ч зарегистрировано еще пять землетрясений, сопровождавших наиболее сильные взрывы; в период с 8 до 11 ч 12 мая не было зарегистрировано ни одного землетрясения с максимальной амплитудой смещения, большей 0,5 мкм. С 11 ч 12 мая снова появились землетрясения с $A \geq 0,5 \text{ мкм}$, причем частота их непрерывно возрастала и к 16 ч достигла 50 в 1 ч. Более слабые землетрясения с 13 ч происходили непрерывно. Объем ювенильного материала, выброшенного в виде обломков пемзы и пепла, на кульминационной стадии извержения составил $0,0025 \text{ км}^3$, а скорость выноса материала $2 \cdot 10^5 \text{ т/ч}$. С 16 ч 24 мин 12 мая до 4 ч 13 мая землетрясения происходили так часто, что запись стала похожей на спазматическое дрожание (см. рис. 3, в). Наиболее интенсивным дрожание было в первые три часа. Затем его амплитуда постепенно уменьшилась, и к 4 ч оно стало непрерывным. В период спазматического дрожания происходили почти непрерывные взрывы и излияние агломератовых потоков. Скорость выноса материала в этот период оценивается в $8 \cdot 10^5 \text{ т/ч}$.

III (4 ч 13 мая – 23 ч 14 мая) – непрерывное вулканическое дрожание с периодом 1,0 с и амплитудой 0,2–0,5 мкм. Скорость выноса материала $3 \cdot 10^5 \text{ т/ч}$.

IV (23 ч 14 мая – 31 мая) – период умеренной деятельности вулканического типа. Слабые землетрясения регистрировались до 20 мая, а затем прекратились.

Энергия взрывных землетрясений определялась по номограмме С.А. Федотова $K_S^{\Phi 68} = 1,2$ [6] с фиксированным $S - P = 2,5 \text{ с}$. Ранее [2] было показано, что график повторяемости взрывных землетрясений не является линейным. Как показал анализ большого статистического материала 1970–1973 гг., эмпирические распределения взрывных землетрясений близки к нормальному, хотя асимметрия и эксцесс этих распределений отличны от нуля. На рис. 7 приведены гистограммы распределения энергетических классов за июнь – декабрь 1970 г. по подтипам. Нормальный вид распределений энер-

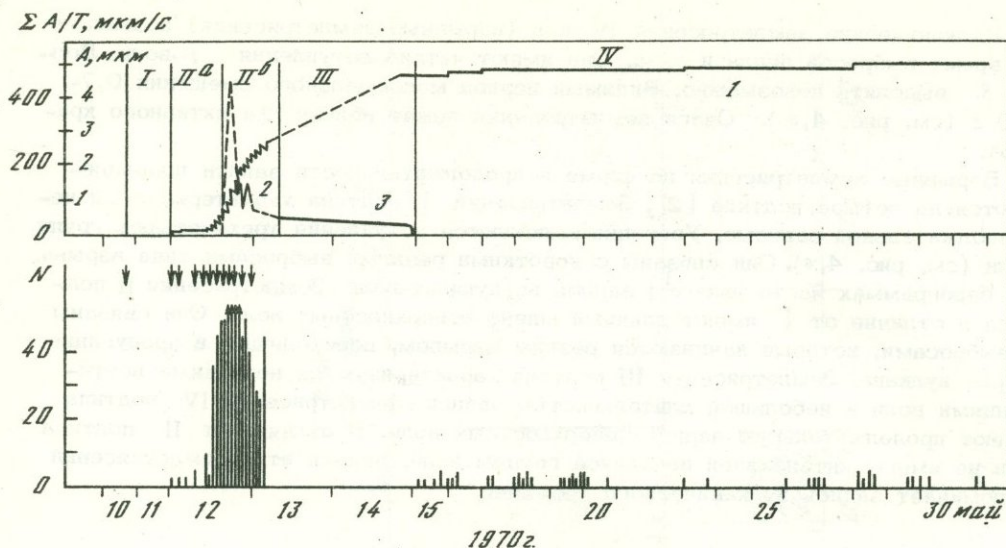


Рис. 6. Характеристики сейсмической активности, связанной с извержением 10-14 мая 1970 г.

1 - приращение условных деформаций - $\Sigma A/T$ - (A - максимальная амплитуда смещения, T - его период); 2, 3 - амплитуды A спазматического и непрерывного вулканического дрожания соответственно; N - число взрывных землетрясений за один час. Стрелками обозначены моменты взрывов 10-12 мая

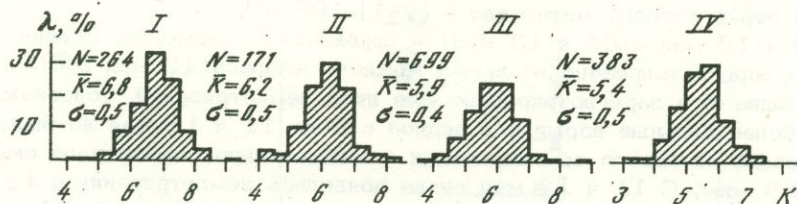


Рис. 7. Гистограммы распределения энергетических классов взрывных землетрясений за 1970 г. по подтипам

гетических классов указывает на существование оптимальных условий возникновения взрыва, которые зависят от скорости поступления материала и ряда других факторов.

В качестве сейсмических характеристик за период с июня 1970 по июнь 1973 г. взяты месячные характеристики: ΣE - суммарная энергия взрывных землетрясений; N - число взрывных землетрясений, сопровождающихся воздушной волной, N_1 - число взрывных землетрясений; N_2 - число землетрясений II типа; \bar{K} - средний энергетический класс взрывных землетрясений (рис. 8).

С июня по август 1970 г. ΣE , N_1 , \bar{K} уменьшаются, а число вулканических землетрясений II типа достигает 500 в месяц. По-видимому, после пароксизмального извержения в мае происходила дегазация лавовой колонны и перераспределение напряжений в конусе вулкана.

С августа 1970 по июль 1971 г. наблюдается синхронное возрастание параметров ΣE , N_1 , \bar{K} и уменьшение N_2 . В этот период происходило возрастание давления в лавовой колонне и рост купола в кратере вулкана. Частота и сила взрывов возрастали. В июне отмечен самый высокий среднемесячный энергетический класс ($\bar{K} = 6,4$). Этот этап извержения можно рассматривать как подготовку ко второму усилению активности вулкана.

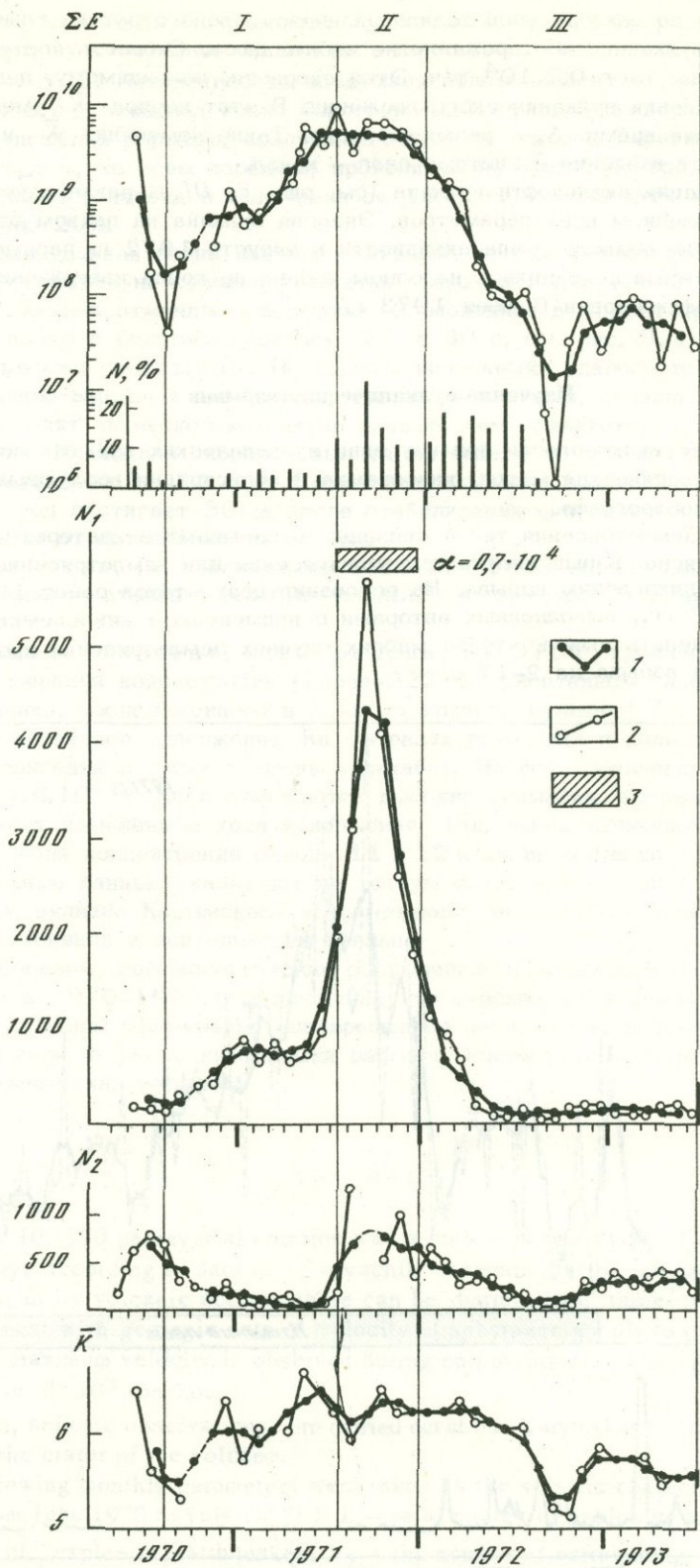


Рис. 8. Сейсмические характеристики извержения вулкана Карымского в 1970-1973 гг.

1 - сглаженные кривые по трехмесячным интервалам; 2 - экспериментальные данные за месяц; 3 - излияние лавовых потоков

С 16 июля до декабря происходило излияние лавового потока глыбового типа, однако вулканическое дрожание не наблюдалось. Скорость поступления материала была $a = 0,7 \cdot 10^4$ т/ч. Этой скорости, по-видимому, недостаточно для возбуждения вулканического дрожания. В этот период \bar{K} уменьшалось до 6,2, в то же время N_2 резко возросло. Такие изменения \bar{K} и N_2 указывают на рост давления в системе очаг – канал.

Этап затухания активности вулкана (см. рис. 8, III) характеризуется синхронным уменьшением всех параметров. Энергия вулкана на данном этапе истощилась. После резкого спада активности в августе 1972 г. параметры сейсмического режима сохранились на одном уровне до конца извержения. Последний выброс зафиксирован 6 июня 1973 г.

Изучение вулканических взрывов

В Институте вулканологии при изучении вулканических взрывов используется сейсмологический метод, киносъемка и регистрация воздушных волн с помощью микробарографа.

Взрывные землетрясения тесно связаны со взрывами в кратере. Однако до сих пор неясно: взрыв вызывает землетрясение или землетрясение способствует возникновению взрыва. На основании результатов работ 1965 [2] и 1970–1973 гг., выполненных авторами с применением киносъемки взрывов, можно сделать вывод, что во многих случаях землетрясения происходят раньше начала взрыва на 2–17 с.

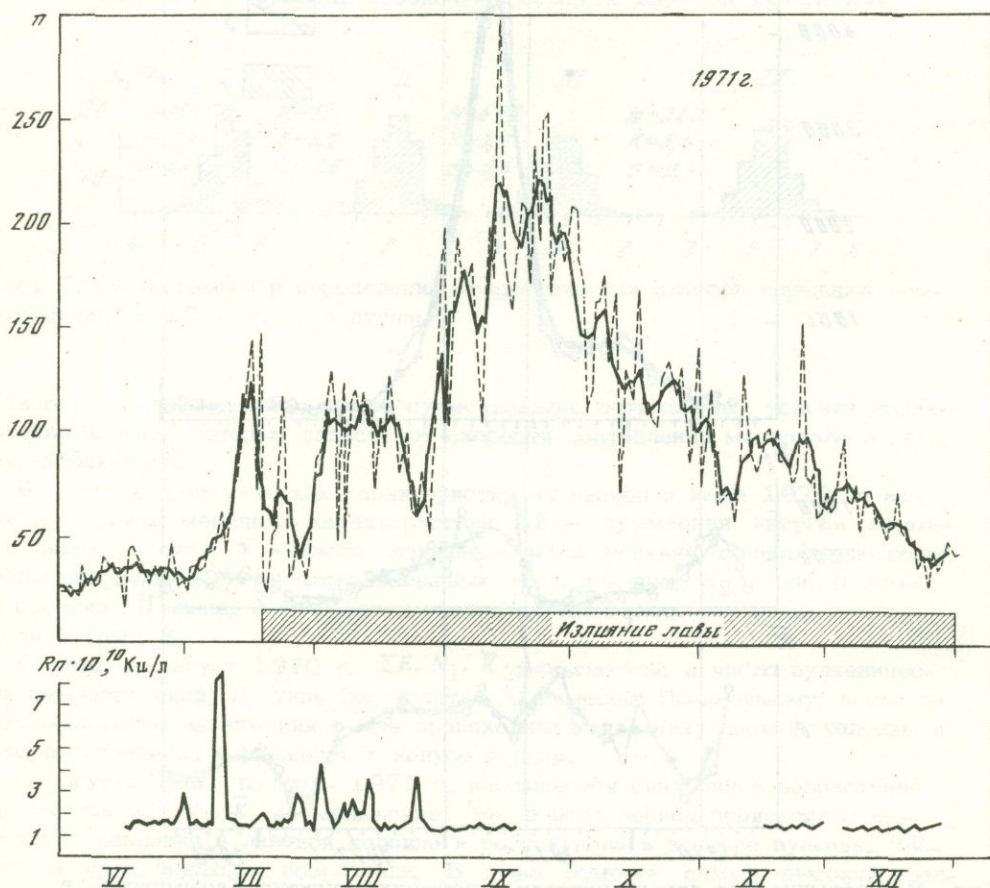


Рис. 9. Сейсмическая активность (число взрывных землетрясений n в сутки) вулкана Карымского (май – декабрь 1971 г.) и содержание радона в спонтанных газах низкотемпературного источника

Воздушные волны от взрывов вулканского типа регистрируются микробарографом, чувствительность которого не менее 1,5 Па/мм в диапазоне частот 0,1–50 Гц. Интенсивность воздушной волны зависит от характера взрыва. На рис. 3, д показана копия барограммы. На рис. 8 приведен график процентного отношения взрывов, воздушные волны от которых зарегистрированы микробарографом, ко всем взрывам, произошедшим в этот период. Во время излияния лавового потока в июле–декабре 1971 г. и после него это отношение достигало 20%.

Воздушная ударная волна наиболее сильных взрывов регистрировалась также и сейсмографами на станции "Семьячик" (см. рис. 3). Кроме того, при некоторых взрывах отмечалось всплытие Z-маятника в момент прохождения воздушной волны с большим периодом ($T = 30$ с, см. рис. 3, д).

Киносъемка взрывов. По данным киносъемки удалось точно зафиксировать начало взрыва и определить, что землетрясения, связанные со взрывами, происходят на несколько секунд раньше, чем появляется облако взрыва над кратером. Начальная скорость вылета материала из кратера при умеренных взрывах составляет 50–80 м/с. Скорость всплывания взрывного облака в начальный период достигает 30, а после стабилизации его подъема – 8–18 м/с в зависимости от интенсивности взрыва.

Земные токи. По наблюдениям в 1972 и 1973 гг. какой-либо связи между взрывами вулкана (слабые взрывы) и земными токами не установлено.

Измерение концентрации радона. В 1971 г. производились ежедневные измерения концентрации радона-222 в спонтанном газе термального источника, расположенного в 3 км от кратера вулкана [7]. На рис. 9 показаны ежедневное содержание Rn в газах источника и количество взрывных землетрясений в сутки за июнь – декабрь. На фоне среднего уровня концентрации $1,6 \cdot 10^{-10}$ Ки/л отмечаются высокие аномалии, которые всегда соответствуют изменениям хода извержения. Так, перед излиянием лавового потока 16 июля концентрация радона 11 и 12 июля возросла до $8,5 \cdot 10^{-10}$ Ки/л.

Приведенные данные указывают на тесную связь концентрации радона с активностью вулкана Карымского и возможность ее использования для предсказания изменений в деятельности вулкана.

Таким образом, сейсмологические наблюдения, выполненные на вулкане Карымском в 1970–1973 гг., показали, что сейсмический режим отражает состояние вулкана. Применение одновременной регистрации сейсмических и воздушных волн, а также киносъемки взрывов исключительно полезны при изучении вулканических взрывов.

ABSTRACT

The May 10 1970 paroxysmal eruption was a start of a new cycle of the Karymsky volcano activity. According to data of "Semyachik" seismic station located 35 km east of the volcano, in its volcanic activity there can be distinguished three stages that are in good agreement with geologic data. A velocity of substance supply to the surface is estimated. The maximum velocity is observed during outpouring of agglomerate flows and is estimated in $8 \cdot 10^5$ ton/hour.

Later on, seismic observations were carried out at the "Karymskaya" seismic station 3,5 km off the crater of the volcano.

The following monthly parameters were taken as the seismic characteristics of the eruption from June 1970 to July 1973: ΣE – total energy of explosive earthquakes; N_1 – the number of explosive earthquakes; N_2 – the number of earthquakes of type II; k – average energy class of explosive earthquakes. The parameters of seismic regime of the eruption describe the character of activity and can serve for forecasting the changes in activity of volcanoes with a long-term period of eruption.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Б.В. Иванов*. Извержение Карымского вулкана в 1962 – 1965 гг. и вулканы Карымской группы, М., "Наука", 1970.
2. *П.И. Токарев, П.П. Фирстов*. Сейсмологические исследования вулкана Карымского. – Бюлл. вулканол. станций, 1967, № 43.
3. *П.И. Токарев, П.П. Фирстов, В.К. Лемзиков*. Сейсмологические исследования на вулкане Карымском в 1966 г. – Бюлл. вулканол. станций, 1969, № 45.
4. *Ю.М. Дубик, Н.В. Огородов, А.И. Абдурахманов и др.* Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымский в мае 1970 г. – Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48.
5. *П.И. Токарев*. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы (1949–1963 гг.). М., "Наука", 1966.
6. *С. А. Федотов*. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., "Наука", 1972.
7. *А.М. Чирков*. Радон в термальном источнике как индикатор состояния Карымского вулкана. Бюлл. вулканол. станций, 1973, № 49.

Д. Симодзуру

ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА АСАМА В 1973 г.

Вулкан Асама, расположенный в центральной части о-ва Хонсю, вновь заработал 1 февраля 1973 г. после одиннадцатилетнего покоя. Эксплозивное извержение началось 1 февраля, затем последовала серия взрывов, и активность прекратилась 26 апреля этого же года.

Вулкан Асама с начала этого века был необычайно активен (рис. 1), поэтому одиннадцатилетний период покоя после извержения в 1961 г. оказался довольно неожиданным.

В период его последней активности сейсмическая сеть Асамской вулканологической обсерватории зарегистрировала множество различных типов вулканических землетрясений — тип *A, B*, эксплозивные, вулканическое дрожание и рои землетрясений на восточном склоне. В этой статье приводятся наиболее интересные сейсмические эпизоды, связанные с активностью вулкана в 1973 г.

Сейсмическая сеть и расположение сейсмометров Асамской вулканологической обсерватории (АВО)

Сейсмические пункты и главные сейсмометры АВО показаны на рис. 2. Установленные в подземных камерах сейсмометры передают сигнал по подземному кабелю в обсерваторию. Некоторые сведения о сейсмической аппаратуре, используемой в обсерватории и на ее пунктах, а также о самих пунктах приводятся в табл. 1 и 2.

Характеристики извержения

В табл. 3 приводятся основные данные об извержении: кинетическая энергия эксплозий, магнитуда и энергия землетрясений, связанных с эксплозиями, и двойная амплитуда воздушных волн. Расчет кинетической энергии производился по максимальным амплитудам смещений грунта при эксплозивных землетрясениях по эмпирической формуле Т.Минаками.

Предвестники первого взрыва 1 февраля

Хорошо известно, что количество близповерхностных вулканических землетрясений увеличивается перед извержением. Как показано на рис. 3, с середины декабря 1972 г. ежедневное количество землетрясений типа *B* увеличивалось с одновременным увеличением количества землетрясений типа *A*. Приведены также данные о размере вулканического облака из вершинного кратера, который оценивается по шкале АВО. Непосредственно перед извержением количество землетрясений типа *B* заметно уменьшилось, стало ниже

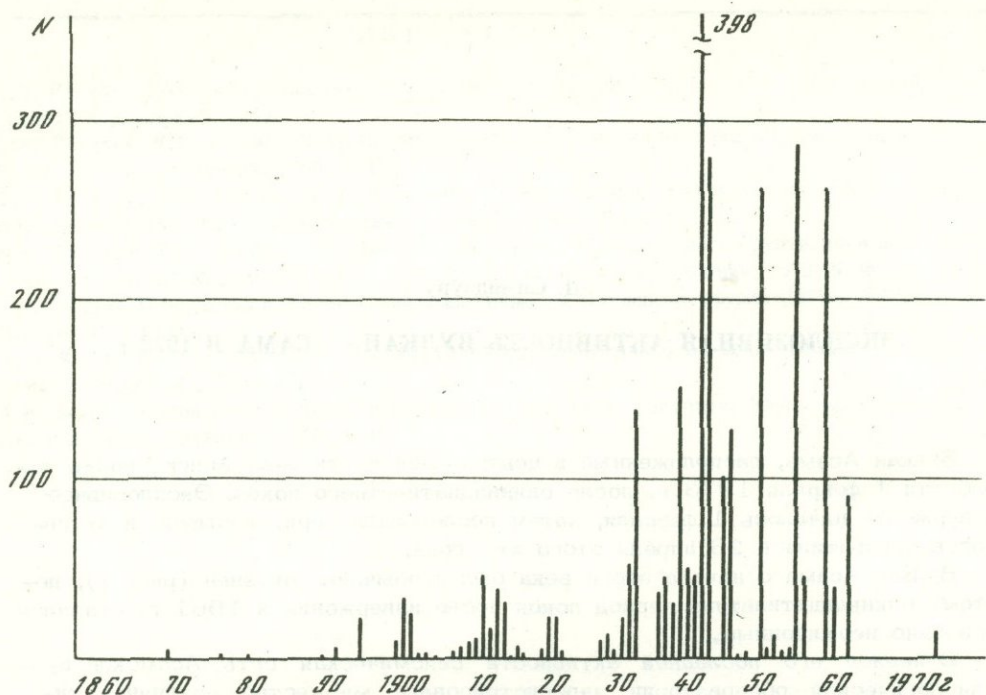


Рис. 1. Ежегодное распределение извержений N вулкана Асама с 1860 г.

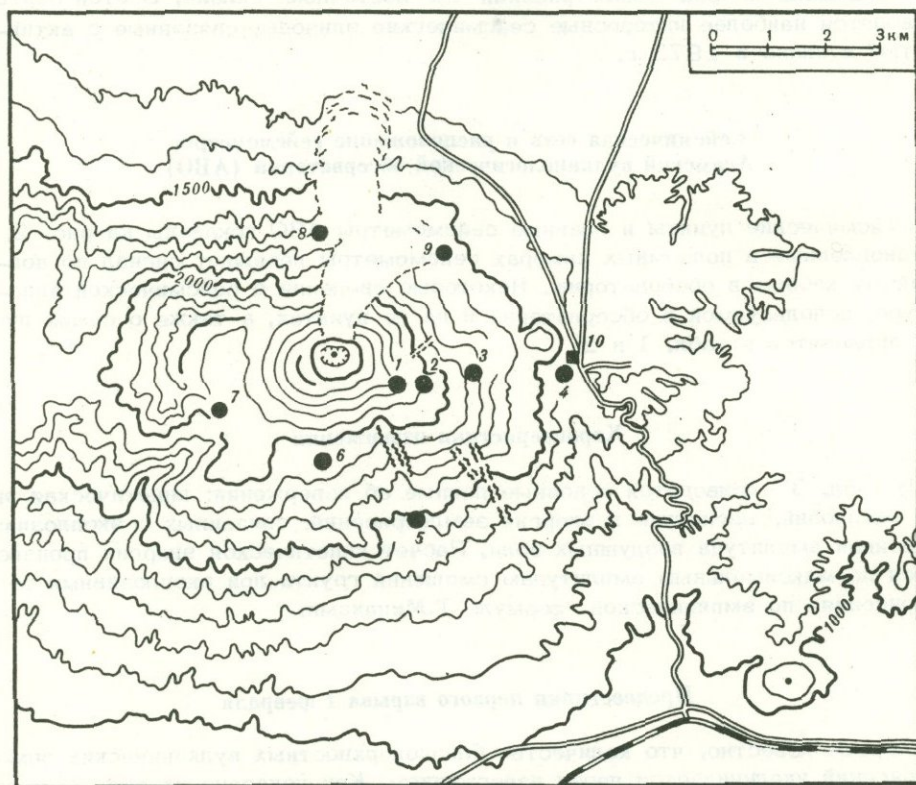


Рис. 2. Расположение сейсмометров и Асамской вулканологической обсерватории

1 - Син Худзимидзака; 2 - Худзимидзака; 3 - Саннотори; 4 - Наканодзава; 5 - Хотокейва; 6 - Секисонсан; 7 - Гиппаяма; 8 - Онисидаси; 9 - Куромамегавара; 10 - Асамская обсерватория

Таблица 1

Расположение Асамской вулканологической обсерватории и ее сейсмических пунктов

Станция	Долгота	Широта	Высота, м	Горизонтальное расстояние от кратера, м
Син Худзимидзака	138° 32' 09"	36° 23' 57"	2256	1230
Худзимидзака	138 32 28	36 23 57	2232	1653
Саннотори	138 33 06	36 24 05	1825	2540
Наканодзава	138 34 11	36 24 02	1382	4160
Хотокейва	138 32 23	36 22 37	1462	3350
Секисонсан	138 31 15	36 23 12	1869	1950
Гиппаяма	138 30 00	36 23 40	2033	2388
Ониосидаси*	138 31 19	36 25 19	1710	1988
Куромамегавара	138 32 44	36 25 12	1557	2638
Обсерватория	138 34 20	36 24 04	1406	4380

* Расположение Ониосидаси определено с небольшой поправкой.

Таблица 2

Сейсмическая аппаратура Асамской вулканологической обсерватории

Станция	Компоненты	Период сейсмометра, с	Увеличение
Обсерватория	3*	1	350
	1H	1	50
Син Худзимидзака	1V	1	4000
Худзимидзака	1V, 1H*	1	4000
Саннотори	3*	1	4000
	1V	1	4000
Наканодзава	3*	5	4000
Хотокейва	1V, 1H*	1	4000
Секисонсан	1V, 1H*	1	4000
Гиппаяма	1V	1	4000
Ониосидаси	1V*, 1H*	1	4000
Куромамегавара	1V, 1H*	1	4000

Примечание. В АВО использовали механический сейсмограф Исимото, на остальных станциях - электродинамический сейсмометр; в качестве записывающей системы везде пользовались закопченной бумагой.

* Обычные наблюдения. Другими сейсмометрами сигналы подавались на осциллограф или на записывающее устройство для временных наблюдений.

обычного уровня. По повышению сейсмической активности и изменению размера газового вулканического облака перед извержением период с середины декабря 1972 г. до конца января 1973 г. может быть определен как предэруптивная стадия.

Перед каждым следующим взрывом первыми появляются землетрясения типа А, за которыми следуют часто возникающие землетрясения типа В. Такая закономерность наблюдалась при всех эксплозиях, за исключением случая с серией слабых взрывов 16-18 февраля, происходивших с интервалом в 20-60 с.

Таблица 3

Характеристики эруптивной активности вулкана Асама в 1973 г.

Эксплозивные извержения			Эксплозивные зем- летрясения		Воздушные волны* мбар	Примечание
Дата	Время, ч мин с	Кинети- ческая энергия, 10^{18} эрг	Магнитуда	Энергия, 10^{14} эрг		
1. II	19 20 26	12	2,7	62	4,1	Слабое извер- жение
5. II	22 27					
6. II	16 27 20	1,8	1,8	3,2	0,1	Слабое извер- жение
	16 32	1,0	1,5	1,1		
9. II	08 58 40					"
10. II	16 25					Слабое извер- жение
11. II	04 20 34	1,5	1,7	2,1	0,4	
	17 09 10					
14. II	11 35 31	2,0	1,9	3,8		Слабые извер- жения
15. II	16 56 42	4,3	2,2	13	1,8	
{ 16. II	07 00					{ Серия слабых извержений
{ 18. II	21 00					
20. II	09 47 43	10	2,6	47	2,3	Слабые извер- жения
9. III	16 59					
10. III	08 30 56	16	2,8	98	0,9**	
18. IV	03 15 34	8,4	2,5	37	3,7	
26. IV	10 03 58	4,6	2,2	14	3,0	

* Значения для воздушных волн получены с помощью метеостанции Каруйдзава.

** На Асамской вулканологической обсерватории амплитуда воздушной волны 10 марта была равна 2,7 мбар.

Эксплозивные землетрясения

Землетрясения, связанные с эксплозивным извержением, хорошо регистрировались сейсмографами ($T=5$ с), увеличение которых было равно 500. Каждое эксплозивное землетрясение характеризовалось длиннопериодными волнами в начале записи, чем они заметно отличались от тектонических землетрясений. На графике зависимости амплитуды колебаний от периода (рис. 4) видно, что максимальные амплитуды колебаний лежат в интервале периодов $T=1,6 \div 2,0$ с. Это основная особенность и важнейший факт для понимания эксплозивных извержений.

Землетрясения типа В

Землетрясения типа В обычно характерны для андезитовых вулканов, они регистрируются, хотя и в небольшом количестве, даже в стадии покоя. Поэтому крайне необходимо уяснить различия в происхождении сейсмических волн в стадии покоя и в эруптивную стадию. Это позволит перевести предсказание извержений на количественную основу и лучше понять механизм извержений.

Спектральное изучение землетрясений типа В показало, что для предэруптивной стадии и для стадии покоя преобладающие периоды равны соответственно 0,5 и 0,8 с. Другими словами, на предэруптивной стадии по сравнению со стадией покоя доминируют высокочастотные колебания.

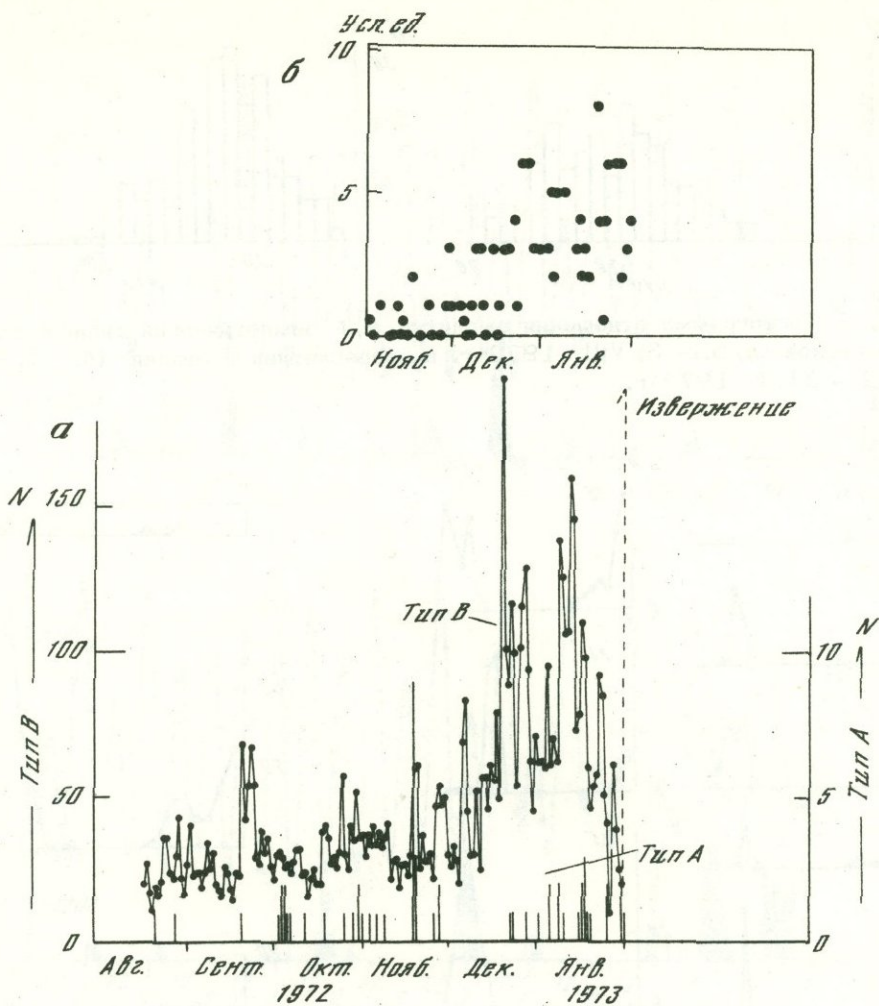


Рис. 3. Ежедневное распределение N землетрясений типов А и В (а) и размер вулканического облака, наблюдавшегося на Асамской обсерватории (б)

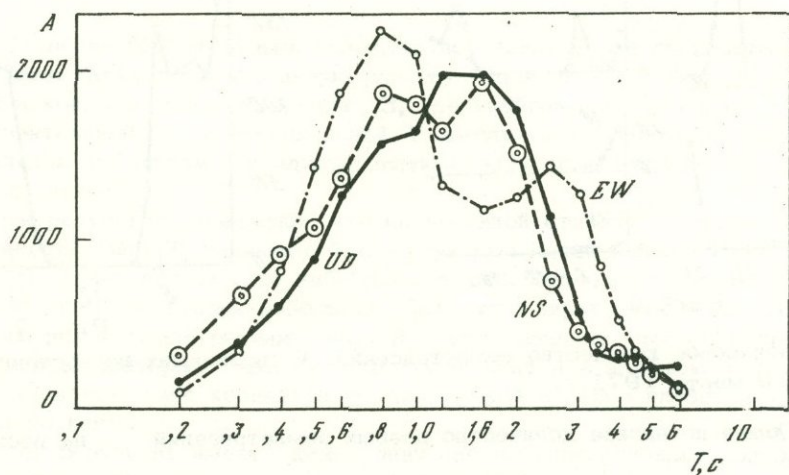


Рис. 4. Зависимость максимальной амплитуды A от периода эксплозивного землетрясения 10 марта 1973 г.

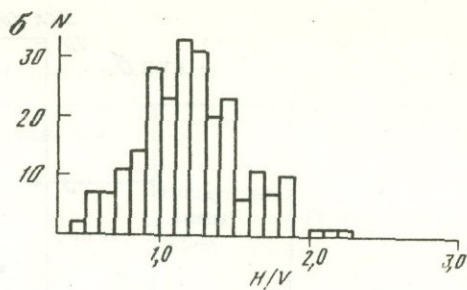
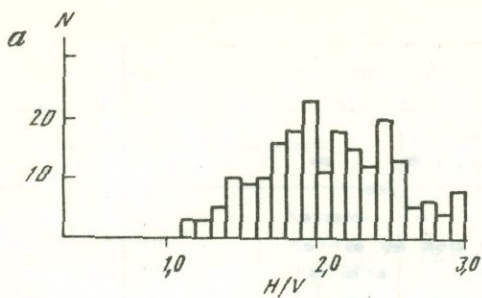


Рис. 5. Гистограмма отношения амплитуд H/V землетрясений типа В для периода покоя (а) 6.I - 3.VIII 1972 г. и предеруптивной стадии (б) 1.XII 1972 - 31.I 1973 г.

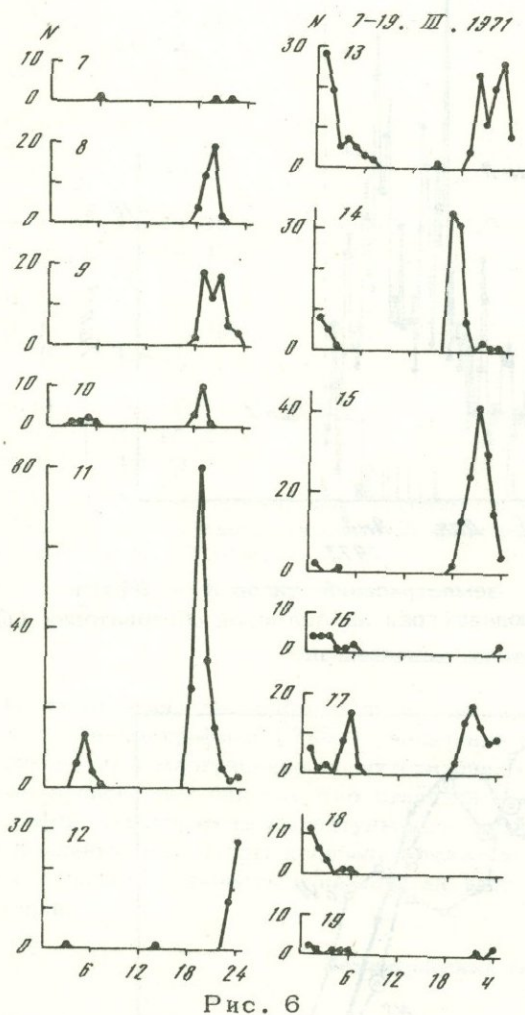


Рис. 6

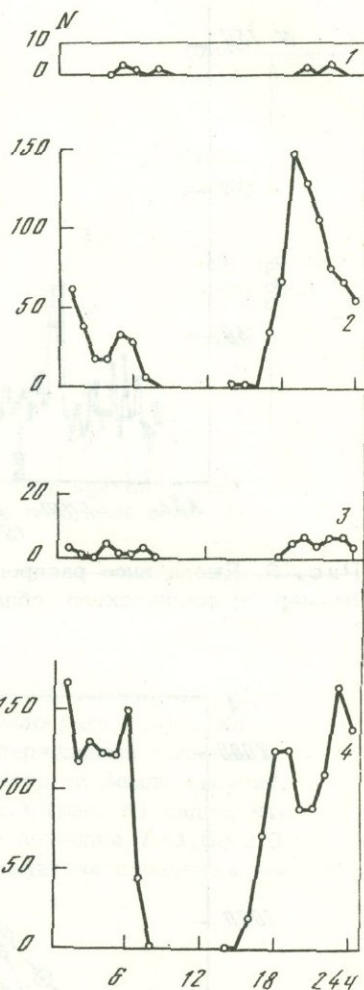


Рис. 7

Рис. 6. Почасовое количество землетрясений N , возникших на восточном склоне 7-19 марта 1971 г.

Рис. 7. Общее почасовое количество роевых землетрясений на восточном склоне

1 - 5-25. III 1970; 2 - 6-20. III 1971; 3 - 22. II-15. III 1973; 4 - 7. II-27. III 1973 г.

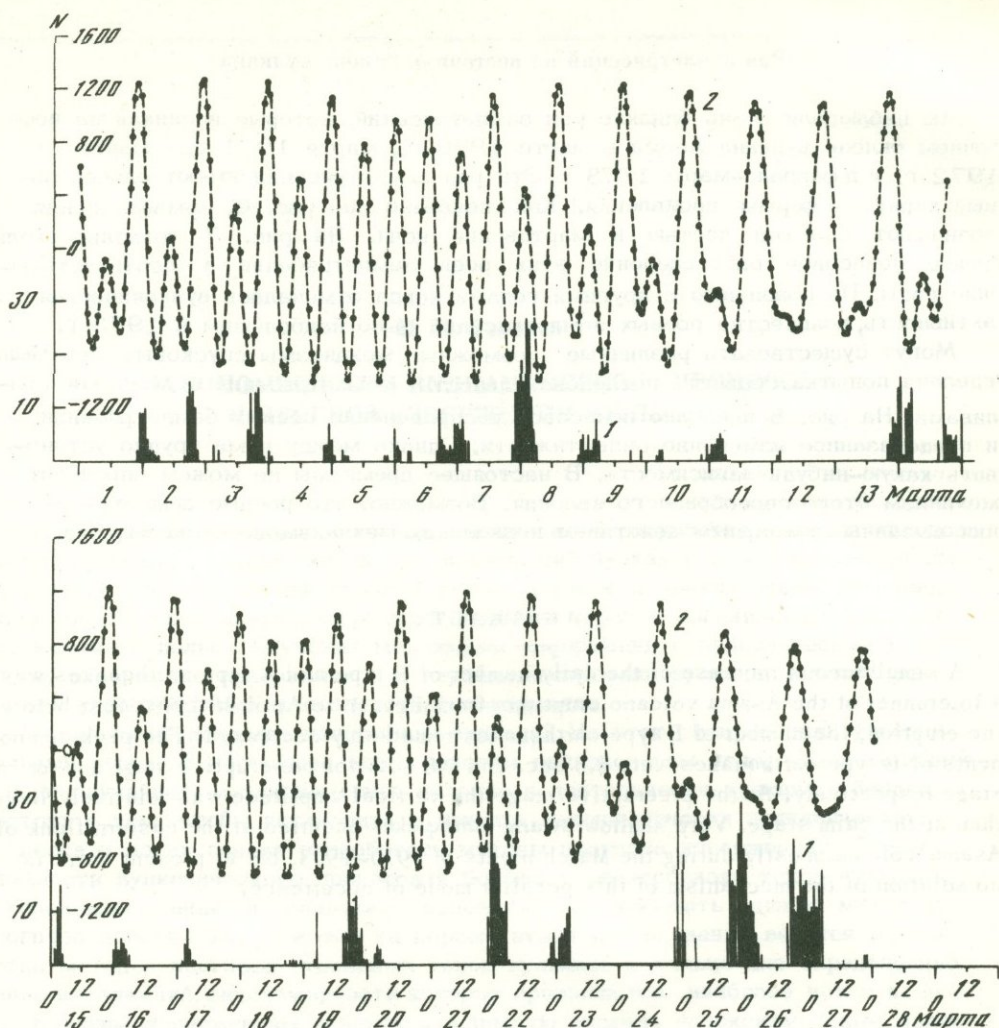


Рис. 8. Почасовое распределение роевых землетрясений N на восточном склоне вулкана Асама за март 1973 г. (1) и соответствующее вычисленное изменение силы тяжести (2) в микрогалах (цифры справа от оси)

Сравнение максимальных амплитуд вертикального и горизонтального сейсмографов также показало явную разницу между предэруптивной стадией и стадией покоя, как показано на рис. 5, где изображена гистограмма отношений горизонтальной H и вертикальной V амплитуд в Саннотори. Видно, что вертикальная амплитуда в предэруптивную стадию относительно больше, чем в стадию покоя.

Эти результаты означают, что на активной стадии фокальная область землетрясений типа B занимает более глубокую часть канала. Если фокальная область лежит глубоко, то наблюдаемые сейсмические волны не искажаются поглощением благодаря небольшой мощности пирокластических отложений. В стадию покоя землетрясения типа B могут возникать непосредственно под вершинным кратером. Наоборот, миграция магмы в верхнюю часть вулканического тела вызывает концентрацию напряжений в более глубокой части вертикального канала.

Этот результат имеет важное значение для предсказания извержений. Но чтобы говорить более конкретно, необходимо производить определение координат гипоцентров землетрясений типа B как для предэруптивной стадии, так и для стадии покоя.

Рои землетрясений на восточном склоне вулкана

Мы наблюдали очень близкие рои землетрясений, которые возникли на восточном склоне вулкана Асама в марте 1970 г., марте 1971 г., марте 1972 г. и в феврале-марте 1973 г. Эти рои землетрясений имеют своеобразный характер формы проявления. Как показано на рис. 6, землетрясения возникают большей частью в мартовские ночи. На рис. 7 показано скользящее почасовое распределение этих роев землетрясений в соответствующие годы. По сравнению с другими годами, когда отмечалась вулканическая активность, количество роевых землетрясений было наибольшим в 1973 г.

Могут существовать различные возможные механизмы спусковых сил. Была сделана попытка сравнить последовательность землетрясений с земными приливами. На рис. 8 показано почасовое распределение роевых землетрясений и предсказанное изменение силы тяжести. Однако между ними трудно установить какую-нибудь зависимость. В настоящее время мы не можем определить механизм этого своеобразного явления. Возможно, что роевые землетрясения вызваны суммарным действием нескольких механизмов спусковых сил.

ABSTRACT

A simultaneous increase of the daily number of B type and A type earthquakes was a forerunner of the Asama volcano eruptions from Feb. 1 to April 26 1973. Just before the eruption, the number of B type earthquakes remarkably decreased. The peak components of B type earthquakes were 0.5 sec. and 0.8 sec. for pre-eruptive stage and for calm stage respectively. At the preeruptive stage the vertical amplitude was relatively larger than at the calm stage. Very shallow swarm earthquakes occurred at the eastern flank of Asama Volcano mostly during the March nights of 1970-1973, but at present there is no solution of the mechanism of this peculiar mode of occurrence.

П. И. Токарев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И ПРОГНОЗ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ

Одной из важных задач вулканологии является разработка методов прогноза места, времени, энергии, характера извержений вулканов и вулканической опасности. Прогноз извержений имеет большое научное и практическое значение. Возможность предвидеть извержение позволит заранее организовать систему наблюдений с целью получения максимума информации о вулканическом процессе, о динамике извержения и о глубинном строении вулкана, а также избежать катастрофических последствий извержения.

Можно ли предсказать извержение вулкана? На этот вопрос дали утвердительный ответ. В настоящее время многим вулканологам ясно, что извержение — это не случайное, а закономерное явление в деятельности вулкана. Задача состоит в том, чтобы установить и изучить закономерности вулканического процесса и на их основе разработать методы прогноза извержений. Ввиду сложности вулканического процесса и большого разнообразия типов вулканов и типов извержений, по-видимому, невозможно разработать единую методику прогноза извержений. Поэтому на первом этапе исследований ведется разработка методов прогноза отдельных типов вулканов и только для определенных типов извержений, закономерности которых проявляются наиболее четко и ясно. К таким извержениям относятся в первую очередь пароксизмальные извержения полигенных центральных вулканов, которые происходят довольно часто и наносят наибольший урон населению. Разработку методов прогноза извержений необходимо вести по двум направлениям: 1) методы долгосрочного прогноза активности вулканов и 2) методы краткосрочного прогноза извержений.

Долгосрочный прогноз активности вулканов должен включать оценку вероятности того или иного состояния вулкана в отдельные интервалы времени и оценку вулканической опасности на десятки, а возможно, и сотни лет вперед.

Краткосрочный прогноз извержений вулканов должен включать определение места, времени, энергии и характера извержений, а также оценку опасности, которую представляет извержение.

Некоторые закономерности вулканического процесса

Большинство современных исследователей считают, что вулканизм связан с процессами, происходящими в верхней мантии Земли и ведущими к образованию очагов магмы, которая по трещинам и каналам поднимается к поверхности Земли. К образованию очагов магмы могут приводить вертикальные движения веществ верхней мантии, аномальный приток тепла в отдельных областях верхней мантии или другие физико-химические процессы, происходящие на глубине. Продолжительность деятельности отдельных вулканов, составляющая $10^5 - 10^6$ лет, указывает, что эти процессы протекают в течение длительного времени. Оценка максимального объема магматического очага можно

сделать, предположив, что на поверхность Земли выходит избыточный объем в вещества, получающийся в результате плавления твердых пород и составляющий около 5% от первоначального объема вещества. Объем изверженных продуктов отдельных вулканов достигает $10^2 - 10^4$ км³. Следовательно, объем магматических очагов может быть порядка $10^3 - 10^5$ км³, что соответствует объему шара с радиусом порядка 5-30 км. Возможная глубина образования первичных очагов магмы различными исследователями оценивается в 50-300 км.

В процессе плавления породы области магматического очага образуется избыточная магма, которая выходит на поверхность земли при извержениях. Отношение избыточного количества магмы ко времени, за которое оно образовалось, назовем расходом вулкана. Средний расход вулкана α оценивается по количеству магматического вещества, поступающего на поверхность земли при извержениях вулканов $\alpha = \Sigma m_i / \Sigma t_i$, где m_i - масса материала при i -м извержении, а t_i - интервал времени между началами двух извержений.

Анализируя отложения рыхлого пирокластического материала в районе вулкана Шивелуч, И.И. Гушенко [1] пришел к выводу, что ритм сильных извержений с выбросом материала порядка $10^9 - 10^{10}$ т выдерживается в масштабе тысячелетий. При этом среднегодовое поступление всей массы магматического вещества вулкана Шивелуч составляет $4 \cdot 10^7$. Подобный вывод сделал и К. Накамура [2] при исследовании отложений на вулкане Осима за 500-1800 гг. Среднегодовое поступление магматического материала здесь составляет $5 \cdot 10^6$ т.

Анализ извержений вулканов Сакурадзима, Мияке, Токати, Мауна-Лоа и Килауэа в историческое время показывает, что поступление вещества на поверхность Земли происходит в среднем равномерно во времени. Отсюда можно сделать вывод, что вещество при извержениях полигенных центральных вулканов поступает в среднем равномерно во времени в течение нескольких сотен и тысяч лет, а это означает, что магма в очаге вулкана генерируется с постоянной скоростью. У разных вулканов расход различен и варьирует от $8 \cdot 10^5$ (вулкан Мияке) до $8 \cdot 10^7$ т/год (вулкан Мауна-Лоа), а возможно, и в больших пределах.

Однако возникает вопрос, почему при постоянной скорости генерации магмы извержения происходят дискретно, а их энергия у одного и того же вулкана варьирует в больших пределах. Причину этого мы видим в условиях выхода вещества на поверхность Земли, которые периодически изменяются. Во время

сильного извержения давление в выводящем канале снижается до нормального, равного гидростатическому, а в верхней части выводного канала образуется лавовая пробка, закупоривающая выводной канал. Для того чтобы произошло следующее извержение, должна быть разрушена лавовая пробка, а для этого требуется значительное давление магмы в выводящем канале. Расчеты, сделанные по скорости вылета материала из кратера во время взрыва, показывают, что давление в верхней части выводного канала перед извержениями достигает нескольких сотен [3] и даже тысяч атмосфер [4].

При закрытом жерле вулкана и непрерывной генерации магмы в магма-

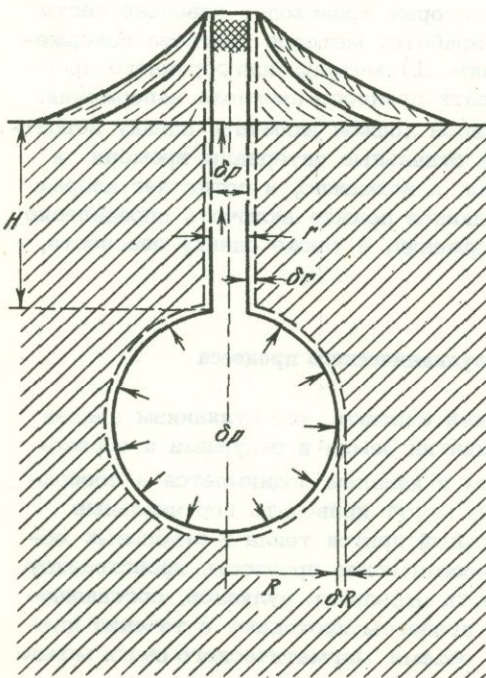


Рис. 1. Схематическая модель вулкана

тическом очаге давление в системе магматический очаг – выводной канал будет непрерывно возрастать. При этом магма в системе будет сжиматься, а объем магматического очага и выводного канала увеличивается за счет упругой деформации окружающих твердых пород. Таким образом, в системе будет постепенно накапливаться избыточное количество магмы, которое при извержении выйдет на поверхность земли.

Произведем оценку возможного накопления магмы в системе, для чего рассмотрим простейшую модель вулкана (рис. 1): выводной канал имеет цилиндрическую форму с радиусом r и глубиной H ; нижняя часть канала соединена с магматическим очагом радиуса R ; верхняя часть канала закрыта лавовой пробкой; канал и очаг заполнены магмой с малой вязкостью, с плотностью ρ и коэффициентом сжимаемости k ; твердые породы, окружающие выводной канал, имеют модуль Юнга E и коэффициент Пуассона σ .

В начальный момент t_0 (сразу же после извержения) вулкан находится в равновесном состоянии, а давление в системе нормальное, т.е. избыточное давление равно нулю. Приняв средний расход вулкана постоянным и равным a , получим изменение массы в системе за время δt , $\delta m = a \delta t$. Решая задачи Ламе для цилиндра и сферы [5] и учитывая сжимаемость магмы, получаем соотношение между изменением массы магмы и изменением давления (δP) в системе при закрытом жерле

$$\delta m = a \delta t = \pi \rho \left[2 \frac{1 + \sigma}{E} (Hr^2 + R^3) + k(Hr^2 + \frac{4}{3}R^3) \right] \delta P. \quad (1)$$

Так как упругие контакты пород с увеличением глубины залегания изменяются мало [6], для земной коры и верхней мантии можно принять как средние значения $E = (1,2 \pm 0,6) \cdot 10^{11}$ Па и $\sigma = 0,27 \pm 0,03$, а для магмы – $\rho = 2,8 \pm 0,3$ г/см³ и $K = (\pm 0,5) \cdot 10^{-11}$ Па⁻¹. Примем $H = 50$ км и $r = 0,5$ км. Результаты расчета избыточной массы магмы, которая может накапливаться в системе магматический очаг – выводной канал при взятых выше значениях величин в зависимости от избыточного давления δP , Па, и радиуса магматического очага R , км, приведены в таблице.

R, км	$\delta m, \text{т}$		
	$\delta P = 10^6$	$\delta P = 10^7$	$\delta P = 10^8$
5	$4 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^9$
10	$3 \cdot 10^8$	$3 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{10}$
20	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{10}$	$2 \cdot 10^{11}$
30	$8 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{10}$	$8 \cdot 10^{11}$

При извержениях различной энергии количество выбрасываемого материала на поверхность Земли варьирует в больших пределах: от незначительного количества при слабых извержениях до $2 \cdot 10^{11}$ т при катастрофических [7]. Из таблицы следует, во-первых, что наблюдаемые количества материала при извержениях могут накапливаться в магматических очагах и, во-вторых, что даже при небольших изменениях давления возможно накопление в системе значительного количества магмы. Это позволяет применить предлагаемый метод объяснения механизма извержений и для базальтовых вулканов с открытым каналом, таких, как вулкан Килауэа, где избыточное давление получается за счет повышения уровня магмы в кратере, а извержения происходят в основном при открытии трещин в конусе вулкана.

В деятельности многих вулканов наблюдается определенная цикличность. После большого (пароксизмального) извержения кратер вулкана очищается от заполняющих его продуктов. Затем происходит серия более слабых (межпаро-

клизмальных) извержений, в результате которых кратер снова постепенно заполняется твердыми и рыхлыми продуктами. По мере заполнения кратера закупорка выводного канала постепенно увеличивается и создаются условия для нового пароклизмального извержения. Таким образом, наблюдается определенная закономерность изменения состояния вулкана. Совокупность процессов, в результате которых вулкан возвращается к одному и тому же или близкому к нему состоянию, — мы называем циклом активности, а их продолжительность — периодом цикла активности.

Для каждого вулкана существует определенная предельная прочность лавовой пробки, которая зависит от формы, высоты и типа вулкана, скорости генерации магмы, а также от ее физико-химических свойств. Следовательно, для каждого вулкана существует предельное давление P_{II} , которое может возникать в его канале, и предельная масса m_{II} , которая может накапливаться в магматическом очаге. Следует заметить, что в реальных условиях предельная прочность лавовой пробки не остается одной и той же, а изменяется в каких-то пределах. Однако эти изменения незначительны. Следовательно, и значения P_{II} и m_{II} изменяются в каких-то пределах P_1 и P_2 , m_1 и m_2 , причем эти изменения также незначительны. Поскольку P_{II} изменяется незначительно, при постоянной скорости генерации магмы пароклизмальные извержения происходят с определенной периодичностью и интервалы между ними T_i изменяются в небольших пределах. Эта закономерность может быть использована для долгосрочного прогноза пароклизмальных извержений.

Из приведенной выше зависимости (1) следует, что при постоянной скорости генерации магмы в закрытом жерле вулкана давление в системе возрастает равномерно во времени. При давлении P_{II} , способном разрушить лавовую пробку, произойдет извержение, и давление в системе снизится до нормального. Затем давление в системе снова начнет возрастать, достигая значения P_{II} и снова произойдет извержение. Таким образом, извержения будут периодически повторяться, система будет работать в релаксационном режиме.

Пароклизмальные извержения, когда лавовая пробка полностью разрушается и происходит полное открытие выводного канала, происходят при $P_1 \leq P \leq P_2$. В этом случае наступает полная разрядка напряжений и давление в системе снижается до нормального. Межпароклизмальные (слабые) извержения, когда происходит частичное открытие канала и давление в системе не снижается до нормального, происходят при $P < P_1$. Качественная картина изменения во времени

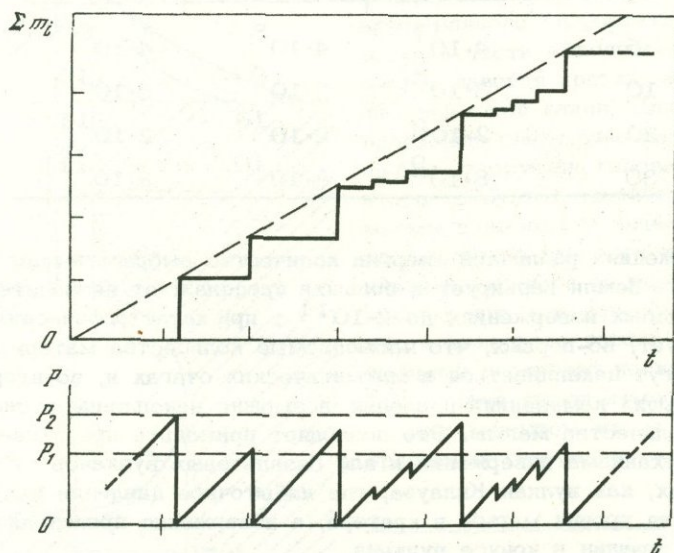


Рис. 2. Качественное изменение во времени давления P в очаге вулкана и кумулятивный график изверженного материала Σm_i при постоянной скорости генерации магмы a

давления P в системе и кумулятивный график изверженного материала Σm_i ; при постоянной скорости генерации магмы a приведены на рис. 2. Кумулятивный график изверженного материала, приведенный на рисунке, подобен графикам, построенным по материалам наблюдений.

При постоянной скорости генерации магмы избыточное давление в системе магматический очаг – выводной канал постепенно возрастает. По мере роста давления возрастают напряжения и упругие деформации в твердых породах, окружающих магматический очаг и выводной канал. При возрастании напряжений изменяются физические свойства пород, а при достижении предела прочности начинается частичное разрушение пород. Вблизи верхней части выводного канала, особенно в конусе вулкана и лавовой пробке, прочность пород значительно меньше, а гетерогенность больше, чем в земной коре. Поэтому в этой части происходят наибольшие изменения физических свойств пород. Здесь же должны наблюдаться и большие деформации, а разрушение пород начинается раньше, чем на больших глубинах. Таким образом, наибольшие изменения физического поля вулкана должны наблюдаться в конусе вулкана и лавовой пробке. Эти изменения могут быть зарегистрированы и использованы для краткосрочного прогноза извержений.

Долгосрочный прогноз активности вулканов

Физической основой долгосрочного прогноза активности вулканов является в среднем равномерное во времени поступление на поверхность Земли материала из глубин ($a = \text{const}$) в течение длительного времени, а также постоянство предельной прочности лавовой пробки для данного вулкана. На основе детального анализа прошлых извержений можно определить средний расход вулкана a и среднюю предельную массу изверженного материала m_{Π} при пароксизмальных извержениях. Из зависимости $m_{\Pi} = aT$ можно определить период цикла активности T и рассчитать возможное время следующего пароксизмального извержения. Следует заметить, что для большинства вулканов количественные оценки изверженного материала производятся сравнительно недавно, поэтому в большинстве случаев трудно оценить предельную массу изверженного материала m_{Π} . Более полные данные имеются о датах извержений. По ним для многих вулканов можно определить средний период цикла активности T и на его основе дать долгосрочный прогноз активности. Однако в этом случае иногда бывает трудно выделить пароксизмальные извержения и уверенно определить T .

Так как предельная прочность лавовой пробки может изменяться в некоторых пределах, предельная масса m_{Π} и период цикла активности T отдельных извержений имеют отклонение от средних значений \bar{m}_{Π} и \bar{T} . На основе анализа периодов циклов активности было установлено, что отклонения их от средних значений распределяются по нормальному закону. Зная закон распределения и определив среднюю предельную массу \bar{m}_{Π} или средний период цикла активности \bar{T} , а также их дисперсию, можно статистическим методом дать долгосрочный прогноз активности вулкана, т.е. указать вероятность того или иного состояния вулкана в отдельные отрезки времени, а также указать наиболее вероятное время пароксизмального извержения.

Таким образом, долгосрочный прогноз активности вулкана получается следующим образом:

1. На основе анализа прошлых извержений вулкана определяется средний расход вулкана a , средняя предельная масса изверженного материала \bar{m}_{Π} и ее дисперсия σ^2 . По известным a , \bar{m}_{Π} и σ при использовании закона нормального распределения оценивается вероятность состояния вулкана в отдельные интервалы времени и определяется наиболее вероятное время пароксизмального извержения $t_{\Pi} = \bar{m}_{\Pi} / a$. При этом указываются его доверительные интервалы. Отсчет времени t ведется от момента последнего пароксизмального извержения. В случае невозможности определить \bar{m}_{Π} и a на основе дат извержений и

характера извержений определяется средний период цикла активности \bar{T} и его дисперсия σ_T^2 . Используя закон нормального распределения, по известным \bar{T} и σ_T^2 оценивается вероятность извержения в отдельные интервалы времени T

$$\psi(t) = \frac{1}{\sigma_T \sqrt{2\pi}} \int_{t_1}^{t_2} \exp \left[-\frac{(t - T)^2}{2\sigma_T^2} \right] dt.$$

2. Энергия извержения оценивается по средней предельной массе изверженного материала \bar{m}_Π путем умножения ее на теплосодержание материала и его температуру, равную, приблизительно 1000° . Интервал отклонений m_Π оценивается по известным \bar{m}_Π, σ_m^2 или T, σ_T^2 и α :

3. Место возможного извержения устанавливается на основе геоморфологических исследований вулкана. В случае центральных вулканов наиболее вероятным местом извержения является центральный кратер. Если для вулкана характерны побочные или эксцентрические извержения, то можно указать только область возможных извержений.

4. На основе анализа характера извержений, рельефа местности и строения вулкана, а также ожидаемой массы изверженного материала m_Π определяется область возможного отложения материала, область движения раскаленных лавин и область возможного движения грязевых потоков.

В качестве примера можно привести результаты долгосрочного прогноза активности вулкана Карымского, сделанного в начале 1970 г. [8]. Данные об извержениях вулкана в XVIII и XIX вв. содержат большие пробелы. Поэтому для анализа был выбран период с 1908 по 1969 г., за который имеются наиболее полные данные. На рис. 3,а отмечены годы, в которые происходили извержения (стрелками помечены излияния лавы). Большинство извержений эксплозивного типа. Излияния лавы происходят сравнительно редко. Из рисунка видно, что в отдельные периоды извержения происходят по несколько лет подряд; намечается определенная цикличность активности. В ранние годы часть извержений, возможно, не учтена. Чтобы устранить неравномерность данных, произведено сглаживание скользким средним по трехлетним интервалам. Гистограмма сглаженных значений приведена на рис. 3,б.

На рис. 3,а и особенно на рис. 3,б четко выделяются шесть циклов активности со средним периодом 10,3 г. ($\sigma = 1,1$ г.) и максимумы активности на границе 1911-1912 гг., в 1923, 1934, 1945, 1954 и 1963 гг. Каждый цикл активности включает фазу покоя длительностью 2-5 лет (среднее значение $4 \pm 1,3$ г.) и фазу извержений - активную фазу продолжительностью 5-8 лет (среднее значение $6,3 \pm 1,3$ г.). В трех случаях из шести происходили излияния лавы (1935, 1945, 1962-1965), причем они всегда приурочены к максимуму активности. Последний цикл активности изучен наиболее полно. По данным Б.И. Иванова [9], в 1962-1965 гг. было выброшено $0,27 \text{ км}^3$ пеплового материала, а объем лавовых потоков составил $0,056 \text{ км}^3$. Более половины изверженного материала было выброшено вулканом в 1963 г.

Исходя из цикличности деятельности вулкана и знания периода цикла активности и средней продолжительности активной фазы, был сделан прогноз активности вулкана на ближайшие 10 лет. По расчету максимум активности должен быть в 1973 г. Начало активной фазы падало на середину 1970 г., а конец - на середину 1976 г. В 1977-1979 гг. вулкан должен находиться в спокойном состоянии. В 1972-1974 гг. ожидалось излияние лавовых потоков. Извержение, как и раньше, должно быть преимущественно эксплозивным. Общее количество изверженного материала за весь цикл активности составит $(3 - 7) \cdot 10^8$ т. На рис. 3,а и б пунктирными линиями показан возможный характер следующего цикла активности. В активную фазу (1970-1976 гг.) серия взрывов с интервалом от нескольких минут до нескольких суток должна происходить ежегодно, но не исключены и перерывы продолжительностью до нескольких месяцев. В фазу покоя (1977-1979 гг.) возможны отдельные взрывы

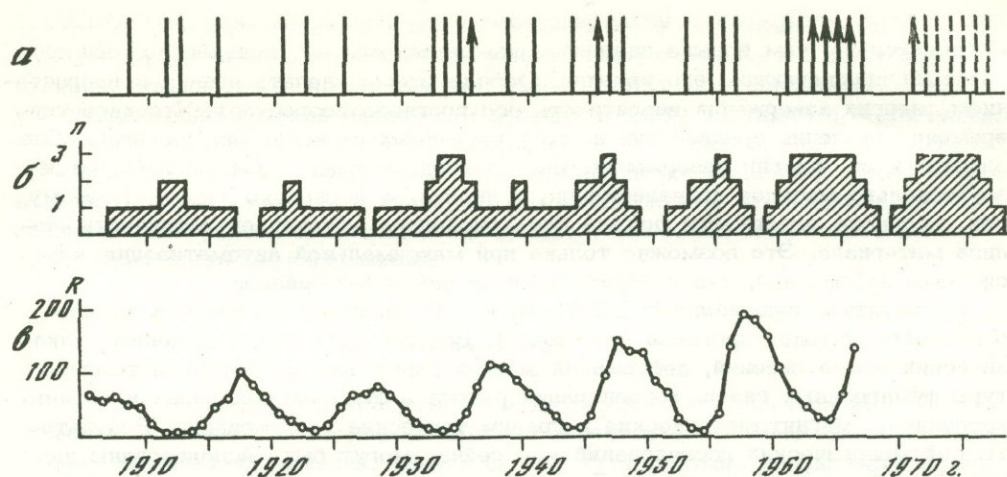


Рис. 3. Активность вулкана Крымского и циклы солнечной активности
 а - даты извержений; б - число извержений, сглаженное способом скользящего среднего по трехлетним интервалам; в - солнечная активность R в числах Вольфа

с выбросом небольшого количества пепла, но интервал между ними будет составлять от многих месяцев до нескольких лет.

При совместном рассмотрении графиков активности вулкана и солнечной активности (рис. 3, в) видно, что максимумы активности вулкана лежат около минимумов солнечной активности. Возможно, что эта закономерность может быть использована для долгосрочного прогноза активности вулкана Крымского.

Наблюдения в 1970–1973 гг. показывают, что данный прогноз оправдывается: новый цикл активности вулкана Крымского начался в мае 1970 г. Существенное отклонение от прогноза в том, что в 1970–1971 гг. произошло излияние двух небольших лавовых потоков, а во второй половине 1973 г. взрывы в кратере вулкана не происходили, однако это не исключает излияний лавы и активизации вулкана в последующие годы.

Краткосрочный прогноз извержений

Физической основой краткосрочного прогноза извержений вулканов является постепенное и непрерывное возрастание давления в магматическом очаге и выводном канале вулкана перед извержением. Возрастание давления в выводном канале вызывает напряжение и упругие деформации в окружающих его твердых породах, изменение их физических свойств, что неизбежно отражается в характеристике поля в районе вулкана. Разработка методов краткосрочного прогноза извержений заключается в выявлении изменений физического поля, в установлении закономерностей их связи с деятельностью вулкана.

К наиболее характерным явлениям, предвещающим извержения вулканов, относятся вулканические землетрясения, деформации земной поверхности, изменения магнитного, электрического и гравитационного полей, изменения температуры дна кратера и фумарольных газов, изменения концентрации фумарольных газов и элементов в горячих источниках вблизи вулканов. Так как вулканы разнообразны по физико-химическим свойствам магмы, извержения их также протекают по-разному, а различные физические явления, предвещающие извержения, проявляются не в одинаковой степени. Поэтому при разработке методов прогноза необходимо изучить широкий круг явлений на различных типах вулканов, а для прогноза извержений использовать комплекс явлений. Общей закономерностью для всех вулканов является то, что перед бо-

лее сильным извержением избыточное давление в выводном канале больше. Следовательно, чем больше энергия извержения, тем интенсивнее должны проявляться предваряющие его явления. Отсюда можно сделать вывод: с возрастанием энергии извержения вероятность его прогноза возрастает. Что касается времени появления предвестников, то у различных вулканов оно различно. Оно зависит и от энергии извержения. Иногда предваряющие события появляются за несколько месяцев до извержения, а иногда за несколько часов. Поэтому при прогнозе извержений должна быть проявлена высокая оперативность анализа материала. Это возможно только при максимальной автоматизации как системы наблюдений, так и обработки полученных материалов.

В Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР уделяется большое внимание разработке методов прогноза извержений. Ведутся работы по изучению вулканических землетрясений, деформаций земной поверхности, состава и температуры фумарольных газов, концентрации радона в фумарольных газах и горячих источниках, магнитометрические и гравиметрические исследования. Результаты сейсмологических исследований уже сейчас могут быть использованы для прогноза извержений вулканов. В настоящее время в институте создан центр прогноза извержений вулканов по сейсмологическим данным.

В результате исследований, проведенных в Японии [10], СССР [11] и других странах, установлено, что центральные, а также побочные извержения андезитовых вулканов всегда предваряются роем вулканических землетрясений. Таким образом, имеются объективные данные для прогноза извержений такого типа. В качестве характеристики для прогноза извержений андезитовых и дацитовых вулканов Т. Минаками [10] использует частоту землетрясений. Автор настоящей работы предпочитает использовать энергетическую характеристику — графики Бенъофа.

В результате многолетних наблюдений за извержениями вулканов Безымянного и Шинелуча [12] было установлено, что перед извержениями андезитовых вулканов нарастание графиков Бенъофа следует гиперболическому закону

$$\epsilon_k = \sum \sqrt{E_i} = \frac{a_1 t_k + b_1}{t_k + b_2}, \quad (2)$$

а извержение происходит в момент $t = -b_2 - c$, где $0 < c < 5$ дней. Для приближенной оценки ожидаемой массы изверженного материала m получена формула $m = 0,04 (-b_2 - t_k) \epsilon_k t$, которая дает удовлетворительный результат, если расчет ведется за $1-7$ дней до начала извержения (ϵ_k , эрг $1/2$).

Побочные извержения всегда предваряются роем землетрясений. По наблюдениям на Камчатке и Курильских островах установлено, что рой землетрясений появляется от 10 ч до 7 суток до начала извержения. Характерным является то, что в начале роя происходит быстрое нарастание графика Бенъофа, а перед извержением его рост уменьшается. Резкое уменьшение роста графика указывает на приближение момента извержения. Место побочного извержения

указывает положение эпицентров землетрясений роя. Для оценки энергии извержений пока нет никаких данных.

В последние годы на Камчатке ведутся наблюдения за концентрацией радона R_n^{222} в гидротермах [13] и фумарольных газах вулканов. Было

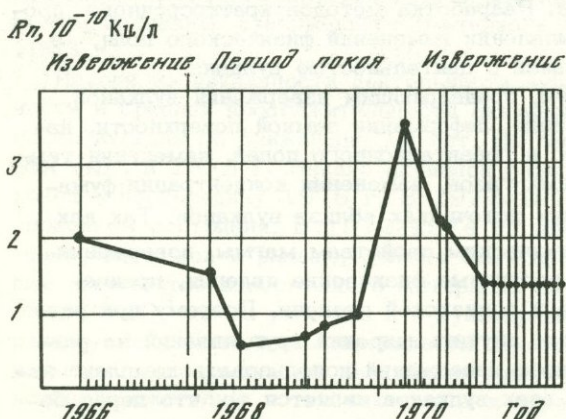


Рис. 4. График изменения концентрации радона в Карымском горячем источнике в 1967-1971 гг. (по [13])

установлено, что перед началом нового цикла активности вулкана Карымского в мае 1970 г. концентрация радона в источнике, расположенном в 3 км от центра вулкана, повысилась в несколько раз (рис. 4). Излиянию лавового потока и увеличению сейсмической активности вулкана в 1971 г. также предшествовало увеличение концентрации радона в источнике за 3-4 дня до максимума сейсмической активности. Несмотря на то что наблюдения немногочисленны и проводились только на одном вулкане, можно предполагать, что наблюдения за концентрацией радона в источниках и фумарольных газах могут быть использованы для прогноза извержений.

Заключение

Разработка методов долгосрочного и краткосрочного прогноза имеет практическое значение. Долгосрочный прогноз является статистическим и не дает точного времени извержения, однако он помогает разумно планировать исследования вулканов и вести строительство в сейсмоопасных зонах. Краткосрочный прогноз позволяет определить место, время, энергию и степень опасности извержения. Чем сильнее извержение, тем с большей заблаговременностью можно дать предупреждение об извержении. Сейсмологический метод является наиболее перспективным для прогноза центральных извержений андезитовых вулканов и побочных извержений. При достаточной сети наблюдений и оперативности обработки материала сейсмологический метод позволит предсказывать все наиболее сильные извержения этого типа. Для повышения надежности и оперативности прогноза необходимо расширить круг изучаемых предваряющих явлений, а также максимально автоматизировать как систему наблюдений, так и методы обработки и обобщения получаемых материалов.

ABSTRACT

During the eruptions of most central polygenic volcanoes the substance is supplied to the earth's surface on the average evenly in time for hundreds and thousands of years. Hence it follows that magma generation in the area of magma chamber occurs with a constant velocity. Discreteness of eruptions is caused by the conditions of substance supply to the earth's surface. A certain cyclicity can be observed in volcanic activity. This can be used for long-term prediction of volcanic activity.

The final cause of eruptions is a gradual pressure increase in the conduit and magma chamber. The pressure increase brings about a change of physical field of the volcano (deformations of the earth's crust, volcanic earthquakes, etc.). The changes of physical field of volcanoes can be used for short-term prediction of time, place, energy and volcanic danger of eruptions.

ЛИТЕРАТУРА

1. И.И. Гущенко. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука", 1965.
2. К. Nakamura. Volcanic stratigraphic study of Oshima volcano, Izu. — Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1964, 42, 4.
3. Т. Minakami. On explosive activities of andesitic volcanoes and their forerunning phenomena. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 1950, 11.
4. П.И. Токарев. Гигантское извержение вулкана Швелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 9.
5. В.Г. Рекач. Руководство к решению задач по теории упругости. М., "Высшая школа", 1966.
6. К.Е. Буллен. Введение в теоретическую сейсмологию. М., "Мир", 1966.
7. Р. Hedervari. On the energy and magnitude of the volcanic eruption. — Bull. Volcanol., 1963, 25.

8. Ю.М. Дубик, Н.В. Огородов, А.И. Абдрахманов и др. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымского в мае 1970 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48.
9. Б.В. Иванов. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970.
10. Т. Minakami. Fundamental research for predicting volcanic eruptions, I. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1960, 38, pt. 4.
11. П.И. Токарев. Извержение и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М., "Наука", 1966.
12. П.И. Токарев. О некоторых закономерностях вулканического процесса. — ДАН СССР, 1971, 199, № 2.
13. А.М. Чирков. О содержании Rn^{222} в гидротермах Камчатки. — ДАН СССР, 1971, 199, № 1.

С. Мацуо, М. Судзуки, Й. Мидзутани

ОТНОШЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ АЗОТА И АРГОНА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗАХ

Вулканические газы являются одним из наиболее важных источников информации о современной дегазации Земли. Известно, что химический состав вулканических газов различен не только для каждого отдельного вулкана в целом, но и для каждой fumaroly-одного вулкана. Имеется также множество данных об изменении во времени химического состава вулканических газов из одного и того же выхода. Такое разнообразие химического состава вулканических газов, по-видимому, связано с тем, что газы, поступающие из более глубоких частей вулкана, и летучие соединения, поставляемые из поверхностных частей того же вулкана, смешиваются в различных соотношениях.

В очень редких случаях вулканические газы можно рассматривать как закрытую систему [1], например, в новообразованном куполе Сёва-Синдзан, возникшем в 1944 г., так было в течение 20 лет после формирования купола. За это время атомные отношения между водородом, углеродом, кислородом, серой и хлором в вулканических газах из различных fumarol не менялись. Но даже в этом редком случае вулканические газы не представляли собой закрытую систему в отношении азота и аргона, и в 1957-1965 гг. наблюдались заметные изменения отношения содержания N_2 и Ar (N_2/Ar) от года к году.

В настоящей статье сделана попытка на основе имеющихся материалов об отношении N_2/Ar в вулканических газах выяснить, какие факторы на него воздействуют. Особое внимание уделено влиянию на это отношение азота, извлеченного из осадочных пород, и его участию в глобальной дегазации.

Данные об отношении N_2/Ar в вулканических газах были получены в Японии с использованием метода газовой хроматографии, описанного Й. Мидзутани [2]. В некоторых случаях применялся также масс-спектрометрический анализ изотопов аргона.

Отношение содержаний азота и аргона в атмосфере и водах, связанных с атмосферой

Отношение N_2/Ar в современной атмосфере равно 84. По экспериментальным данным [3] относительная растворимость атмосферных азота и аргона в воде слабо зависит от температуры. Например, отношение N_2/Ar , растворенных в чистой воде в равновесии с атмосферным воздухом, равно 38 при $0^\circ C$ и 40 при $30^\circ C$. Фактически наблюдаемое отношение N_2/Ar в грунтовых водах колеблется в пределах от 40 до 50, т.е. природные воды слегка пересыщены азотом [4].

Если бы весь азот и аргон в вулканических газах происходили из воздуха и грунтовых вод, находящихся в равновесии с атмосферным воздухом, отношение N_2/Ar в них должно было бы лежать в интервале от 40 до 84. Ниже мы применяем термин "атмосферный компонент" для азота и аргона в вулканических газах с отношением N_2/Ar от 40 до 84.

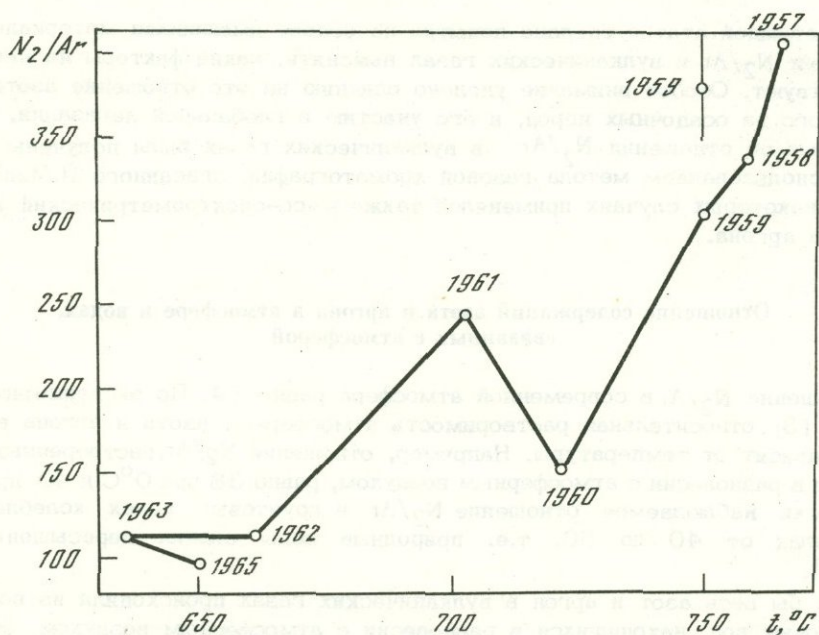
Годовые изменения содержания N_2 и Ar в фумарольных газах купола Сёва-Синдзан

Было изучено отношение N_2/Ar в газах трех фумарол купола Сёва-Синдзан. Данные для А-1 – наиболее высокотемпературной фумаролы, температура газов которой вплоть до 1961 г. была выше $700^{\circ}C$, – представлены на рисунке. Температура фумарол С-2 и С-3 была соответственно около 600 и $200^{\circ}C$.

В 1957 г., спустя 13 лет после возникновения купола Сёва-Синдзан, отношение N_2/Ar в газах фумаролы А-1 было выше 400 (в 1954 г. было получено малодостоверное значение этого отношения, равное 2200). В последующие годы отношение N_2/Ar в газах этой фумаролы ежегодно уменьшалось (табл.1). Отношения N_2/Ar в газах фумарол С-2 и С-3 также менялись во времени, но из-за недостатка данных невозможно указать какую-либо определенную тенденцию.

Температура газов может рассматриваться как один из параметров, которые отражают активность вулкана. С 1957 по 1965 г. температура газов фумаролы А-1 непрерывно падала и уменьшилась в течение 8 лет более чем на $100^{\circ}C$. Отношение при этом уменьшалось в соответствии с температурой (см. рисунок), но всегда осталось выше 40–84 т.е. в пределах колебаний отношения в "атмосферном компоненте". Результаты наблюдений показывают, что отношение N_2/Ar всегда было выше, когда повышалась вулканическая активность. При уменьшении активности вулкана доля участия "атмосферного компонента", по-видимому, увеличивается.

Большинство значений отношения N_2/Ar является результатом анализа одной порции газа. Однако в 1959 г. помимо однократного отбора пробы авторы проводили непрерывный отбор в течение одного часа. Пределы колебаний результатов непрерывных измерений показаны на рисунке в виде сплошной вертикальной линии. Температура газов во время непрерывных измерений и однократного опробования была одной и той же. Разброс результатов непрерывных измерений довольно значительный, и разница между результатом анализа однократной пробы газа и средним значением для периода непрерывных измерений также очень велика. Поэтому трудно решить, является ли полученное в 1960–



Изменение отношения N_2/Ar и температуры газов наиболее высокотемпературной фумаролы А-1 купола Сёва-Синдзан на вулкане Усу (Япония) в 1957–1965 гг.

Таблица 1

Годовые изменения отношения N_2/Ar в фумарольных газах купола Сёва-Синдзан

Год	A-1	C-2	C-3
	~ 600-700°C	~ 500-600°C	~ 200°C
1957	405	286	265
1958	334	367	271
1959	302	328	353
1960	151	227	286
1961	243	-	-
1962	112	-	-
1963	110	-	285
1965	98	-	-

1961 г. отклонение от закономерного изменения отношения N_2/Ar реальным или оно обусловлено свойственной образцам неоднородностью.

На основе отмеченной выше связи между активностью вулкана (температурой газов) и отношением N_2/Ar возникает вопрос, не является ли высокое отношение N_2/Ar в вулканических газах показателем поступления ювенильных компонентов. Рассмотрим данные по изотопному составу аргона.

В 1963 г. в газах некоторых фумарол проводились одновременно измерения отношений N_2/Ar и Ar^{40}/Ar^{36} . Была обнаружена хорошая корреляция между ними (табл. 2). На основании этой корреляции и ранее упомянутых закономерностей изменения отношения N_2/Ar во времени можно сделать заключение, что на более ранней стадии активности вулкана добавка радиогенного Ar^{40} к аргону в фумарольных газах, по-видимому, была больше. Следовательно, высокие значения отношения N_2/Ar на более ранней стадии объясняются тем, что на этой стадии вулканической активности большая часть азота в фумарольных газах является продуктом разложения азотсодержащих органических веществ в перекрывающих осадочных породах, которое происходит под действием горячего водяного пара, проникающего сквозь эти осадки. С другой стороны, аргон в фумарольных газах на ранней стадии является компонентом, выделившимся из магматического очага, в котором до определенного момента накапливался радиогенный аргон. Когда вулканическая активность ослабевает, доля азота, образующегося при метаморфизме органического вещества, в общем количестве азота, а также доля радиогенного Ar^{40} в аргоне уменьшаются, а поступление "атмосферного компонента" становится преобладающим. Тот факт, что отношение N_2/Ar в газах фумаролы В-5 было выше, чем в газах фумаролы А-1, несмотря на более высокую температуру фумаролы А-1, вероятно, является отражением более быстрого расхода органического материала в пре-

Таблица 2

Связь между отношениями N_2/Ar и Ar^{40}/Ar^{36} в газах фумарол купола Сёва-Синдзан (1963 г.)

Фумарола	t, °C	N_2/Ar	Ar^{40}/Ar^{36} (в газе)
			Ar^{40}/Ar^{36} (в воздухе)
А-1	635	110	1,01
В-5	446	400	1,09
С-3	187	285	1,05

Таблица 3. Отношение N_2/Ar в вулканических газах

Место отбора газов	N_2/Ar	Литературный источник
Сёва-Синдзан, Япония	100-600	
Насу, Япония	36-100	
Иссайкё, Япония	200-350	
Кудзю, Япония	130-170	
Катмай, Аляска	64-104	[5]
Халемаумау, Гавайи	5-39	[6, 7]
Килауэа - Ики, Гавайи	54-85	[8]
Нирагонго, Конго	85-109	[9]
Эрта-Але, Эфиопия	90	[10]
Лардерелло, Италия	270	[11]

делах подводящего канала высокотемпературной фумаролы А-1 и вокруг него. Другими словами, принимается, что фумарола В-5 находится на более "молодой" стадии, чем фумарола А-1, как в отношении меньшей степени переработки водяным паром органического вещества осадков, так и в отношении большей доли участия первичных магматических газов, содержащих больше радиогенного аргона.

Отношение N_2/Ar в вулканических газах других вулканов

Число достоверных измерений отношения N_2/Ar на других вулканах, кроме купола Сёва-Синдзан, невелико. Все имеющиеся данные представлены в табл.3 и за исключением анализа газов в районе вулкана Катмай, исправлены с учетом содержания кислорода. Фумарольные газы вулканов Японии, кроме газов вулканической группы Насу, характеризуются высокими значениями отношения N_2/Ar , обычно большими 150.

Э.С. Шеферд [6,7] при анализах газов из лавового озера Халемаумау, расположенного на вершине вулкана Килауэа (Гавайи), получил очень низкие значения отношения N_2/Ar , вплоть до 5. Однако в этих цифрах не приходится сомневаться, так как с аналитической точки зрения данные Шеферда могут рассматриваться как одни из наиболее надежных. Фумарольные газы кратера Ики, расположенного на склоне вулкана Килауэа, характеризовались значениями N_2/Ar , лежащими в пределах колебаний этого отношения для "атмосферного компонента" (40-84). Это хорошо согласуется с заключением Е. Хилда и др. [8], пришедших к выводу, что около половины водяного пара в фумарольных газах кратера Килауэа-Ики - метеорного происхождения.

В газах, отобранных из лавового озера вулкана Нирагонго (Конго, Киншаса) группой бельгийских и французских исследователей [9], наблюдалось отношение N_2/Ar , равное 85-109. Нижний предел соответствует соотношению этих газов в воздухе. Почти такое же значение отношения N_2/Ar было получено Г. Тазиевым и др. [10] для газов из лавового озера вулкана Эрта-Але в Эфиопии, который, как и вулкан Нирагонго, связан с рифтовой зоной восточной Африки.

Данные о газах вулканов Японии могут рассматриваться как типичные для вулканов островных дуг, материалы о газах из лавовых озер Гавайев - как характерные для вулканов так называемых горячих пятен Земли (hot spot volcanoes)¹, а данные об африканских вулканах Нирагонго и Эрта-Але - как типичные для вулканов рифтовых зон.

¹Т.е. зон аномально высокого теплового потока. - Прим. перев.

Отношение N_2/Ar в вулканических газах и глобальная дегазация

Рассмотрим, как вулканические газы из трех упомянутых выше характерных типов вулканов могут быть связаны с глобальной дегазацией.

Вулканы "горячих пятен", по-видимому, представляют собой наиболее простой тип. Сопоставим данные об отношении N_2/Ar в газах из лавового озера Халемаумау с моделью дегазации Земли, предложенной М. Одзима и К. Кудо [12]. Их модель основывается на трех предположениях: 1) скорость дегазации аргона из глубин Земли представляет собой реакцию первого порядка¹; 2) по соотношению изотопов Ar^{40} и Ar^{36} мантия Земли однородна, и в современной мантии отношение Ar^{40}/Ar^{36} равно 2000; 3) в момент формирования Земли ($t = 0$) аргон в атмосфере отсутствовал. В качестве граничных условий использовано отношение Ar^{40}/Ar^{36} , равное 10^{-4} для аргона в литосфере в момент формирования Земли и 295,5 — для аргона в современной атмосфере. Авторы пришли к заключению, что содержание калия в Земле в целом равно 96%, константа дегазации аргона равна $8,5 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и 98% Ar^{36} уже выделилось в атмосферу.

Если допустить, что константа дегазации, приводимая Одзима и Кудо для аргона, может быть также применена для азота, а отношение N_2/Ar в современной атмосфере, равное 84, принять как граничное условие, можно получить изменение этого отношения во времени как в атмосфере, так и в литосфере Земли. В табл. 4 приведены результаты таких оценок для двух вариантов: 1) при отсутствии в первичной атмосфере ($t = 0$) как азота, так и Ar^{36} ; 2) при условии, что количество азота и аргона во время $t = 0$ было одинаковым внутри Земли и в атмосфере.

Как видно из табл. 4, отношение N_2/Ar в современной мантии Земли должно быть около 12, и оно практически не зависит от первичного распределения концентраций этих газов между атмосферой и литосферой. Низкое значение отношения N_2/Ar , найденное для газов из лавового озера Халемаумау, по-видимому, характерно для современного состояния первичной дегазации глубин Земли. Это, в свою очередь, может указывать на то, что "первородные" газы все еще сохранились в глубинах Земли даже в настоящее время. Присутствие этих изначальных, первородных газов может быть обнаружено лишь только среди газов вулканов "горячих пятен" или среди вулканов океанических хребтов. И действительно, Дж. Даймонд и Л. Хоуган [13] нашли, что соотношения содержания благородных газов в стекловатой части океанических базальтов имеют "космический" характер.

Следует, однако, отметить, что газы фумарол Килауэа-Ики (табл. 3) имеют такие же пределы колебаний отношения N_2/Ar , как и "атмосферный компонент", и черты дегазации, характерные для вулканов "горячих пятен", здесь более не сохраняются.

В соответствии со взглядами некоторых исследователей скорость дегазации при сквозькоровом вулканизме меньше, чем при деятельности вулканов "горячих пятен". Д.У. Шварцман [14] предполагает, например, что дегазация Ar^{40} связана с движением к поверхности калия, продуктом распада которого он является. При перемещении калия из мантии в земную кору аргон транспортируется одновременно с ним, а когда калий фиксируется в породах коры, аргон, образовавшийся *in situ*, остается в коре и не дегазируется. В развитие этого положения мы можем сказать, что дегазация пород коры, если таковая существует, должна представлять собой повторное вовлечение в круговорот ранее выделившихся газов (would be "recyclic") и участие "первородных" газов в дегазации коры пренебрежимо мало.

¹ Т.е. дегазация представляет собой вероятностный процесс и ее скорость прямо пропорциональна концентрации аргона в данный момент. — Прим.п ерев.

Таблица 4

Изменение во времени отношения N_2/Ar в атмосфере и литосфере, рассчитанное на основании модели дегазации Земли, предложенной М. Одзима и К. Кудо [12]

Время, млрд. лет	Литосфера		Атмосфера	
	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 1	Вариант 2
0,5	113	229	506	1223
1,0	56,1	106	263	429
2,0	29,5	51,4	143	169
3,0	19,4	24,5	106	116
4,0	14,1	15,1	89	92
4,55 (совр.)	12,5	11,9	84	84

Если учесть механизм когерентной дегазации¹, модель непрерывной дегазации, описываемой уравнением первого порядка, теряет свою обоснованность. Как полагает М. Одзима (личное сообщение), необходима новая модель дегазации, такая, которая представляла бы собой комбинацию катастрофической дегазации на ранних этапах истории Земли и последующей непрерывной дегазации. Если принять, что на ранних этапах истории Земли дегазация носила катастрофический характер, современное значение отношения N_2/Ar в мантии Земли должно быть значительно ниже 12.

Как уже упоминалось, вулканические газы из вулканов такой типичной островной дуги, как Япония, всегда имеют высокое отношение N_2/Ar — больше 84. Это может быть объяснено добавлением азота (или газов с отношением N_2/Ar большим 84) к первичным вулканическим газам. Источником азота, возможно, являются азотсодержащие органические вещества в осадочных породах в пределах и вблизи вулканического региона.

Чтобы получить подтверждение этой идеи, в вакууме нагревали некоторые осадочные материалы с целью отобрать газы для изучения в них отношения N_2/Ar . С этой точки зрения наиболее интересными оказались спиккулы губок. Губки состоят из мягкой органической ткани и иголок, или спиккул, состоящих из почти чистого кварца. Когда губка гибнет, ее мягкие части гниют, разрушаются и оставляют после себя спиккулы. Спиккулы из образцов, драгированных со дна залива Сагами близ Токио, были очищены обработкой их щелочным раствором для удаления частиц ила и глинистых минералов. Сухие спиккулы были нагреты в вакууме индукционным нагревателем. Чтобы очистить азот и благородные газы от других газов, выделившиеся газы пропускали через CuO и холодную ловушку с температурой $77^\circ K$. Затем азот и благородные газы адсорбировались при температуре $77^\circ K$ на активизированном древесном угле и подвергались масс-спектрометрическому анализу. В табл. 5 приведены результаты изучения содержания азота и аргона в спиккулах губок и других кремнистых породах.

Так как губки развивались в водах современного моря, было естественно ожидать, что отношение N_2/Ar в газах из спиккул губок будет около 40. Против наших ожиданий измеренное значение оказалось 290. Остатки образца, запечатанные в ампуле алюминиевой фольгой, в течение одной недели покрылись пленкой плесени различных цветов. Предполагается, что это результат просачивания наружу органического вещества, содержащегося в спиккулах. Если допустить, что первичное отношение N_2/Ar в спиккулах равно 40, то 87% общего количества азота должно быть извлечено из органических веществ и

¹ Т.е. накопление радиогенного аргона в минералах земной коры, содержащих калий. — Прим. перев.

содержание органического азота в спикулах должно достигать 1000%. Возможно и другое объяснение высокого значения N_2/Ar , которое состоит в том, что спикулы были сильно обогащены азотом по сравнению с аргоном, в процессе метаболизма (обмена веществ) губок.

Крайне высокое отношение N_2/Ar было получено для третичных кремнистых сланцев из преф. Аомори (о-в Хонсю, Япония). Это вполне вероятно, так как содержание органических веществ в этих сланцах, по-видимому, высокое. Для двух образцов докембрийских кремней (яшм) из Канады также были получены высокие значения N_2/Ar . Между отношением N_2/Ar и содержанием радиогенного Ar^{40} , по-видимому, существует обратная корреляция.

Из приведенных выше результатов ясно, что отношение N_2/Ar в вулканических газах может быть больше 84 там, где возможно поступление в вулканические газы продуктов разложения органических веществ из осадков.

В пределах Японской островной дуги имеются достаточно мощные толщи осадочных пород. Это и есть вероятная причина того, почему вулканические газы Японии имеют относительно высокие отношения N_2/Ar , доля же участия азота из осадочных пород может зависеть от степени израсходования органического вещества в перекрывающих осадках или от возраста вулканической активности. Не может быть также исключена возможность участия пород океанического дна, затягивающегося под Японскую островную дугу.

В противоположность низким значениям отношения N_2/Ar в газах из лавового озера Халемаумау это отношение в газах из лавовых озер вулканов рифтовой зоны Африки почти равно или несколько выше их соотношения в атмосфере. Содержание в газах лавовых озер Африки "атмосферного компонента" столь велико, что определить на основании отношения N_2/Ar долю участия осадочных пород или ювенильных газов в формировании состава вулканических газов трудно.

Авторы весьма благодарны докторам К. Канехира из Университета Чiba, К. Мотоэзима и Ф. Уемура из Геологической службы Япсии и М. Иноуэ из

Таблица 5. Отношение N_2/Ar в некоторых кремнистых осадках

Место взятия образца	Образец	Возраст, млн. лет	K, вес. %	Ar^{40} , 10^{-6} см ³ /г*		N_2/Ar
				рассчитанное	измеренное	
Каминистики (Канада)	1 Яшма	2500	0,24**	40	20	150
	2				32	750
Ганфлинг (Канада)	1 Яшма	1900	0,005	0,5	7	2000
	2				-	2000
	3				0,8	4000
Фукаура (преф. Аомори, о-в Хонсю, Япония)	Кремнистый сланец	20	0,3	0,02	7	21000
Залив Сагами (Япония)	Спикулы губок	0	-	0	8	290***
						290****

* При стандартных P и T

** Калий, по-видимому, содержится преимущественно в гидроксиде железа.

*** При нагревании до 1000°C.

**** При нагревании в интервале 1000-1500°C.

Океанологического института Токийского университета за предоставленные для исследования образцы осадков, доктору М. Одзима из Токийского университета, который провел для нас измерение содержания аргона в образцах осадков и дал ценные комментарии. Мы благодарны также сотрудникам и студентам университетов Нагойи и Токио Кьюйку за участие и помощь во время полевых работ.

АБСТРАКТ

N_2/Ar ratio of volcanic gases was examined. The ratio was as high as 400 in Showa-Shinzan, Japan, volcano Ushu in the year 1957, after 13 years of its formation. The ratio decreased yearly to approach that of the atmospheric value of 84. This fact was accounted for by the addition of N_2 derived from overlying sediments to the primary volcanic gases in the earlier stage of the volcanic activity. When the volcanic activity decreases, the addition of N_2 also decreases. Argon was more radiogenic in the earlier stage.

Volcanic gases from island arcs, such as Japan, are generally higher in N_2/Ar ratio, than the atmospheric value. This was also attributed to the addition of N_2 from sedimentary materials, but the possibility of contribution of the subducted oceanic sediments as a nitrogen source cannot be ruled out. Volcanic gases from hot spot volcano, such as Hawaii, exhibited lower N_2/Ar ratio, sometimes much lower than the atmospheric value. On the basis of a first-order degassing model, the contribution of primordial or juvenile gases is indicated. Gases from lava lakes of volcanoes along the African rift zone gave N_2/Ar ratio close to the atmospheric value, indicating the major contribution of the air to volcanic gases.

ЛИТЕРАТУРА

1. M. Kusakabe. Atomic composition and chemical equilibrium of volcanic gases. — *Geochim. J.*, 1969, 7, 141–151.
2. Y. Mizutani. Chemical analysis of volcanic gases. — *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 1962, 10, 125–134.
3. B.B. Benson, D.M. Parker. Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in aerobic sea water. — *Deep-Sea Res.*, 1961, 7, 237–253.
4. R. Sugisaki. Geochemical study of ground water. — *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1962, 10, 1–33.
5. E.T. Allen, E.G. Zies. A chemical study of the fumaroles of the Katmai region. — *Contrib. Techn. Papers, Nat. Geogr. Soc. Washington, Katmai ser.*, 1923, 1, N 2, 75–155.
6. E.S. Shepherd. The analysis of gases obtained from volcanoes and rocks. — *J. Geol.*, 1925, 33, 289–370.
7. E.S. Shepherd. The gases in rocks and some related problems. — *Amer. J. Sci., Ser. 5*, 1938, 35 A, 311–351.
8. E.F. Heald, J.J. Naughton, I.L. Barnes Jr. The chemistry of volcanic gases. 2. Use of equilibrium calculations in interpretation of volcanic gas samples. — *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, N 2, 545–557.
9. M. Chaigneau, H. Tazieff, R. Fabre. Composition des gaz volcaniques du lac lave permanent du Nyiragongo (Congo Belge). — *C.r. Acad. sci. Paris*, 1960, 250, N 14, 2482–2485. (Рус. перев.: М. Шеньо, Г. Тазиев, Р. Фабр. Состав вулканических газов постоянного лавового озера Нирагонго (Конго, Леопольдвиль). — В кн.: Геохимия современных пост-вулканических процессов. М., "Мир", 1955.
10. H. Tazieff, F. Le Guet, J. Carboneille, P. Zetwoog. Etude chimique des fluctuations des gaz éruptifs du volcan Erta'Ale (Afar, Ethiopie). — *C.r. Acad. sci. Paris*, 1972, 274, 1003–1006.
11. A. Mazzoni. I soffioni boraciferi Toscani e gli impianti della "Larderello". — *Anonima Arti Grafiche, Bologna*, 1951, p. 161.
12. M. Ozima, K. Kudo. Excess argon in submarine basalts and Earth atmosphere evolution model. — *Nature Phys. Sci.*, 1972, 239, 23–24.
13. J. Dymond, L. Hagan. Noble gas abundance patterns in deep-sea basalt — primordial gases from the mantle. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1973, 20, 131–139.
14. D.W. Schwartzman. Argon degassing models of the earth. — *Nature Phys. Sci.*, 1973, 245, 20–21.

И. А. Меняйлов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГАЗЫ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

На Камчатке газы наиболее активных вулканов изучаются непрерывно с 1946 г. К настоящему времени накопилось достаточно фактического материала, чтобы рассмотреть вопрос об отношении между вулканическими газами и вулканической активностью. Наиболее полно в этом отношении изучены вулканы Ключевской группы. Здесь рядом расположены вулканы Ключевской и Безымянный, каждый из которых может служить эталоном определенного типа вулканической активности. Настоящая статья основана на опубликованных анализах газов фумарол. Газы были отобраны и проанализированы методами, разработанными в Институте вулканологии АН СССР [1].

Вулкан Ключевской

Вулканическая активность. Ключевской вулкан представляет собой правильный конус высотой около 4860 м. Он сложен из слоев лав и пирокластики андезитобазальтового состава. Извержения происходят из центрального и побочных кратеров. Тип вулканической активности – вулканско-стромболианский. Согласно Б.И. Пийпу [2], для Ключевского вулкана характерна цикличность вулканической активности. Каждый эруптивный цикл начинается и оканчивается пароксизмальным извержением. Межпароксизмальная стадия эруптивного цикла включает серию извержений из вершинного и побочного кратеров, разделенных периодами покоя. Из-за труднодоступности вершинного кратера состав продуктов терминальных извержений изучался от случая к случаю. Регулярные исследования состава твердых и газообразных продуктов извержений проводились в основном на побочных кратерах. Наиболее подробно изучены извержения в 1938, 1945, 1946, 1951, 1953, 1956 и 1966 гг.

Извержение побочных кратеров группы Билокай в 1938 г. изучалось подробно А.А. Меняйловым [3] и С.И. Набоко [4]. Извержение началось на высоте 1700 м с образования взрывчатого кратера Козей. Затем ниже по склону, на той же радиальной линии произошло излияние лавового потока из кратеров Тирануса и Невидимого. Последним на этой линии, еще ниже, сформировался шлаковый конус Билокай, из которого также излился лавовый поток. Извержения из кратеров, расположенных гипсометрически выше, были кратковременными; извержение Билокая продолжалось более года.

Извержение побочных кратеров Юбилейной группы в 1945 г., изученное Б.И. Пийпом [2], происходило на радиальной линии на высоте 1300 м. Вначале образовались взрывчатые кратеры. Ниже этой линии сформировались шлаковый конус Заварицкого и лавовый поток. Извержение из взрывчатых кратеров продолжалось короткое время, а из эффузивного кратера Заварицкого – несколько месяцев.

В 1946 г. произошло извержение побочного кратера Алахончич, расположенного рядом с кратерами Юбилейной группы [5]. Извержение было кратковременным, образовался шлаковый конус и лавовый поток. Извержение побочного кратера Былинкиной в 1951 г. описано Б.И. Пийпом [6]. Оно началось на высоте около 900 м со взрывов и образования шлакового конуса.

Затем излился короткий лавовый поток. Извержение побочного кратера Белянкина в 1953 г. было также кратковременным [7]. Оно произошло на высоте около 1300 м. В результате образовался шлаковый конус и лавовый поток. Извержение побочных кратеров Вернадского и Кржижановского в 1956 г. произошло в пределах линейной группы Юбилейных кратеров. Извержение, выразившееся в излиянии лавового потока, продолжалось меньше месяца. И.Т. Кирсановым и др. [9] описано извержение побочных кратеров Пийпа в 1966 г., начавшееся из линейно расположенных эксплозивных кратеров на высоте около 1800 м. В нижнем конце этой линии образовался шлаковый конус и излился лавовый поток.

Извержения 1946, 1951, 1953, 1956 и 1966 гг. относятся к межпароксизмальным, составляющим продолжающийся в настоящее время эруптивный цикл Ключевского вулкана (цикл 2). Извержение 1938 г. является также межпароксизмальным, но относится к прошлому эруптивному циклу (цикл 1). Пароксизмальное извержение 1945 г. служит границей между прошлым (1) и настоящим (2) эруптивными циклами. Наиболее сильные побочные извержения Ключевского вулкана имеют линейный характер. В этом случае ясно видно разделение извержений на фазы: в короткую эксплозивную фазу (образование эксплозивных кратеров) выделяется преимущественно летучая часть магматического расплава. В последующую, более длительную эффузивную фазу (излияние лавового потока) на поверхность поступает силикатная часть магматического расплава. Во время единичных межпароксизмальных извержений разделение на фазы менее четко, так как и эксплозивная и эффузивная деятельности локализованы.

Подобные циклы активности Ключевского вулкана отмечаются Б.И. Пийпом для всей истории вулкана. Продолжительность эруптивных циклов составляет около 30 лет, а частота извержений в циклах — от 1 года до 10 лет. Можно сказать, что Ключевской находится постоянно в состоянии вулканической активности. В связи с этим на поверхность непрерывно поступает недифференцированный магматический расплав андезитобазальтового состава непосредственно из области верхней мантии [10]. Однако в процессе отдельных извержений отмечалась слабая дифференциация силикатной части расплава [4], его первые порции были более кислыми, чем последующие.

Вулканические газы. Газы фумарол на лавовых потоках, конусах и эксплозивных кратерах подробно изучались во время и после каждого из вышеперечисленных извержений (табл. 1). Состав газов находился в тесной зависимости от поверхностных (вторичных) факторов: от температуры фумарол и времени, прошедшего от начала фумарольной деятельности [11], от атмосферных условий и времени года [4]. Вместе с тем на состав газов оказывало влияние усиление активности вулкана [12] и косвенно сильное извержение соседнего вулкана Безымянного. Все эти факторы учитываются при рассмотрении вопроса о взаимоотношении состава газов фумарол и вулканической активности, т.е. сравниваются газы фумарол, расположенных на одних и тех же вулканических образованиях, при близких температурах, отобранные в одно и то же время года и т.д.

Из табл. 1 видно, что в пределах одинаковых температур газы фумарол из эксплозивных образований каждого извержения относительно обогащены CO_2 , CO , H_2 , SO_2 , H_2S . В газах фумарол на лавовых потоках преимущественно увеличено содержание HF и HCl . Такое разделение газов объясняется дифференциацией летучих соединений во время извержений [2, 13, 14]. Плохо растворимые в магме водород, газы углерода и серы первыми выделяются во время извержений и обогащают продукты эксплозивной деятельности. Хорошо растворимые в магме галоидные газы задерживаются в магматическом расплаве и выделяются из продуктов эффузивной деятельности.

Если соединить линиями точки, отражающие содержание газов фумарол на эксплозивных воронках, конусах и лавовых потоках в близких интервалах температур, то получится картина изменения состава эксгалций от извержения к извержению, т.е. в эруптивных циклах 1 и 2 (см. рисунок). Как видно,

Таблица 1

Состав фумарольных газов вулкана Ключевского (об. % без учета паров H_2O и воздуха)

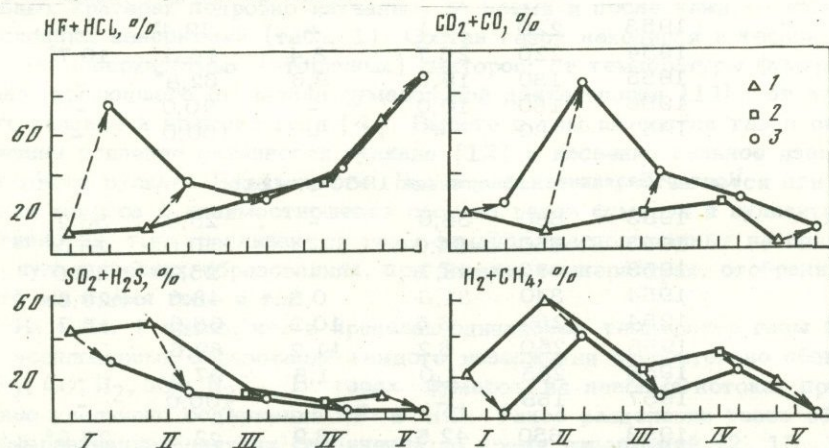
Место отбора проб	Дата отбора, год	$T, ^\circ C$	HF+HCl	SO_2+H_2S	CO_2+CO	H_2+CH_4
Кратеры группы Билокай, извержение 1938 г. [4]						
Эксплозивный кратер Козей	1938	250	11,2	43,1	21,0	23,7
Эффузивный кратер Тиранус	1938	475	3,5	29,4	67,6	-
Лавовый поток кратера Билокай	1938	475	76,3	-	23,7	-
Кратеры группы Юбилейной, извержение 1945 г. [11]						
Эксплозивный кратер Левинсон-Лессинга	1945	460	27,0	-	10,5	62,5
	1946	264	7,8	47,0	14,0	31,2
	1947	26,2	32,0	65,0	3,0	-
	1948	240	10,0	40,0	30,0	20,0
	1949	100	-	26,5	73,5	-
Лавовый поток кратера Заварицкого	1945	760	33,0	-	67,0	-
	1945	320	14,5	-	85,0	-
	1946	232	25,0	12,5	20,5	42,0
	1947	186	19,0	9,5	24,0	47,5
	1948	238	36,0	49,5	14,5	-
	1949	358	28,3	7,9	23,7	39,8
	1954	267	-	3,1	97,3	-
	1955	80	-	-	100,0	-
Кратер Былинкиной, извержение 1951 г. [11]						
Шлаковый конус	1953	300	48,0	-	20,0	32,0
	1954	230	29,6	12,8	30,3	27,3
	1955	290	17,3	8,5	52,0	22,2
	1956	280	15,9	9,2	50,1	24,9
	1957	260	21,0	14,0	50,4	14,0
	1958	310	7,1	22,4	49,4	21,1
Лавовый поток	1953	220	21,1	-	39,4*	-
	1954	220	26,7	8,4	16,0	10,7*
	1955	180	19,9	9,6	62,8*	-
	1956	180	10,0	-	90,0	-
	1957	80	-	-	100,0	-
Кратер Белянкина, извержение 1953 г. [11]						
Шлаковый конус	1953	680	38,0	-	25,8	36,2
	1953	650	54,0	-	20,0	26,0
	1953	480	48,7	-	25,1	16,0
	1954	340	31,6	0,5	43,6	23,8
	1954	260	6,5	10,2	68,6	14,7
	1955	250	6,2	11,2	82,6	-
	1956	285	1,0	1,5	97,5	-
	1957	155	-	-	100,0	-
Лавовый поток	1953	650	42,5	6,9	22,2	25,6*
	1953	500	48,6	5,3	26,2	16,6*
	1953	350	22,0	7,3	43,8	16,6*
	1953	350	22,0	7,3	43,8	22,0
	1954	50	-	-	100,0	-
Кратеры группы Пийпа, извержение 1966 г. [9]						
Эксплозивный кратер 1	1967	320	69,1	10,2	1,4	19,1
	1967	300	75,3	23,4	1,2	-
	1967	300	60,6	27,3	12,0	-
	1967	250	3,1	2,2	25,3	37,2

Таблица 1 (окончание)

Место отбора проб	Дата отбора, год	T, °C	HF + HCl	SO ₂ + H ₂ S	CO ₂ + CO	H ₂ + CH ₄
Шлаковый конус	1967	500	85,8	0,1	14,4	-
	1967	500	0,2	0,1	87,4	12,5
	1967	450	94,4	0,3	4,9	-
	1967	300	28,6	0,1	71,2	-
Лавовый поток	1966	700	30,5	1,7	-	67,8
	1967	300	88,9	0,4	10,6	-
	1966	250	0,7	0,2	32,8	65,5
	1966	200	0,1	1,3	-	98,6
	1967	120	1,6	0,1	76,5	21,8

*Остальной объем занимал NH₃.

в эруптивном цикле 2 максимальные содержания SO₂, H₂S, CO₂, CO, H₂, CH₄ были в газах фумарол на кратерах и лавовом потоке Юбилейной группы, т.е. в эксталяциях начального пароксизмального извержения. Однако в газах фумарол на кратерах и лавовых потоках, сформированных в течение последующих межпароксизмальных извержений, содержание вышеперечисленных компонентов постепенно уменьшилось. Содержание HF и HCl было минимальным в газах фумарол Юбилейной группы и постепенно увеличивалось к максимуму в газах кратеров Пийпа. Таким образом, плохорастворимые в магме газы группы серы и углерода преимущественно выделялись во время пароксизмального извержения вулкана Ключевского в 1945 г. По мере развития эруптивного цикла 2, т.е. поступления на поверхность новых порций магматического расплава, в эксталяциях все большую роль играли хорошо растворимые в магме газы. Состав эксталяций последнего в эруптивном цикле 1 извержения кратеров Пийпа был близким. Можно предположить, что в ближайшем будущем может произойти пароксизмальное извержение, так как срок эруптивного цикла 2, согласно Б.И. Пийпу, истекает именно в 1975 г., а характер последнего межпароксизмального извержения кратеров Пийпа и состав его эксталяций очень близки извержениям кратеров группы Билокая - последнего в предыдущем эруптивном цикле 1.



Изменения состава газов фумарол Ключевского вулкана в развитии его эруптивных циклов

I - кратеры Билокай (1938 г. образования); II - Юбилейные кратеры (1945 г. образования); III - кратер Былинкиной (1951 г. образования); IV - кратер Белянкина (1953 г. образования); V - кратеры Пийпа (1966 г. образования). 1 - газы из фумарол на лавовом потоке; 2 - на шлаковом конусе; 3 - на эксплозивных воронках. Извержение I относится к прошлому эруптивному циклу 1, а извержения II-V - к настоящему эруптивному циклу 2

Вулкан Безымянный

Вулканическая активность. Вулкан Безымянный, располагающийся по соседству с Ключевским вулканом, до 1955 г. считался потухшим. Его постройка состоит из андезитового купола, перекрытого лавовыми потоками того же состава. С 1955 г. вулкан проявляет активность пелейского типа. 31 марта 1956 г. произошло кульминационное извержение вулкана типа "направленный взрыв". В результате этого извержения образовались кратер-кальдера и отложения гигантского пирокластического потока. С 1956 г. по настоящее время в кратере-кальдере возникали периодические извержения. Они проходили по одной схеме: рост купола Нового, взрывы, пирокластические потоки и раскаленные лавины. После 1965 г. характер вулканической активности изменился: рост купола уже не сопровождался взрывной деятельностью. Подробно ход эруптивного цикла вулкана Безымянного и его извержений обсуждался в работах Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [15], Ю.М. Дубика и И.А. Меняйлова [16].

Таким образом, современный эруптивный цикл вулкана Безымянного начался после многовекового периода покоя с пароксизмального извержения 31 марта 1956 г. и продолжается вот уже более 18 лет. Эруптивный цикл состоит из периодически повторяющихся извержений, перерывы между которыми продолжаются от 6 месяцев до года. Есть все основания считать, что предыдущий доисторический цикл вулкана по типу активности был похож на современный. Магматический расплав поступает на поверхность химически не дифференцированным.

Вулканические газы. Фумарольные газы вулкана Безымянного изучались на всех этапах его эруптивного цикла [12, 17-19]. Установлено, что состав газов зависит от температуры фумарол, условий в месте отбора, расположения. Замечено также, что при одинаковых температурах газы фумарол на отложениях пирокластических потоков и раскаленных лавин были обогащены соединениями серы и углерода, а на лавовом куполе Новом - галоидными соединениями. Вместе с тем состав газов купола Нового резко колебался в зависимости от состояния вулкана при постоянной температуре фумарол.

В периоды относительного покоя в газах купола преобладали галоидные соединения, а перед извержениями и во время них увеличивалось содержание серы и водорода.

Рассмотрим состав газов фумарол отдельно - на пирокластических потоках, образовавшихся в результате следующих друг за другом извержений, и на куполе Новом при близких температурах. Проследим изменение состава эксгалляций по мере поступления новых порций магматического расплава. Из рисунка и табл. 2 видно, что в эксгалляциях вулкана постепенно снижалось содержание газов серы и углерода от максимальных в начале эруптивного цикла до минимальных - в конце. Одновременно увеличивалось содержание галоидных газов, особенно за счет фтора. Таким образом, основная масса плохо растворимых в магме газов серы и углерода отделялась на начальном этапе эруптивного цикла. По мере развития эруптивного цикла их отделение постепенно уменьшалось за счет увеличения хорошо растворимых в магме галоидных газов.

Сравнение вулканических газов и вулканической активности базальтовых и андезитовых вулканов. Отмеченные особенности фумарольной деятельности на Ключевском и Безымянном вулканах были типичны и для других извержений на Камчатке. С.И. Набоко [20] отмечала смену сернистого состава фумарольных газов на галоидный в процессе развития эруптивного цикла вулкана Шивелуч в 1946-1951 гг. Эруптивный цикл Шивелуча, хотя и был более коротким по времени, включал все признаки, характерные для Безымянного. Особенности, отмеченные для Ключевского вулкана, наблюдались также во время побочного извержения базальтового вулкана Алайд в 1972 г.

Проявления базальтового и андезитового вулкана в современную эпоху весьма различны. Для базальтового вулкана Ключевского характерно постоян-

Таблица 2

Состав фумарольных газов вулкана Безымянного (об. %, без учета паров H_2O и воздуха)

Место отбора проб и дата извержения	Дата отбора, год	$T, ^\circ C$	$HF+HCl$	SO_2+H_2S	CO_2+CO	H_2+CH_4	Литературный источник
Пирокластический поток, 1956 г.	1956	100	-	13,07	81,92	5,01	[17]
	1957	90	-	-	83,18	16,52	[17]
	1959	95	-	-	64,29	35,71	[17]
Раскаленные лавины, 1957-1959 гг.	1958	344	18,38	20,32	48,12	13,18	[17]
	1959	190	11,20	27,80	51,75	9,25	[17]
	1960	170	5,37	12,30	82,33	-	[17]
Пирокластический поток, 1960 г.	1960	250	22,20	4,88	-	73,14	[18]
То же, 1962 г.	1962	194	17,70	29,40	41,20	11,70	[18]
То же, 1963 г.	1963	102	28,57	5,95	-	65,48	[12]
	1964	75	9,09	18,18	72,73	-	[12]
То же, 1964 г.	1964	140	9,65	17,54	64,04	8,77	[12]
То же, 1965 г.	1965	420	66,22	6,83	26,95	-	[16]
	1965	250	52,01	13,82	34,19	-	[16]
	1965	150	2,04	0,58	96,58	0,80	[19]
	1966	92	-	0,23	99,77	-	[19]
	1967	80	-	-	94,36	5,64	[19]
Купол Новый, 1964 и 1967 гг.	1963	400	8,19	6,60	85,21	-	[12]
	1964	400	9,83	66,10	11,19	12,86	[12]
	1964	450	13,09	67,78	10,74	8,32	[12]
	1966	500	27,80	2,79	64,18	3,52	[19]
	1967	500	43,66	11,33	44,61	-	[19]

ное поступление магматического материала непосредственно из верхней мантии. Относительно высокая температура и низкая вязкость расплава контролируют дифференциацию его силикатной части и вулканско-стромболианский тип извержений. Андезитовые вулканы извергаются после длительных периодов покоя. Во время покоя магматический расплав кристаллизуется, охлаждается и обогащается летучими соединениями (например в промежуточной магматической камере, которая предполагается для вулкана Безымянного). Поэтому извержения андезитовых вулканов носят эксплозивный характер. Последующее формирование экструзивных куполов происходит за счет выжимания относительно холодного и вязкого магматического материала. В последнем отсутствуют признаки дифференциации силикатной части.

Несмотря на резкие различия в признаках активности андезитовых и базальтовых вулканов, обусловленных свойствами расплава, поведение газообразных продуктов активности как тех, так и других вулканов близко. В начале эруптивных циклов выделяется основная часть плохо растворимых в магматических веществах - газов серы и углерода. По мере развития эруптивного цикла и поступления магматического материала из более глубоких уровней канала газы обогащаются относительно хорошо растворимыми галоидными соединениями.

На фоне постепенного изменения состава газов в эруптивных циклах базальтовых и андезитовых вулканов происходит скачкообразное изменение состава газов во время отдельных извержений, составляющих эруптивные циклы. Газы начальной, эксплозивной фазы обогащены соединениями серы и углерода, а последующей, эффузивной стадии, - галоидными соединениями. Усиление вулканической активности ведет к преимущественному выделению газов серы и углерода, а ослабление активности характеризуется отделением галоидных газов.

Сравнительный статистический анализ данных о составе газов фумарол активных вулканов Камчатки, проведенный нами ранее, показал между тем, что

в целом эксгаляции базальтовых вулканов обогащены галоидными газами, окисью углерода, водородом, метаном, а эксгаляции из андезитовых вулканов — газообразными соединениями серы и углерода в основном за счет CO_2 .

ABSTRACT

Magma degassing during the process of active volcanism is accompanied by differentiation of volatiles (volcanoes of the Klyuchevskaya group taken as an example). Relatively fixed in magma CO_2 , H_2 , H_2S and SO_2 are predominantly separated at the initial paroxysmal stage of eruptive cycles. More soluble HF and HCl are separated at the final stage of eruptive cycles. At the same time, at the initial of some eruptions CO_2 , CO, H_2 , H_2S and SO_2 are emitted enriching the fumaroles on explosive formations, and at the following eruption stage HF and HCl are predominantly emitted enriching the fumaroles on effusive formations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.А. Башарина. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевого и Шивелуча в 1946 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1953, № 18.
2. Б.И. Пийп. Ключевская сопка и ее извержения в 1941–1945 гг. и в прошлом. М., Изд-во АН СССР, 1956.
3. А.А. Меньйлов. Динамика в механизм извержений Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1947, вып. 4.
4. С.И. Набоко. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937–1948 гг. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1947, вып. 4.
5. С.И. Набоко. Новый побочный кратер Ключевского вулкана, прорвавшийся 23 октября 1946 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1949, № 16.
6. Б.И. Пийп. Извержение кратера Былинкиной. — Бюлл. вулканол. станций, 1954, № 20.
7. Б.И. Пийп. Образование нового побочного кратера Белянкина. — Бюлл. вулканол. станций, 1954, № 22.
8. Г.С. Горшков. Извержение новых побочных кратеров Ключевского вулкана летом 1956 г. — Бюлл. вулканол. станций, 1958, № 27.
9. И.Т. Курсанов, Е.К. Серафимова, И.А. Марков. Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966–1968 гг. — Бюлл. вулканол. станций, 1970, № 46.
10. Г.С. Горшков. О глубине магнетического очага вулкана Ключевского. — ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
11. Л.А. Башарина. Эксгаляция побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР, М., Изд-во АН СССР, 1963.
12. И.А. Меньйлов, Л.П. Никитина. О поведении серы и хлора в фумарольных газах перед усилением активности вулканов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., "Наука", 1967.
13. К.В. Kranskopf. Mechanism of eruption at Paticutin Volcano, Mexico. — Bull. Geol. America, 1948, 59, N 8, 711–731.
14. T.S. Lovering. Halogen-acid alteration of ash at fumarole N 1 Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. — Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 12, pt. I, 1585–1604.
15. Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. М., "Наука", 1965.
16. Ю.М. Дубик, И.А. Меньйлов. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. — В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука", 1969.
17. Л.А. Башарина. Эксгаляция кислых лав вулкана Безымянного. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1964.
18. О.Г. Борисов. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
19. Е.К. Серафимова. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966–1967 гг. — Бюлл. вулканол. станций, 1971, № 47.

III

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

В. И. Белоусов, В. М. Сугробов

О СООТНОШЕНИИ ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНАХ КАМЧАТКИ

Для Камчатки в последнее время установлено, что наиболее крупные приповерхностные тепловые аномалии связаны с современными гидротермальными системами. В настоящее время изучен характер современной гидротермальной деятельности, рассмотрены химические типы тепловых, горячих и перегретых подземных вод, газов и конденсатов паровых струй, определены геологические структуры гидротермальных систем. Полученные количественные оценки расхода тепла гидротермальными системами свидетельствуют о высокой плотности теплового потока, на два порядка превышающего средние показатели для Земли, причем тепловая мощность гидротермальных систем сопоставима с тепловой мощностью фумарольных полей активных вулканов.

Гидротермы пространственно и во времени обычно связаны с проявлениями кислого вулканизма. В.В. Аверьев пришел к выводу, что гидротермальная деятельность и кислый вулканизм парагенетически связаны и обусловлены восходящим потоком глубинного флюида, возникающего, как и андезито-базальтовый вулканизм, на уровне верхней мантии [1].

По мнению В.В. Аверьева, гидротермальные системы и отдельные термопроявления на глубине связаны единым фронтом теплового питания. Он предложил такие крупные участки вулканических областей называть геотермальными районами.

Современные гидротермальные системы обособляются в пределах отдельных геологических структур геотермальных районов. Такое обособление систем и геотермальных районов происходило, очевидно, в течение длительной геологической истории, ведущая роль в которой принадлежала долгоживущим вулканическим центрам. Существование таких центров свидетельствует о постоянном интенсивном выносе глубинного тепла.

Развивая идеи В.В. Аверьева о глубинной связи гидротермальных систем, можно высказать предположение, что на участках долгоживущих вулканических центров тепловой поток аномально высокой плотности существует длительное время. Его трансформация в ходе геологической истории обуславливает разнообразную по форме вулканическую и гидротермальную деятельность, которая проявляется на земной поверхности в виде вулканических построек, гидротермально-измененных пород и современных термопроявлений. По этим признакам могут быть определены границы геотермальных районов. Слабая изученность глубинного строения пока не позволяет точно оконтурить геотермальные районы и гидротермальные системы.

На Камчатке выделяются четыре геотермальных района: Паужетский, Мутновский, Семячикский и Паратунский.

Паужетский геотермальный район объединяет Паужетскую и Кошелевскую гидротермальные системы; Мутновский — включает термоаномалии Северо-Мутновской тектонической зоны и долины р. Жировой; Семячикский геотермальный район объединяет парогидротермы Большого Семячика, Долины Гейзеров и кальдеры Узон. В Паратунский геотермальный район входят Больше-Банная, Карымчинская и Паратунская гидротермальные системы (рисунок).

Выделение типов геологических структур геотермальных районов производится по возрастному принципу. Это позволяет определять строение водовмещающих и водоупорных комплексов, которые влияют на движение гидротерм, распределение и величину максимальных температур в верхних частях геологических структур.

Вслед за Дж. Макниттом [2] нами выделяются две группы геотермальных районов.

1. Геотермальные районы, расположенные в молодых структурно-фациальных зонах вулканических областей и сложенные преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями плиоценово-четвертичного возраста (Паужетский, Семячикский).

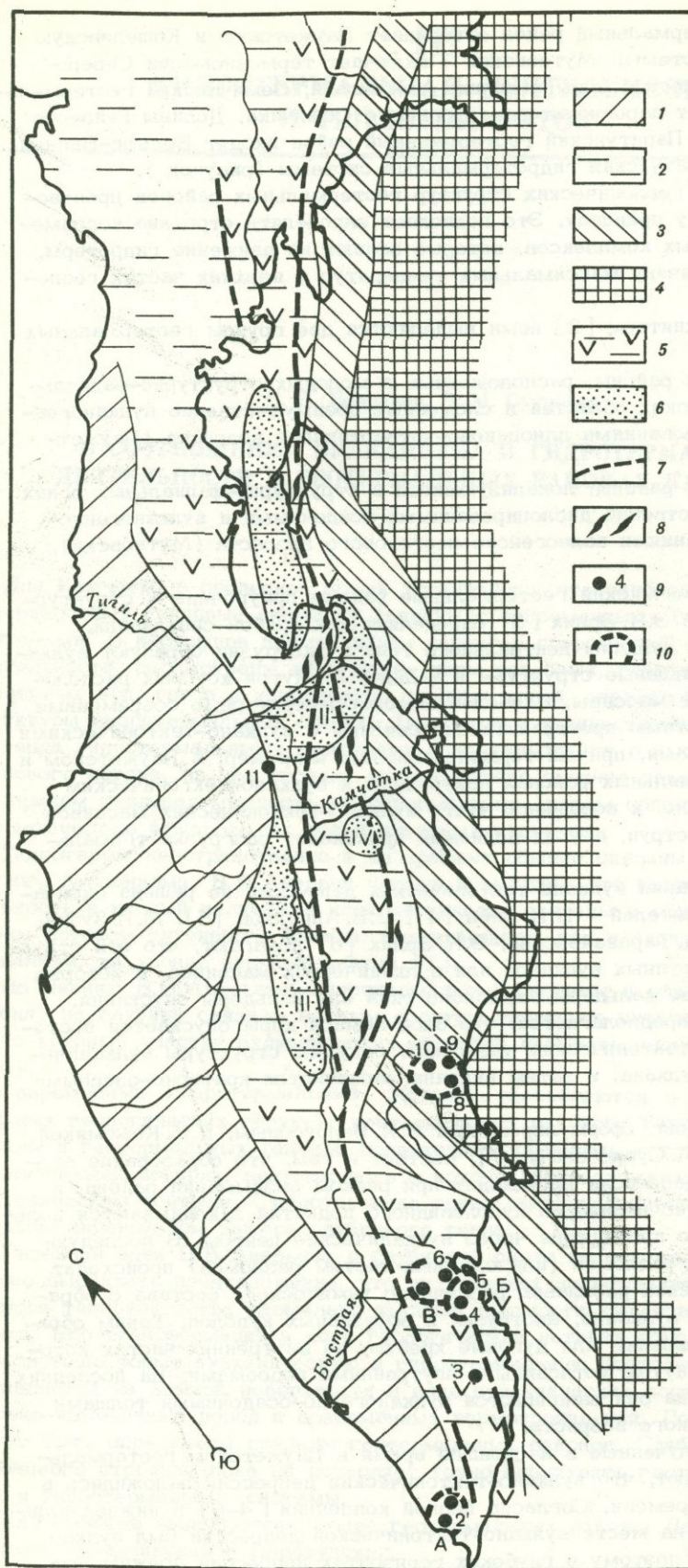
2. Геотермальные районы, локализующиеся в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями палеогеново-неогенового возраста (Мутновский, Паратунский).

Паужетский и Семячикский геотермальные районы приурочены к структурным трогам, которые Э.Н. Эрлих [3] определяет как грабен-синклинали. В структурном трого вулканы центрального типа и экструзии образуют вулканотектонические кольцевые структуры и кальдеры, внутри которых располагаются вулканические массивы. Наиболее высокотемпературные современные гидротермальные системы пространственно связаны с вулканотектоническими кольцевыми структурами, причем термопроявления, например, в Паужетском и Семячикском геотермальных районах приурочены к вулканотектоническим массивам. Как правило, к вершинной части вулканотектонических массивов приурочены паровые струи, а у их подножий происходит разгрузка термальных вод.

Проблема образования вулканотектонических депрессий не решена окончательно. Ряд исследователей — Б.И. Пийп [4], С.Е. Апрельков [5], М.И. Зубин, И.В. Мелекесцев, А.А. Таракановский, Э.Н. Эрлих [6] полагают, что эти структуры развились из крупных вулканов или вулканических массивов, в которых произошло образование кальдеры взрывного типа или кальдеры опускания. В последнем случае предполагается, что блок земной коры опускается постепенно по кольцевым тектоническим разломам, секущим структуры вулканического массива или вулкана, и затем впадина заполняется кратерно-озерными отложениями.

Другая точка зрения, сформулированная В.И. Белоусовым, Н.Н. Кожемякой, Н.В. Огородовым, В.М. Сугробовым [7], состоит в том, что образование вулканотектонической депрессии происходит при резком воздымании района, в результате которого по периферии куполовидного поднятия закладываются кольцевые разломы, часто проходящие через вулканические центры. В последующем вдоль кольцевых разломов (или сложных систем разломов) происходит внедрение магматических расплавов различного химического состава с образованием полигенных вулканов, экструзий и эффузивных куполов. Таким образом формируются кольцевые или дуговые хребты, во внутренних частях которых образуются замкнутые котловины с внутренними водоемами. На последних этапах развития района они заполняются вулканогенно-осадочными толщами плиоценово-четвертичного возраста.

Новые данные, полученные в настоящее время в Паужетском геотермальном районе, показывают, что вулканотектонические депрессии заложились в конце плиоценового времени. Согласно первой концепции [4-6] в нижнеплиоценовое время и ранее на месте вулканотектонической депрессии был вулкан или группа вулканов, поэтому в глубоких горизонтах депрессии должны быть



Палеотектоническая схема Камчатки для миоценового времени (по Н.А. Храмову)

1 - Западно-Камчатский прогиб;
 2 - Центрально-Камчатское поднятие;
 3 - Восточно-Камчатский прогиб;
 4 - поднятие восточных полуостровов;
 5 - наложенный миоценовый вулканический пояс Камчатки;
 6 - позднемиоценовые впадины;
 7 - глубинные разломы;
 8 - интрузии ультраосновных пород;
 9 - некоторые гидротермальные системы Камчатки (I - Паужетская, 2 - Кошелевская, 3 - Ходуткинская, 4 - Северо-Мутновская, 5 - Жировская, 6 - Паратунская, 7 - Больше-Банная, 8 - Семейчинская, 9 - Долина Гейзеров, 10 - Узонская, 11 - Киреунская);
 12 - геотермальные районы Камчатки;
 А - Паужетский, Б - Мутновский, В - Паратунский, Г - Семейчинский

вулканогенные породы, характерные для вулканических построек. Однако скважины, пробуренные в долине реки Паужетки, вскрыли осадочные породы с фаунной пелелипод предположительно миоценового возраста. По нашему мнению, это является веским аргументом в пользу второй концепции [7].

Геотермальным районам, локализующимся в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского и палеогеново-неогенового возраста, в структурном отношении соответствуют складчато-глыбовые поднятия (горст-антиклинали, обрамляющие грабен-синклинали [3]).

В Мутновском и Паратунском геотермальных районах, которые пространственно связаны с Начикинским складчато-глыбовым поднятием, в составе толщ присутствует значительная доля вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Мощность формаций измеряется первыми километрами. Тектоника этих районов характеризуется интенсивными складчато-глыбовыми дислокациями. Отдельные структуры этих зон имеют большие линейные размеры, достигающие в ширину до десяти и в длину нескольких десятков километров. Эти структуры прорваны молодыми вулканогенными образованиями различного состава — от базальтов до риолитов.

Четвертичные андезитобазальтовые вулканы центрального типа имеются только в Мутновском районе, в Паратунском — разрушенные постройки вулканов этого типа палеоген-неогенового возраста. Вулканизм кислого и андезитового состава проявляется в виде экструзий или экструзивных массивов. Последние занимают водоразделы и имеют очертания правильных конусов, обелисков, гребней, массивов неправильной формы, куполов или ряда куполов. Базальтовый вулканизм проявляется в виде отдельных шлаковых конусов с лавовыми потоками.

Гидротермальные системы здесь приурочены к структурным депрессиям, заложенным на крыльях поднятий по крупным разломам. В геологических разрезах этой группы геотермальных районов также присутствуют спекшиеся туфы и игнимбиты. В некоторых случаях устанавливается связь спекшихся туфов с кислыми экструзиями.

Соотношение гидротермальной деятельности и магматизма в ходе геологической истории можно рассмотреть на примере Паужетского геотермального района.

В позднем палеогене — нижнем миоцене в данном районе существовала цепь вулканических островов. В среднем миоцене вулканическая деятельность происходила в значительной мере в субэаральных условиях. В позднеплиоценовое время формируются крупные андезитобазальтовые и андезитовые стратовулканы, наращивающие площадь ранее существовавших вулканических центров. В настоящее время их большая часть полностью разрушена. В этот период происходит поднятие района. Различные участки геотермального района поднимались с разной скоростью. Участки, на которых располагались долгоживущие вулканические центры, поднимались более интенсивно. Так возникла Паужетская вулканотектоническая впадина, занятая внутренним водным бассейном изометрической формы, в котором накапливались отложения паужетской свиты. В среднем — верхнем плейстоцене вулканическая активность в пределах вулканических центров сопровождалась блоковыми подвижками. Одновременно в пограничных поднимавшихся районах, расположенных между вулканическими центрами, происходило извержение спекшихся туфов и пемз. Деятельность андезитобазальтовых вулканов среднеплейстоценового времени, возникших в периферийных частях вулканических центров, завершилась извержением лав и экструзий дацитового и риолитового состава.

В конце верхнего плейстоцена и в голоцене интенсивность вулканической деятельности возрастает. Происходит одновременное излияние лав основного и кислого состава. Количество продуктов кислого вулканизма в общем объеме продуктов извержений увеличивается за счет пемз и особенно формирования экструзивного массива Дикий Гребень. Вулканическая деятельность закончилась в позднеголоценовое время излиянием лав базальтового состава.

Таким образом, выявляется особая роль вулканической деятельности в формировании Паужетского геотермального района. Некоторые вулканические центры действовали почти непрерывно со среднего плейстоцена до голоцена, поставляя материал в вулканотектоническую впадину. В ранние стадии вулканической деятельности преобладает вынос андезитобазальтового материала. В голоцене объем кислого изверженного материала почти вдвое превышает количество продуктов андезитобазальтового вулканизма. В позднеголоценовое время снова увеличивается роль андезитобазальтового вулканизма. Приблизительный расчет для изученного периода времени показывает, что вынос тепла андезитобазальтовыми лавами в единицу времени на порядок выше, чем вынос тепла продуктами кислого вулканизма. Интенсивность теплопотерь в плейстоцене составляет около $2 \cdot 10^7$ кал/с, увеличиваясь в голоцене до $13,5 \cdot 10^7$ кал/с. В целом интенсивность теплопотерь за счет продуктов вулканизма в плейстоцене одинакова.

Современная гидротермальная деятельность, которая энергетически выражается в выносе 10^8 кал/с тепла гидротермами и продолжительность жизни которой оценивается в 10 000 лет, сопоставима с выносом тепла продуктами кислого вулканизма в голоцене ($8 \cdot 10^7$ кал/с).

Долгоживущие вулканические центры, вероятно, связаны с существованием мощной тепловой аномалии на уровне верхней мантии, обеспечивающей постоянно высокий тепловой поток, который трансформируется в ходе развития субповерхностной геологической структуры. Первоначально вынос тепла идет за счет извержения продуктов андезитобазальтового вулканизма. Туфогенно-осадочные отложения, заполняющие Паужетскую впадину, попадают вблизи вулканических центров в зону повышенных температур, обусловленную аномальным тепловым потоком. Под его воздействием в верхней части земной коры создаются условия селекционного плавления. Результатом плавления, возможно, являются кислые экструзии, пемзовые потоки и спекшиеся туфы, образованные, в частности, за счет осадочных пород Паужетской впадины. Химический состав этих пород близок составу кислых и субкислых аналогов изверженных пород. Грубообломочные породы могут быть резервуаром для гидротерм, а горизонты плотных пород и внедрившиеся экструзии создают геологическую структуру для локализации гидротермальных систем.

АБСТРАКТ

Geothermal areas and hydrothermal systems in the region of recent volcanism are associated with long-existing heat flow of anomalously high capacity which is transformed during the development of the subsurface geological structure. Initially, heat discharges are due to eruptions of products of andesite-basalt volcanism.

Under the influence of heat flow in the upper part of the crust, the conditions for selective melting are created resulted in acid extrusions, pumice flows and welded tuffs. Tufogene-sedimentary rocks and intruded extrusions of acid composition produce geologic-structural conditions which provide the formation of hydrothermal systems.

Rough calculations for the Pauzhetsy region show that heat discharge by andesite-basalt lavas is ten times higher than heat discharge by products of acid volcanism. The intensity of heat losses in Pleistocene is $2 \cdot 10^7$ cal/s, increasing in Holocene up to $12,5 \cdot 10^7$ cal/s. Taking into account hydrothermal activity, heat capacity of which is 10^8 cal/s. (during a period of 10 000 years), the intensity of heat losses will amount to $2,25 \cdot 10^8$ cal/s.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.В. Аверьев. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., "Наука", 1966.
2. J.R. McNitt. Review of geothermal resource. — In: Terrestrial heat flow. Geophys. Monogr. Series, 1965, N 8, Baltimore.

3. **Э.Н. Эрлих.** Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. — *Геотектоника*, 1966, № 6.
4. **Б.И. Пийп.** Термальные ключи Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1937.
5. **С.Е. Априлов.** Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка). — *Лаб. вулканол. АН СССР*, 1961, вып. 20.
6. **М.И. Зубин, И.В. Мелехсеев, А.А. Тарахановский, Э.Н. Эрлих.** Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*. М., "Наука", 1971.
7. **В.И. Белоусов, Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов, В.М. Сузробов.** Кислый вулканизм и гидротермальная активность в Паужетском геотермальном районе. — Тезисы докладов к XV Генеральной ассамблее МГГС. М., "Наука", 1971.

С. Ехара

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ РАЙОНА О-ВА ХОККАЙДО ПО ДАННЫМ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Введение

Северо-восточная Япония состоит из трех островных дуг — Курильской, Северо-Восточной Японской и Идзу-Марианской — и тектонически более активна, чем юго-западная Япония. Курильская и Северо-Восточная Японские дуги пересекаются на о-ве Хоккайдо; район вблизи их сочленения очень интересен с точки зрения геофизики и геологии.

Систематические измерения регионального теплового потока в районе Японских островов были начаты в 1957 г. С. Уеда и др. [1]. На о-ве Хоккайдо шесть замеров были сделаны К. Хорай [2], и были опубликованы обобщенные данные [2, 3].

Многочисленные замеры теплового потока на океанском ложе — в западной части Тихого океана, в Японском и Охотском морях — были выполнены японскими и американскими геофизиками. На Сахалине и в Восточной Азии несколько замеров сделаны советскими учеными [4]. В результате модель теплового потока участков вокруг Японских островов стала яснее.

Структура коры и верхней мантии под континентами и океанами совершенно различна, поэтому источники тепла и механизмы его переноса также разные. В связи с этим детальные замеры теплового потока на суше крайне обходимы для решения геотермальных проблем. В частности, они нужны для того, чтобы исследовать связь между вулканической активностью и тепловым потоком.

Основываясь на этом, автор с 1970 г. сосредоточил усилия на увеличении числа замеров теплового потока в юго-западной части о-ва Хоккайдо. До 1973 г. тепловой поток на о-ве Хоккайдо был определен более чем в 30 местах [2, 5 — 8]. Эти данные позволили проанализировать географическое распределение теплового потока на о-ве Хоккайдо и в окружающих районах. Ниже приводятся новые данные и рассматривается связь между распределением теплового потока и тектонической структурой, а также тепловое состояние земной коры и верхней мантии под этими областями.

Распределение теплового потока

Характерные черты геологии о-ва Хоккайдо показаны на рис. 1. Геологические структуры древнее палеогена обнаружены в центральной зоне и на юго-восточном берегу о-ва Хоккайдо, а неогеновые вулканиты широко распространены в юго-западной и северо-восточной частях острова. Особенность геологической структуры Хоккайдо — расположение древних структур перпендикулярно к простиранию Курильской дуги. Различные данные по гравиметрии, топографии и поверхностным землетрясениям вдоль узкого пояса от центральной части Хоккайдо к Сахалину свидетельствуют о зональном расположении структур перпендикулярно к простиранию островной дуги, хотя верхняя мантия под этим регионом проявляет типичную структуру островной дуги, для которой

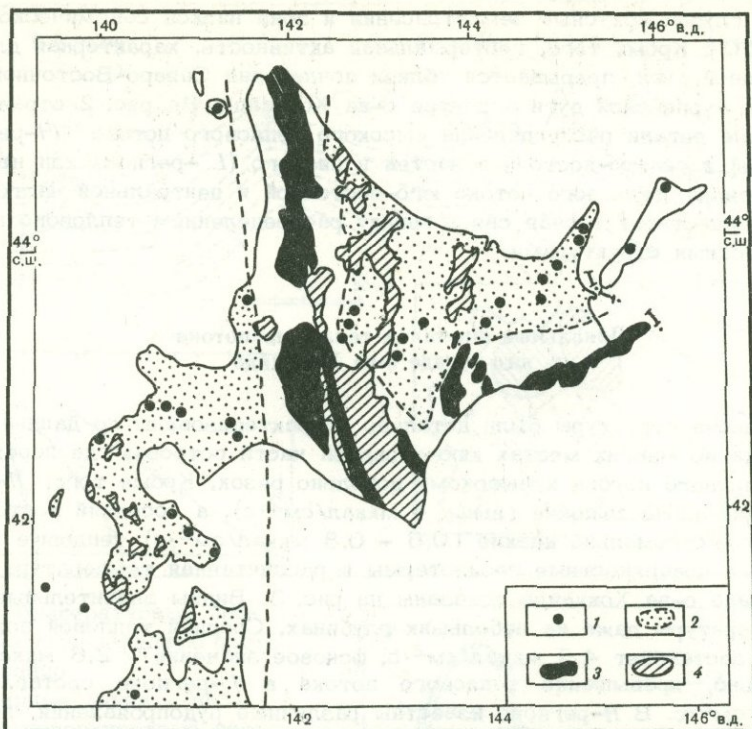


Рис. 1. Схематическая геологическая карта о-ва Хоккайдо (по М.Минато и др. [9])

1 - четвертичные вулканы; 2 - район распространения зеленых туфов;
 3 - меловые и палеогеновые отложения; 4 - палеозойские и раннемезозойские отложения

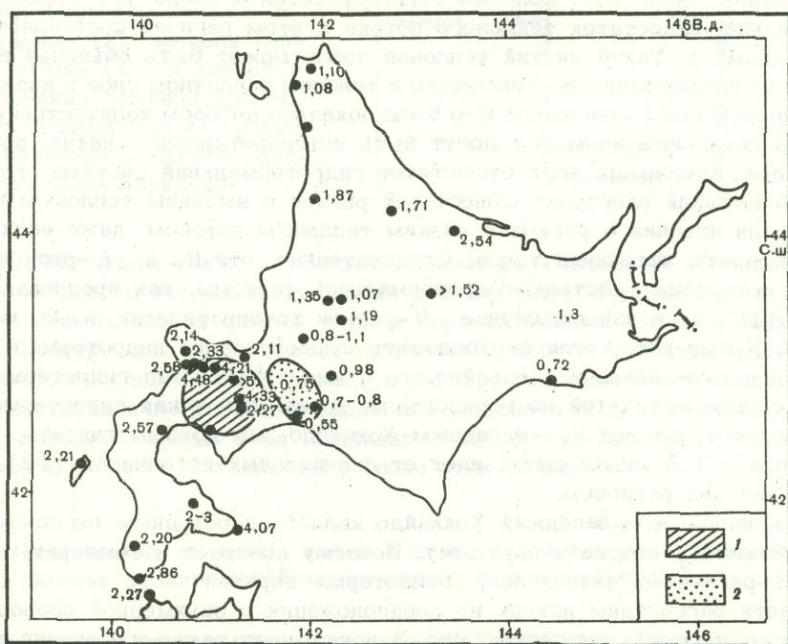


Рис. 2. Распределение теплового потока на о-ве Хоккайдо

Цифры - значения теплового потока в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. 1 - H-регион
 2 - L-регион

характерны глубокофокусные землетрясения и зона низкой сейсмической добротности [10]. Кроме того, геотермальная активность, характерная для структуры островной дуги, прерывается вблизи сочленения Северо-Восточной Японской дуги и Курильской дуги в центре о-ва Хоккайдо. На рис. 2 отражены специфические детали распределения высокого теплового потока (H -регион) юго-западной и северо-восточной частей и низкого (L -регион) или нормального (V -регион) теплового потока юго-восточной и центральной частей о-ва Хоккайдо. Существует тесная связь между распределением теплового потока и геологическими структурами.

Локальные аномалии теплового потока на юго-западе о-ва Хоккайдо

Геологически структуры были детально охарактеризованы по данным измерений потока во многих местах юго-западной части острова, где переход от низкого теплового потока к высокому довольно резок. Кроме того, H -регион имеет экстремально высокие (выше $4 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$), а соседний восточный L -регион — экстремально низкие ($0,6 - 0,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$) тепловые потоки. Наблюдаемые поверхностные геоизотермы и рассчитанная температура в коре на юго-западе о-ва Хоккайдо показаны на рис. 3. Видны значительные изменения температуры даже на небольших глубинах. Средний тепловой поток в H -регионе составляет $4,3 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, фоновое значение — $2,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, следовательно, превышение теплового потока в H -регионе составляет $1,7 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. В H -регионе известны различные рудопоявления, появившиеся в период от позднего неогена до четвертичного времени [11]. Если такие рудопоявления были образованы интрузивом, то экстремально высокие тепловые потоки в H -регионе, вероятно, связаны с формациями рудоносных отложений. Избыток теплового потока можно приписать огромной активности интрузива, который появился несколько миллионов лет назад; его размеры могли быть около 40 км в диаметре и от 10 до 20 км глубиной, если принять его форму за цилиндрическую [8]. С другой стороны, средний тепловой поток в L -регионе составляет около $0,7$, фоновый тепловой поток — около $1,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Следовательно, недостаток теплового потока в этом регионе составляет около $0,7 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Такой низкий тепловой поток может быть объяснен влиянием термального преломления, возникающего в толстом осадочном слое с низкой теплопроводностью под L -регионом. Это было доказано автором количественно [8].

Однако локальные аномалии могут быть интерпретированы иначе, другими механизмами. Например, если существует гидротермальная система, то, возможно, на площади разгрузки существует регион с высоким тепловым потоком, а на площади питания — регион с низким тепловым потоком, даже если там нет специального источника тепла. Следовательно, эти H - и L -регионы могут быть приписаны действию гидротермальной системы, как предполагал К. Юхара [12], но в данном случае H -регион топографически выше, чем L -регион. Кроме того, если предположить существование гидротермальной системы под юго-западным Хоккайдо, то нужно принять тип гидротермальной системы сильно вытянутой по горизонтали. Даже если такая гидротермальная система существует под юго-западным Хоккайдо, мы должны считать, что избыток тепла в $1,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ идет от специальных источников [12], таких, как интрузии под регионом.

Первоначально юго-западный Хоккайдо являлся переходным регионом от низкого теплового потока к высокому. Поэтому контраст в температурах между L - и H -регионами значителен. Геоизотермы верхней части земной коры в этой области рассчитаны исходя из предположения о двухмерной проводимости тепла в стационарном состоянии. Рис. 3 показывает также изменение температуры с глубиной в верхней части земной коры этой области. Температурные различия между вышеупомянутыми регионами могут достигать в верхней части земной коры нескольких сот градусов Цельсия.

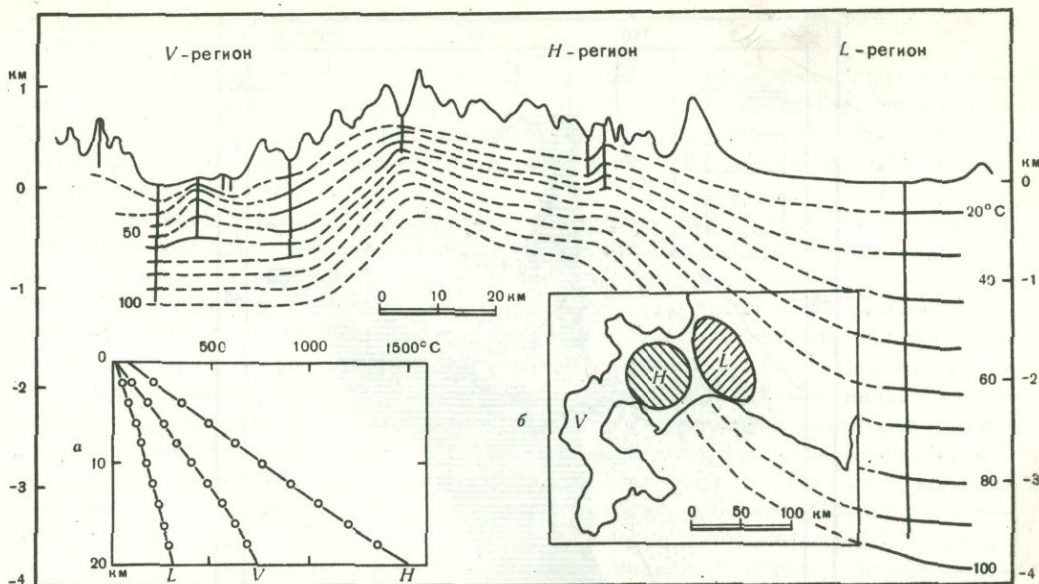


Рис. 3. Температурный профиль через юго-западную часть о-ва Хоккайдо

Пунктирные линии — наблюдаемые поверхностные геоизотермы. На вставках: а — рассчитанные температурные кривые, в верхней части земной коры; б — район расположения профиля

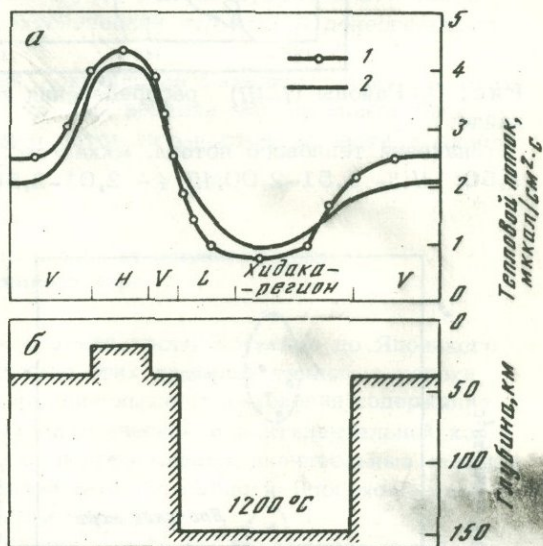


Рис. 4. Наблюдаемая (1) и рассчитанная (2) модели теплового потока (а) и характер распределения температуры по разрезу, параллельному простиранию Курильской дуги в средней части о-ва Хоккайдо (б)

Были рассчитаны также глубинные геоизотермы под этой областью (рис. 4). Профиль теплового потока предполагает значительную температурную дифференциацию в нижних частях земной коры и верхней мантии. Сходное распределение температуры для этой области независимо получено Н. Нисида (личное сообщение), использовавшего аномалии электропроводимости. Итак, мы можем предположить наличие аномалий теплового режима в коре и верхней мантии под юго-западной частью о-ва Хоккайдо и сделать заключение о существовании резкого различия в тепловом режиме этих областей.

Пояс низкого теплового потока в центральной части о-ва Хоккайдо и тепловой режим коры и верхней мантии

Распределение теплового потока на о-ве Хоккайдо и вблизи него дано на рис. 5, а профиль теплового потока — через Хоккайдо от оси Японского жёлоба — на рис. 6. В центральной части Хоккайдо увеличение теплового потока такое же, как для структуры типичной островной дуги, но сами значения

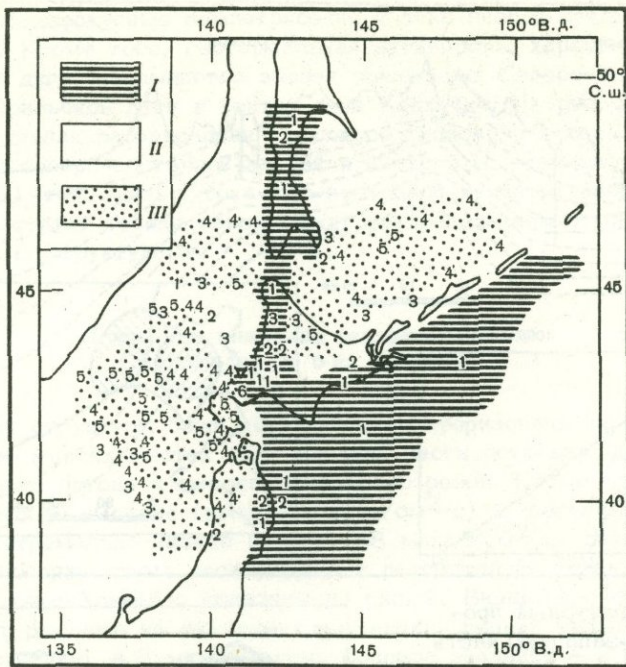


Рис. 5. Районы (I-III) распределения теплового потока вокруг о-ва Хоккайдо

Значения теплового потока, мккал/см².с: I: 1- 0,51-1,00; 2 - 1,01-1,50; II: 3- 1,51-2,00; III: 4 - 2,01-2,50; 5 - 2,51-3,00; 6 - 3,01

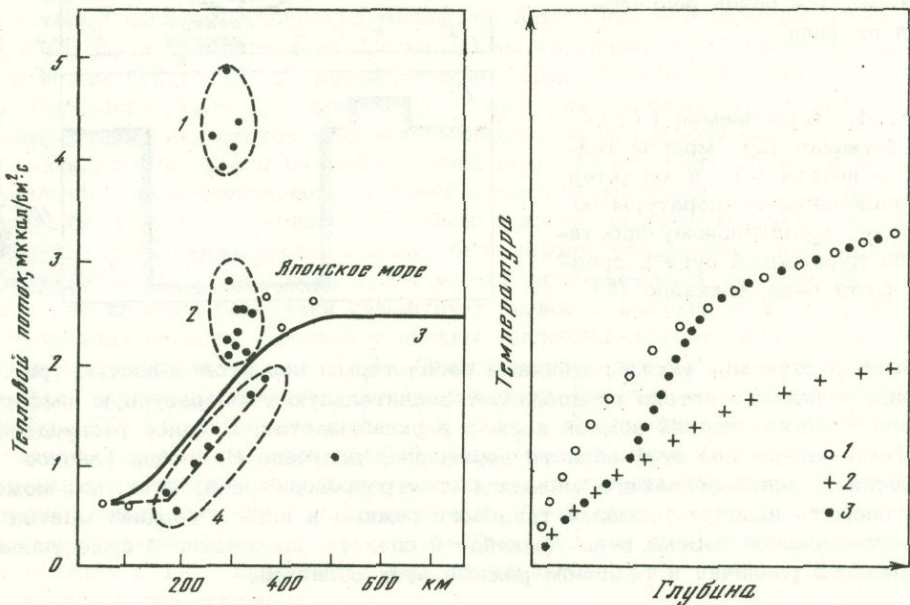


Рис. 6. Профиль теплового потока через о-в Хоккайдо от Японского желоба
1 - Н-регион; 2 - вулканический район; 3 - характерный тепловой профиль островной дуги; 4 - Центральный Хоккайдо; точки - значения теплового потока

Рис. 7. Схематическое распределение температур в коре и верхней мантии (150 км по глубине) центральной части о-ва Хоккайдо

1, 2 - районы высокого и низкого значений теплового потока соответственно; 3 - расчет для центральной части о-ва Хоккайдо

теплового потока ниже на $0,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ по сравнению со значениями для Северо-Восточной Японской островной дуги.

Этот факт (наряду с тесной корреляцией между низким значением поверхностного теплового потока и горячей мантией, полученной по сейсмической добротности структуры [10]) позволяет предположить наличие слоя негативного источника тепла в нижней части земной коры и в самых верхних частях мантии этой области.

Схематическая диаграмма, которая может объяснить наблюдаемое низкое значение поверхностного теплового потока и существование горячей мантии, дана на рис. 7. Такое резкое уменьшение температуры может иметь место в нижней части коры и в наиболее верхних частях мантии в центральной части о-ва Хоккайдо. Рассматривая эту кривую как результат действия негативного источника тепла, можно одновременно объяснить и нагрев мантии, на который указывает ослабление сейсмических волн, и наблюдаемое низкое значение поверхностного теплового потока. Вероятно, существует некоторая связь между слоем с негативным источником тепла и геологическими структурами древнее неогена. Пока рано говорить о свойствах слоя с негативным источником тепла, но можно предположить наличие эндотермической реакции дегидратации, что видно из метаморфической деятельности, рассмотренной С. Уэда и К. Хораи [3]. Возможны и другие объяснения низкого теплового потока центральной части о-ва Хоккайдо. В любом случае должна существовать связь между низким тепловым потоком и тектонической структурой донеогенового возраста.

На участке от северного окончания Хоккайдо до Сахалина тепловые потоки колеблются от $1,0$ до $1,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Там верхняя мантия может быть относительно холодной. Низкий тепловой поток юго-восточной части Хоккайдо может быть интерпретирован так же.

Распределение теплового потока от островной дуги до окраинного моря

Профили теплового потока от юго-западной части Хоккайдо до Японского моря даны на рис. 8. В западной половине этих профилей тепловые потоки имеют равномерно высокие величины, не зависящие от изменения содержания радиоактивных элементов в структурах океанической и континентальной коры. Эти одинаково высокие тепловые потоки подразумевают значительные отличия теплового режима коры и верхней мантии о-ва Хоккайдо и Японского моря и могут быть интерпретированы следующим образом.

Попытаемся объединить тепловой режим, используя двухмерное уравнение и зависимость теплопроводности от времени. Рассматриваемые регионы разделим на три части, а именно: океаническую область, переходную зону и область суши (рис. 9). Цифры на диаграмме являются примерами данных мантийных тепловых потоков, которые постоянны в соответствующих регионах и определяются с помощью следующих параметров: λ — теплопроводность, $\text{кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$; ρ — плотность, г/см^3 ; c — теплоемкость, $\text{кал/г} \cdot \text{град}$; k — коэффициент диффузии, $\text{см}^2/\text{с}$; H — генерация радиогенного тепла, $\text{кал/см}^3 \cdot \text{с}$. Значения этих параметров: для гранитного слоя $\lambda = 7,5 \cdot 10^{-3}$, $\rho = 2,7$, $c = 0,3$, $k = 9,3 \cdot 10^{-3}$, $H = 5,5 \cdot 10^{-13}$; для базальтового слоя $\lambda = 5,0 \cdot 10^{-3}$, $\rho = 3,0$, $c = 0,3$, $k = 5,6 \cdot 10^{-3}$, $H = 1,1 \cdot 10^{-13}$; для ультраосновного слоя $\lambda = 1,0 \cdot 10^{-2}$; $\rho = 3,5$, $c = 0,3$, $k = 9,5 \cdot 10^{-3}$; $H = 2,0 \cdot 10^{-15}$. Первичное распределение температур и мантийный тепловой поток Q_m принимаем как параметры. Регион с высоким тепловым потоком идентифицируется с так называемым районом зеленых туфов Японии. Время формирования в расчетах взято для начальной стадии активности зеленых туфов, т.е. около $25 \cdot 10^6$ лет назад.

Изменяя параметры (начальное распределение температуры и мантийный тепловой поток), получим данные современного теплового потока на земной поверхности. Вариации во времени тепловых потоков и их температур на глубине

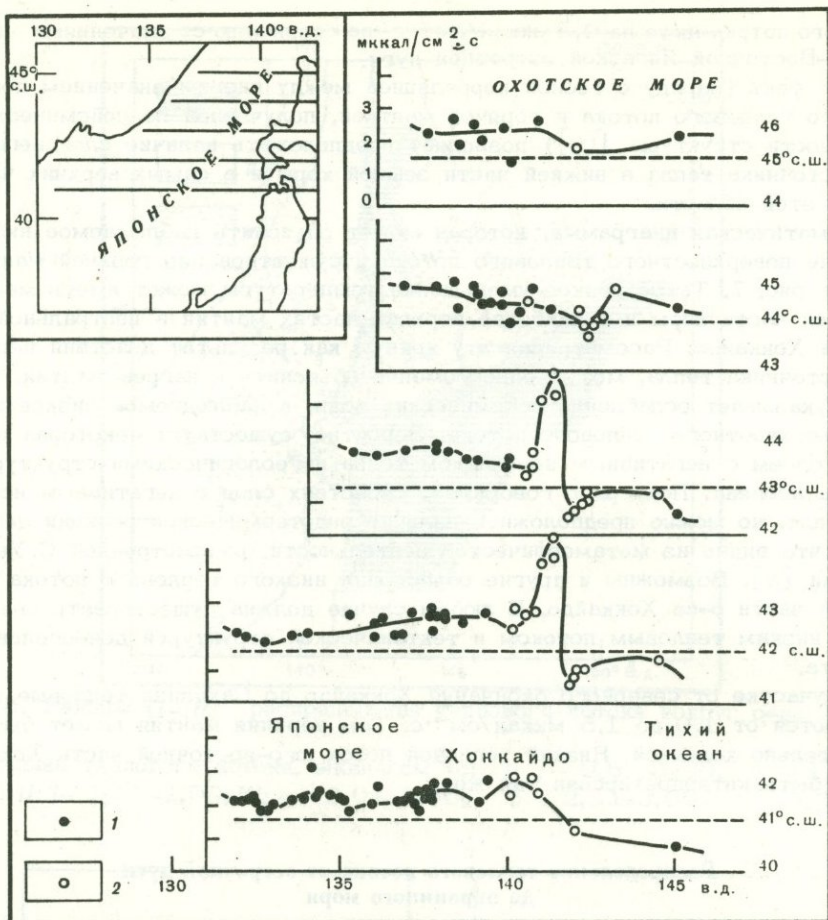


Рис. 8. Профили теплового потока на море (1) и на суше (2) через северо-восточную часть Японской островной дуги

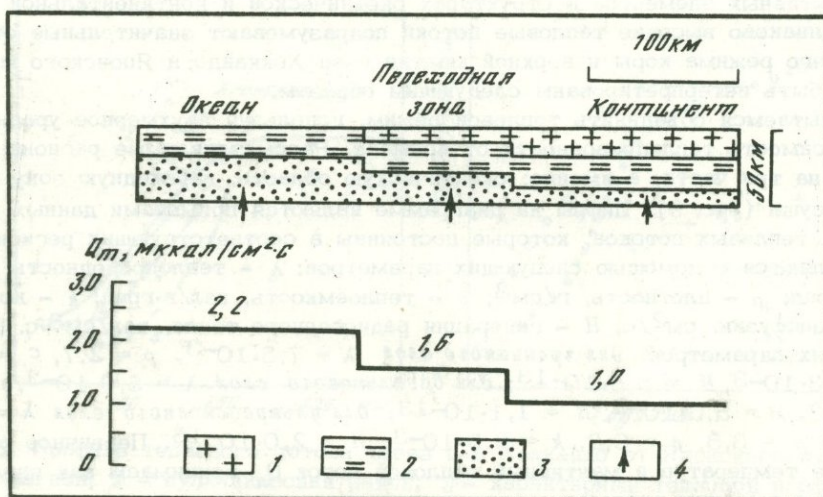


Рис. 9. Модель структуры коры и верхней мантии по данным теплового потока

1 - гранитный слой; 2 - базальтовый слой; 3 - ультраосновной слой; 4 - мантийный тепловой поток

Рис. 10. Вариации во времени поверхностного теплового потока (1-3) и температуры основания (1'-3') (на глубине 50 км) для трех выделенных регионов

1,1' - океан; 2,2' - переходная зона; 3,3' - континент

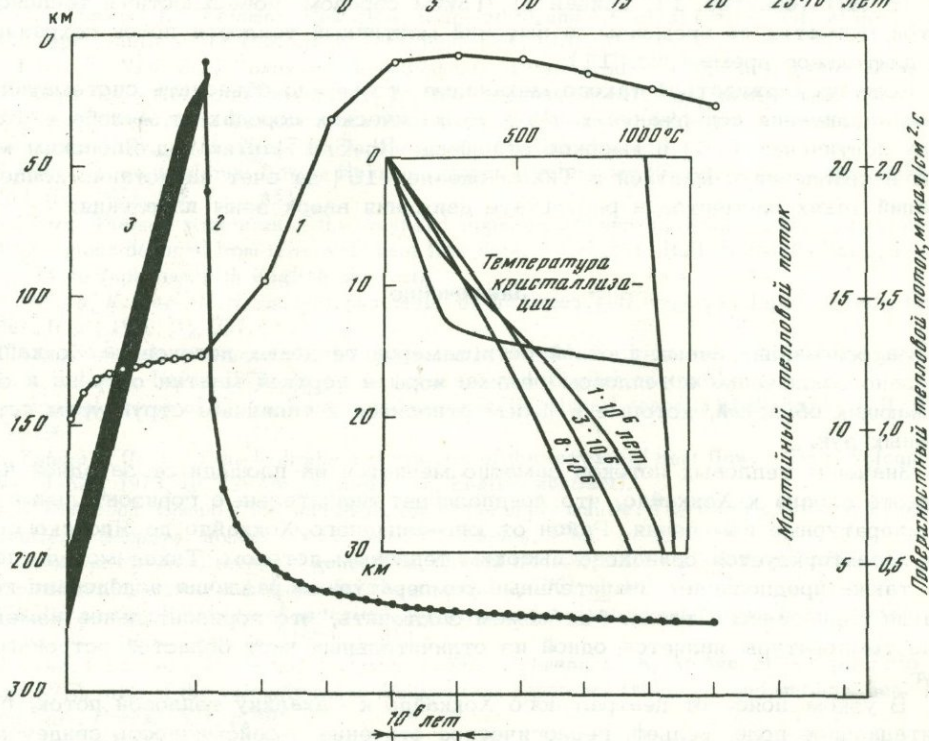
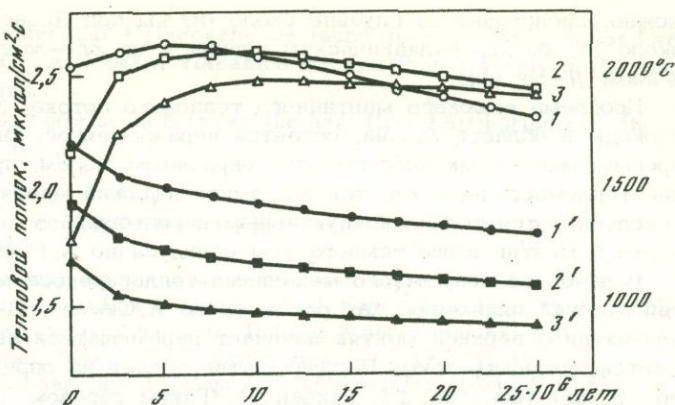


Рис. 11. Изменение во времени поверхностного (1) и глубинного (мантийного) (2) теплового потока при подъеме "расплавленного слоя" (3). На вставке - изменение температуры коры со временем после кристаллизации "расплавленного слоя"

50 км даны на рис. 10, где показан один из приемлемых результатов. При этом для получения одинаково высоких тепловых потоков необходимо, чтобы:

1) градиент начальной температуры был почти в два раза больше, чем в геотермальной модели А. Рингвуда [13] для соответствующих областей. Такой высокий градиент начальной температуры означает, что кора и верхняя мантия в начальной стадии активности зеленых туфов были намного горячее нормального состояния;

2) высокие мантийные тепловые потоки действовали в течение длительных периодов. Например, мантийные тепловые потоки под областью океана, переходной зоной и областью суши соответственно составляют 2,2; 1,6 и 1,0 мккал/см²·с. Кроме того, частичное расплавление верхней мантии, воз-

можно, происходит на глубине около 40 км под Японским морем и на глубине около 70 км под вулканическим регионом на юго-западе Хоккайдо, за исключением *H*-региона.

Проблема высокого мантийного теплового потока, действующего длительные периоды в области океана, остается неразрешенной. Высокий тепловой поток, превышающий $2 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ под окраинным морем, предполагает существование тепломассопереноса, так как такой высокий мантийный тепловой поток не обеспечивается только кондуктивным переносом без повышения температуры верхней мантии выше температуры солидуса по А. Рингвуду [13].

В качестве возможного механизма теплопереноса мы отмечаем перенос тепла зоной плавления, как рассмотрено Я. Симазу [14]. Зона плавления и конвекции в верхней мантии начинает перемещаться вверх, при этом уменьшается мощность зоны. Расплав затвердевает на определенной глубине (около 16 км) (см. рис. 11, кривая 3). Таким образом, поверхностный тепловой поток меняется со временем, а высокий мантийный тепловой поток сохраняется длительное время (рис. 11).

Если придерживаться такого механизма, то можно объяснить систематическое увеличение содержания калия в вулканических породах от желоба в сторону континента [15] и высокое отношение Rb/Sr в мантии под Японским морем в сравнении с мантией в Тихом океане [16] за счет нарастания концентраций таких элементов в результате движения вверх зоны плавления.

Заключение

На основании данных плотной сети замеров тепловых потоков на Хоккайдо сделано заключение о тепловом режиме коры и верхней мантии острова и окружающих областей, которые в целом относятся к типичным структурам островных дуг.

Значение тепловых потоков заметно меняется на площади от западной части Тихого океана к Хоккайдо, что предполагает значительные горизонтальные температурные изменения. Район от юго-западного Хоккайдо до Японского моря характеризуется одинаково высоким тепловым потоком. Такая модель потока также предполагает значительные температурные различия вследствие генерации радиогенного тепла. Мы можем заключить, что горизонтальное изменение температуры является одной из отличительных черт областей островных дуг.

В узком поясе от центрального Хоккайдо к Сахалину тепловой поток, гравитационное поле, рельеф, геологическое строение и сейсмичность свидетельствуют о расположении структуры перпендикулярно к простираению Курильской дуги, хотя верхняя мантия под этим регионом имеет типичную структуру островной дуги, характеризующуюся наклонной сейсмичной зоной и зоной низкой сейсмической добротности. Эта противоречивость объясняется тем, что под вышеупомянутым поясом верхняя мантия находится в состоянии тектонической активизации, тогда как кора сохраняет древние геологические структуры, независимые от погружения плиты в настоящее время. Следовательно, тепловой поток этой области отражает очень верно такую специфическую картину.

ABSTRACT

Recently terrestrial heat flows have been measured at more than thirty sites in Hokkaido. These data enable us to discuss the geographical distribution of heat flows in Hokkaido and its surrounding areas. Main features of the distribution are high heat flows in the southwestern part and perhaps in the northeastern part too, and low or normal heat flows in the south-eastern and central parts.

The geologic structures older than Palaeogene are found in the central zone and southeastern shore of Hokkaido, but Neogene volcanics are distributed widely in the southwestern and northeastern parts.

We can point out the close correlation between the heat flow distribution and the geologic structures in these areas.

ЛИТЕРАТУРА

1. S. Uyeda, T. Yukutake, I. Tanaoka. Studies of the thermal state of the earth. The first paper. Preliminary report of terrestrial heat flow in Japan. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1958, 36, 251.
2. K. Horai. Studies of the thermal state of the earth. The 12th paper. Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido District, Japan. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1963, 41, 167.
3. S. Uyeda, K. Horai. Terrestrial heat flow in Japan. - J. Geophys. Res., 1964, 69, 2121.
4. E.A. Lubimova, I.S. Feldman. Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the U.S.S.R. - Tectonophysics, 1970, 10, 245.
5. S. Ehara, N. Nishida, I. Yokoyama. Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido (Part I). - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1970, 24, 125 (in Japanese with English abstract).
6. S. Ehara, I. Yokoyama. Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido. - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1971, 26, 67 (in Japanese with English abstract).
7. S. Ehara. Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan-Preliminary Report. - J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1971, Ser. 7, 3, 443.
8. S. Ehara. Thermal structures of the crust and upper mantle beneath Hokkaido and its surrounding regions deduced from terrestrial heat flow data. - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1974, 31, 33 (in Japanese with English abstract).
9. M. Minato, K. Yagi, M. Huhashi. Synthesis of the Green Tuff Region in Japan. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1956, 34, 237.
10. T. Utsu. Anomalous structure of the upper mantle beneath the Japanese islands. - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1971, 25, 99 (in Japanese with English abstract).
11. Geological Survey of Japan. Metallic and non-metallic mineral deposits of Hokkaido, I, II, III, IV, 1967.
12. K. Yuhara. Effects of the hydrothermal systems of the terrestrial heat flow. - Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1973, 18, 129 (in Japanese with English abstract).
13. A.E. Ringwood. Composition and evolution of the upper mantle. The Earth's Crust and Upper Mantle. - Geophys. Monogr., N 13, AGU, Washington, 1969.
14. Y. Shimazu. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magmas. - J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, 9, 185.
15. W.R. Dickinson. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. - Rev. Geophys., 1970, 8, 813.
16. N. Ueno, I. Kaneoka, M. Ozima, T. Zashu, Y. Sato, T. Iwabuchi. K-Ar Age, Sr isotopic ratio and K/Rb ratio of the volcanic rocks dredged from Japan Sea Island arc and marginal sea. Tokai Univ. Press, 1971. p.305.

№	Имя автора	Название работы	Год
1	S. Uyeda, T. Yukutake, I. Tanaoka	Studies of the thermal state of the earth. The first paper. Preliminary report of terrestrial heat flow in Japan.	1958
2	K. Horai	Studies of the thermal state of the earth. The 12th paper. Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido District, Japan.	1963
3	S. Uyeda, K. Horai	Terrestrial heat flow in Japan.	1964
4	E.A. Lubimova, I.S. Feldman	Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the U.S.S.R.	1970
5	S. Ehara, N. Nishida, I. Yokoyama	Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido (Part I).	1970
6	S. Ehara, I. Yokoyama	Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido.	1971
7	S. Ehara	Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan-Preliminary Report.	1971
8	S. Ehara	Thermal structures of the crust and upper mantle beneath Hokkaido and its surrounding regions deduced from terrestrial heat flow data.	1974
9	M. Minato, K. Yagi, M. Huhashi	Synthesis of the Green Tuff Region in Japan.	1956
10	T. Utsu	Anomalous structure of the upper mantle beneath the Japanese islands.	1971
11	Geological Survey of Japan	Metallic and non-metallic mineral deposits of Hokkaido, I, II, III, IV.	1967
12	K. Yuhara	Effects of the hydrothermal systems of the terrestrial heat flow.	1973
13	A.E. Ringwood	Composition and evolution of the upper mantle. The Earth's Crust and Upper Mantle.	1969
14	Y. Shimazu	Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magmas.	1961
15	W.R. Dickinson	Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics.	1970
16	N. Ueno, I. Kaneoka, M. Ozima, T. Zashu, Y. Sato, T. Iwabuchi	K-Ar Age, Sr isotopic ratio and K/Rb ratio of the volcanic rocks dredged from Japan Sea Island arc and marginal sea.	1971

К. Юхара

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ТЕПЛОВОЙ РАЗГРУЗКИ В ЯПОНИИ

Характеристика гидротермальных проявлений

Япония – страна влажная, осадков здесь выпадает от 500 до 3500 мм/год. Соотношение между площадями и количеством выпадающих осадков дано в табл. 1. Распределение осадков показано на рис. 1. Полная сумма осадков в год составляет $6 \cdot 10^{11}$ т. Влажность окружающей среды воздействует на природу страны, в том числе на гидротермальные проявления. В Японии известно около 1500 участков, включающих около 17 000 горячих источников. Их распределение показано на рис. 2. Они в основном расположены вдоль кайнозойских и третичных вулканических зон. Участки, имеющие большое число горячих источников, совпадают с площадями высокого теплового потока. Расход горячих источников составляет около 1,2 млн. л/мин, что соответствует 0,1% от суммы осадков в Японии. Отношения разгрузки горячих вод к осадкам по регионам даны в табл. 2. В каждой из гидротермальных площадей отношения разгрузки горячих вод к осадкам в бассейне больше, чем значения по региону (табл. 3), и колеблются от 6 до 33%. Основная часть горячих вод этих источников относится к метеорной воде, т.е. осадкам, которые инфильтруются в глубокие слои Земли и нагреваются источниками геотермального тепла. Следовательно, осадки играют важную роль в выносе глубинного тепла.

Влажность окружающей среды воздействует также на качество природного пара геотермальных площадей. В Японии есть три геотермальные электростанции и несколько перспективных геотермальных площадей, где природный пар, во многих случаях влажный, выносится вместе с большим количеством термальной воды. В табл. 4 показаны термодинамические свойства таких геотермальных флюидов.

Таблица 1

Количество атмосферных осадков, выпадающих в Японии

Осадки, мм/год	Площадь, км ²	Общее количество осадков, 10 ³ т/год
500-1000	42 380,5	31 785 375
1000-1500	113 291,1	141 613 875
1500-2000	113 865,6	199 264 800
2000-2500	66 570,5	149 783 625
2500-3000	24 764,5	68 102 375
Более 3000	6 127,3	19 913 725
Сумма	367 000	610 463 775

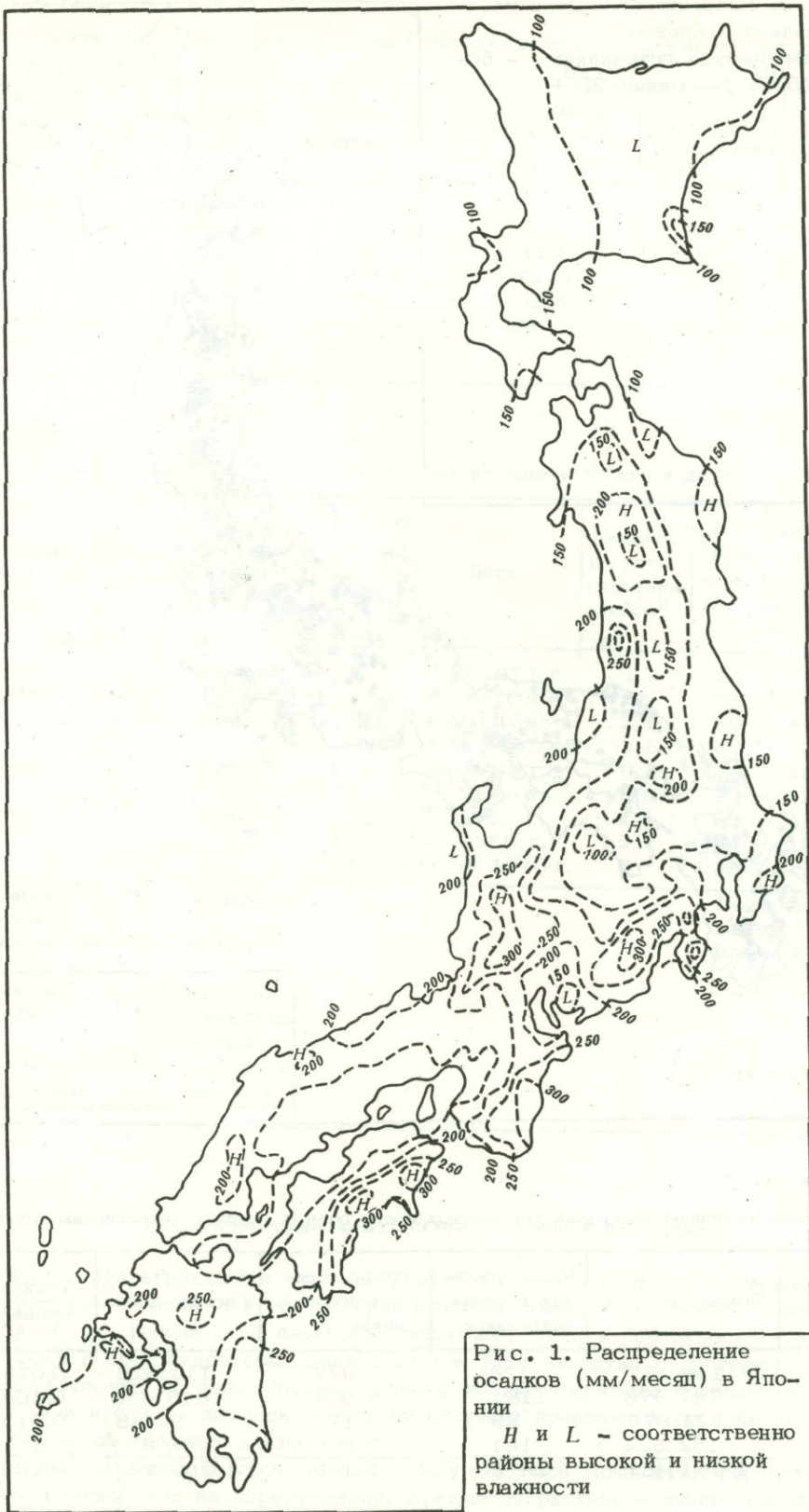


Рис. 1. Распределение осадков (мм/месяц) в Японии
 H и L - соответственно районы высокой и низкой влажности

Рис. 2. Распределение горячих источников в Японии

Температура источника: 1 - более 25°C; 2 - менее 25°C

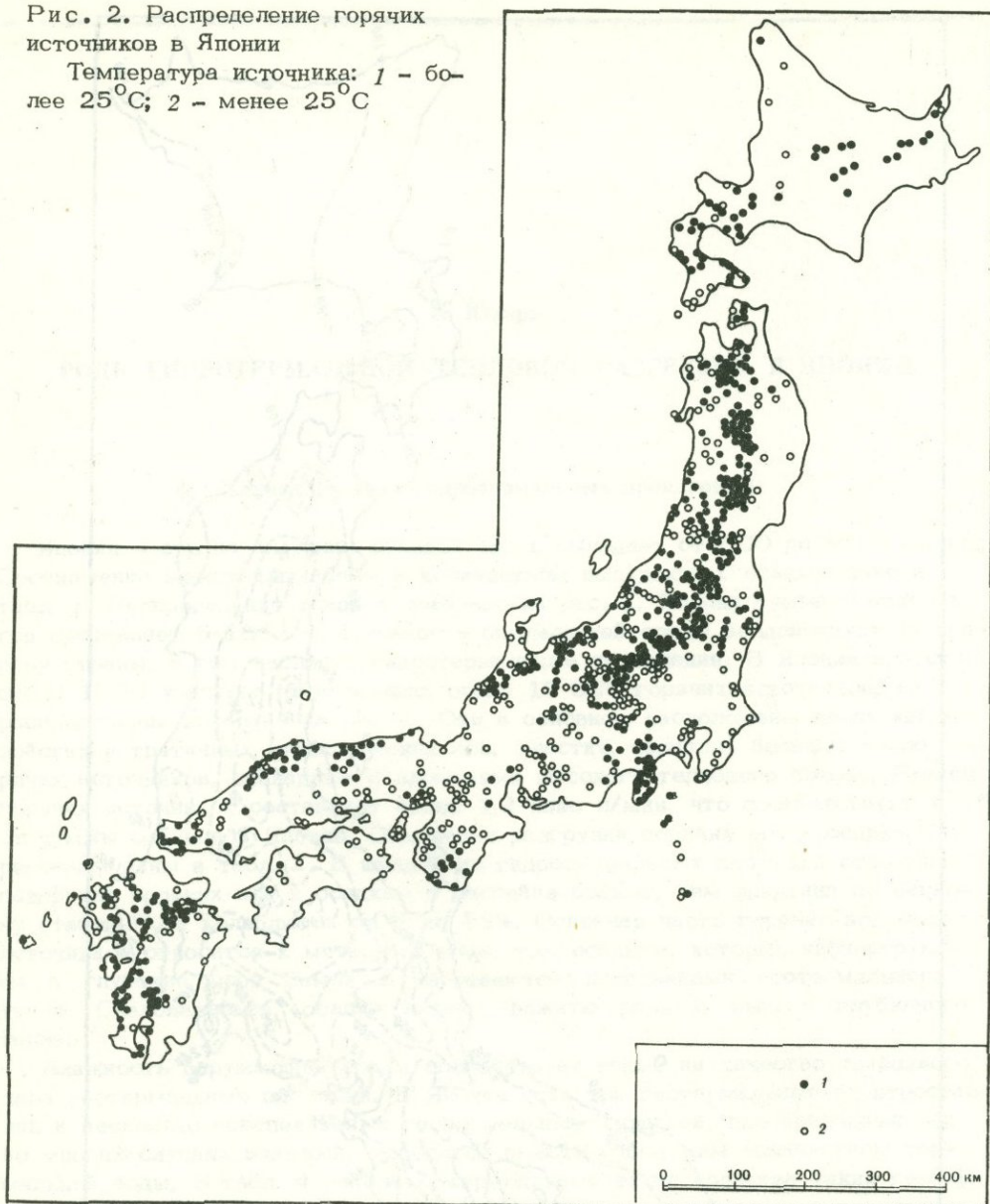


Таблица 2

Отношение величины разгрузки термальных вод к объему осадков по регионам Японии

Регион	Осадки, м ³ /мин	Число участков горячих источников	Число горячих источников	Расход, л/мин	Расход / Осадки
Хоккайдо	149 187	128	927	113 678	0,076
Хонсю	787 878	1181	9 001	815 436	0,108
Сикоку	71 874	29	127	9 448	0,013
Кюсю	152 522	141	7 069	268 631	0,176
Всего по Японии	1 161 461	1479	17 126	1 207 193	0,104

Таблица 3

Отношение разгрузки термальных вод к объему осадков для основных горячих источников

Горячий источник	Площадь участка, км ²	Мощность осадков, м	Средняя температура источника, °С	Расход, 10 ⁶ м ³ /год	Расход / Осадки
Ноборибецу	11,4	1,12	-	2,70	0,23
Тамагава	14,9	1,79	-	4,75	0,18
Атами	18,7	1,66	47,5	10,22	0,33
Ито	49,0	1,66	62,0	16,43	0,20
Беппу	108,0	1,65	55,6	17,16	0,10
Ундзен	1,0	2,59	66,2	0,15	0,06
Ибусуки	20,4	2,17	-	5,84	0,11

Таблица 4

Термодинамические свойства геотермальных флюидов в Японии и других странах

Геотермальная площадь	Осадки, мм/год	Метеорологическая станция	Номер скважины	Дата	Давление на устье скважины, кгс/см ²	Отбор пара, т/ч	Отбор термальной воды, т/ч	°С
Сункио	1144	Асахигава	3	8. XI 1971 г.	1,7	26	0	100
Мацугава	1803	Мацуо	7	IV 1970 г.	6	65	0	100
Онума	1500	Ханава	0-1R 0-8R	10. XI 1968 г. 2. XII 1969 г.	2,1 2,1	30 60	60 60	33 50
Оникобе	1660	Юзава	10 11	XII 1969 г. VII 1970 г.	0,4 0,6	27 34	20 23	57 60
Одаке	2271	Хэнда	9 10	III 1965 г. III 1966 г.	2,1 2,1	29 26	61 114	32 23
Хачобару	2271	Хэнда	3	6. VIII 1970 г.	5	30	116	21
Лардарелло (Италия)	777	Лардарелло						Перегретый сухой пар
Вайракей (Новая Зеландия)	1121	Веллингтон						Влажный пар
Паужетка (СССР)	772	Петропавловск-Камчатский						"
Большие гейзеры (США)	521	Сан-Франциско						Перегретый сухой пар

Роль гидротермальных систем в тепловой разгрузке

Вода, инфильтрующаяся вниз, нагревается термальными или аномальными источниками тепла и в итоге разгружается на поверхности Земли. В результате такой циркуляции вода переносит тепло из глубин к поверхности — это в сущности и есть гидротермальная система. Если масштаб гидротермальной системы большой, то вода снимает большое количество тепла с обширной площади, и в итоге на площади разгрузки системы появляются горячие источники с большой тепловой мощностью.

На рис. 3 показано соотношение между тепловой мощностью горячих источников и площадями их формирования. Кривые на рисунке — линии равной тепловой мощности, показаны также тепловые мощности горячих источников Юмото и Нагасима. Источники Юмото и Нагасима являются типичными примерами

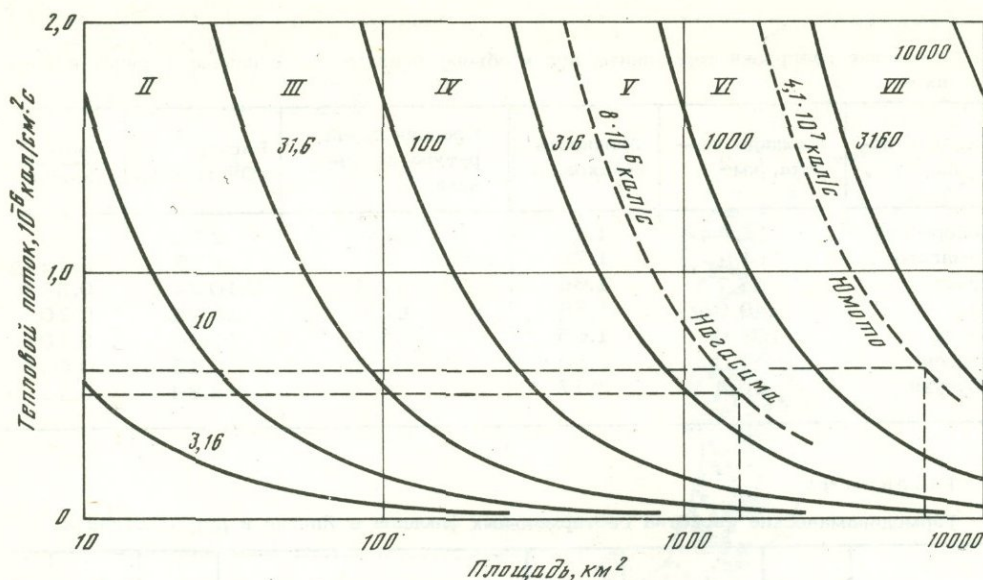


Рис. 3. Связь между тепловой мощностью горячих источников и площадями, необходимыми для получения тепловой разгрузки

Римские цифры – индексы тепловой мощности, цифры у кривых – тепловые мощности в 10^6 кал/мин

горячих источников в невулканических областях. Тепловой поток близ горячих источников Юмото составляет $0,9 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$. Если предположить, что нормальный тепловой поток составляет $1,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ и если различие в $0,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ между нормальными и наблюдаемыми величинами теплового потока связано с его захватом циркулирующей водой в гидротермальной системе, то система должна снять тепло с площади в 7000 км^2 для поддержания тепловой разгрузки источников Юмото величиной в $4,1 \cdot 10^7 \text{ кал/с}$. Для горячих источников Нагасима система должна иметь площадь 1600 км^2 , чтобы обеспечить тепловую разгрузку в $8 \cdot 10^6 \text{ кал/с}$ (если получены различия в $0,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ между нормальным тепловым потоком и локальным наблюдаемым значением в $1,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$).

Приведенные примеры позволяют предположить, что если нет дополнительного источника тепла, то горизонтальные размеры гидротермальной системы должны быть довольно большими. Наоборот, если размеры системы сравнительно невелики, то даже если на поверхности не отмечены вулканические проявления, можно предполагать существование скрытых аномальных источников тепла. В этом случае при суммарном стоке $33,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ и площади водосбора горячих источников Юмото в 1200 км^2 в циркуляции гидротермальной системы будет принимать участие около 2% осадков и аномальный тепловой поток будет $4,3 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$.

Как показано на двух приведенных примерах, гидротермальная система имеет функцию перераспределения глубинного теплового потока. Таким образом, в действующей гидротермальной системе участок с высоким тепловым потоком и гидротермальные проявления образуются в зоне разгрузки системы, а участок с низким тепловым потоком соответствует зоне питания и нагрева.

Механизм перераспределения теплового потока в общем виде показан на рис. 4, где изображен вертикальный разрез модели гидротермальной системы. На разрезе отмечено искривление линий изотерм, обусловленное циркулирующей водой, и соотношение между кондуктивным и конвективным теплопереносом. В области питания линии изотерм опущены вниз, интервалы между ними – более широкие, а кондуктивный тепловой поток меньше, чем на участках с нормальным значением потока. В области разгрузки линии изотерм приподняты вверх. Интервалы между ними увеличены в нижних слоях и уменьшены в верх-

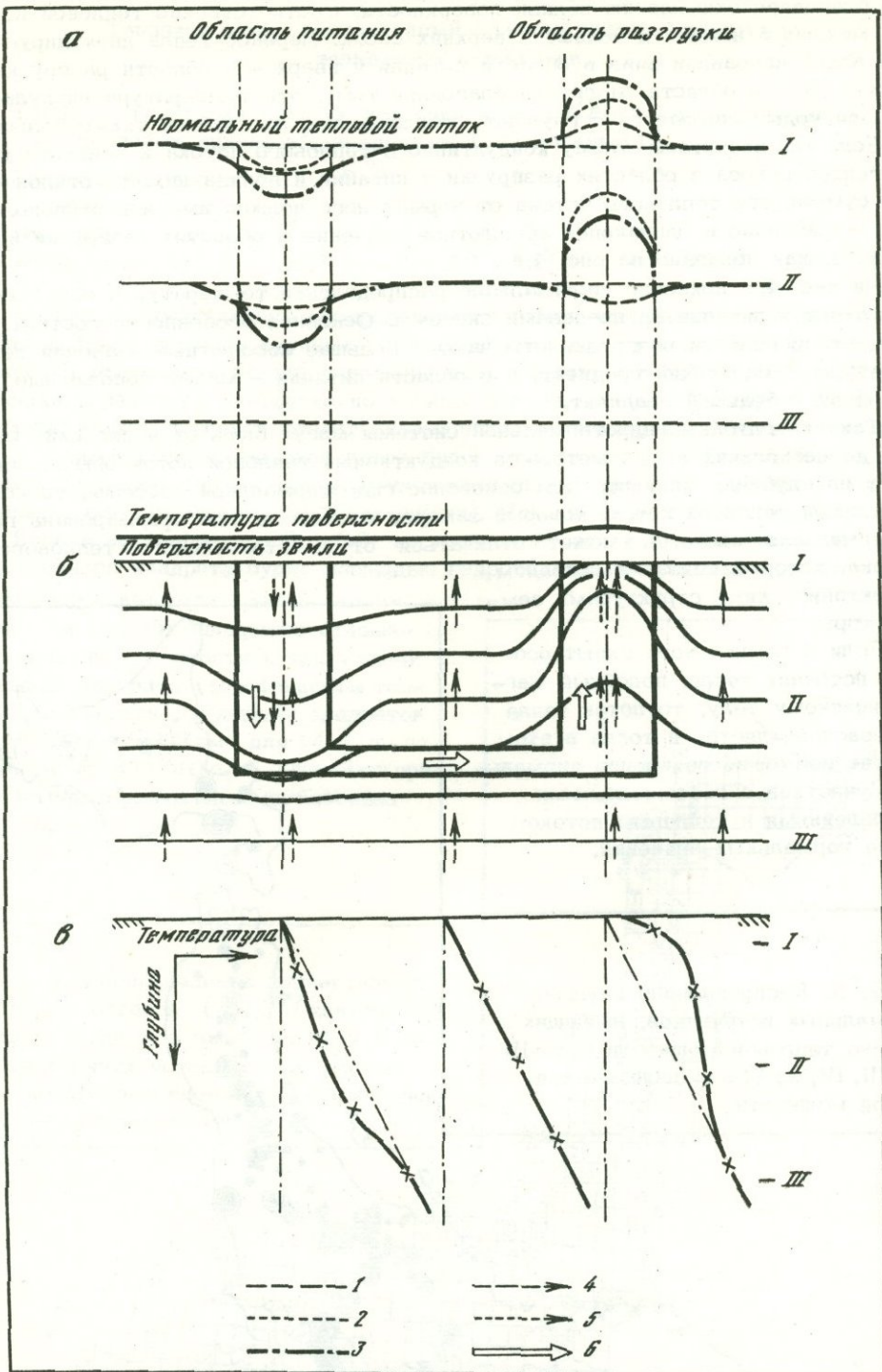


Рис. 4. Перераспределение теплового потока гидротермальной системой
 а - кондуктивный и конвективный вынос тепла на трех уровнях (I-III) в областях питания и разгрузки; б - вертикальное распределение температур в гидротермальной системе; в - вертикальные градиенты температур в областях питания и разгрузки гидротермальных систем. Тепловая разгрузка: 1 - за счет теплопроводности; 2 - за счет конвекции; 3 - суммарная величина; 4 - кондуктивный тепловой поток; 5 - перенос тепла конвекцией; 6 - направление передвижения воды

них благодаря охлаждению вблизи поверхности. Соответственно тепловой поток меньше в нижних и больше в верхних слоях. Перенос тепла циркулирующей водой направлен вниз в области питания и вверх — в области разгрузки. Кроме того, в области разгрузки благодаря тому, что температура циркулирующей воды повышается с глубиной, теплоперенос на глубине также больше.

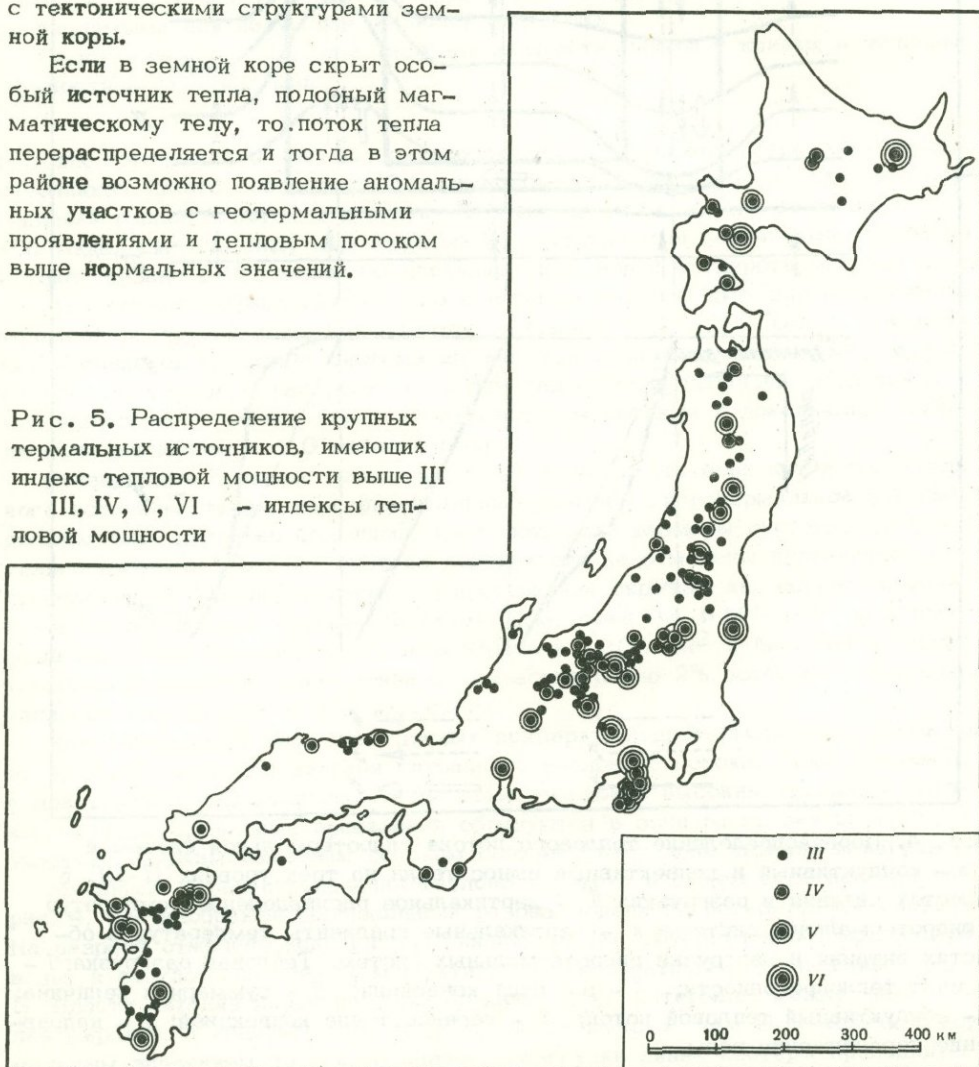
Если мы посчитаем сумму кондуктивного теплового потока и конвективного теплопереноса в областях разгрузки и питания и вблизи них, то отклонение суммарного теплового потока от нормального должно иметь противоположное направление и одинаковое абсолютное значение в областях разгрузки и питания, как показано на рис. 4,а.

На рис. 4,б показано вертикальное распределение температур в областях разгрузки и питания за пределами системы. Основная особенность состоит в том, что в области разгрузки отмечаются большие абсолютные значения температуры и маленький градиент, а в области питания — малые абсолютные значения и большой градиент.

Так как глубины гидротермальной системы могут быть от нескольких сотен до нескольких тысяч метров, а кондуктивный тепловой поток обычно изменяют на глубинах меньших, чем основание гидротермальной системы, то кондуктивный тепловой поток, который замерен в области, где сформирована гидротермальная система, может отличаться от действительного теплового потока, который связан в основном с тектоническими структурами земной коры.

Если в земной коре скрыт особый источник тепла, подобный магматическому телу, то поток тепла перераспределяется и тогда в этом районе возможно появление аномальных участков с геотермальными проявлениями и тепловым потоком выше нормальных значений.

Рис. 5. Распределение крупных термальных источников, имеющих индекс тепловой мощности выше III
III, IV, V, VI — индексы тепловой мощности



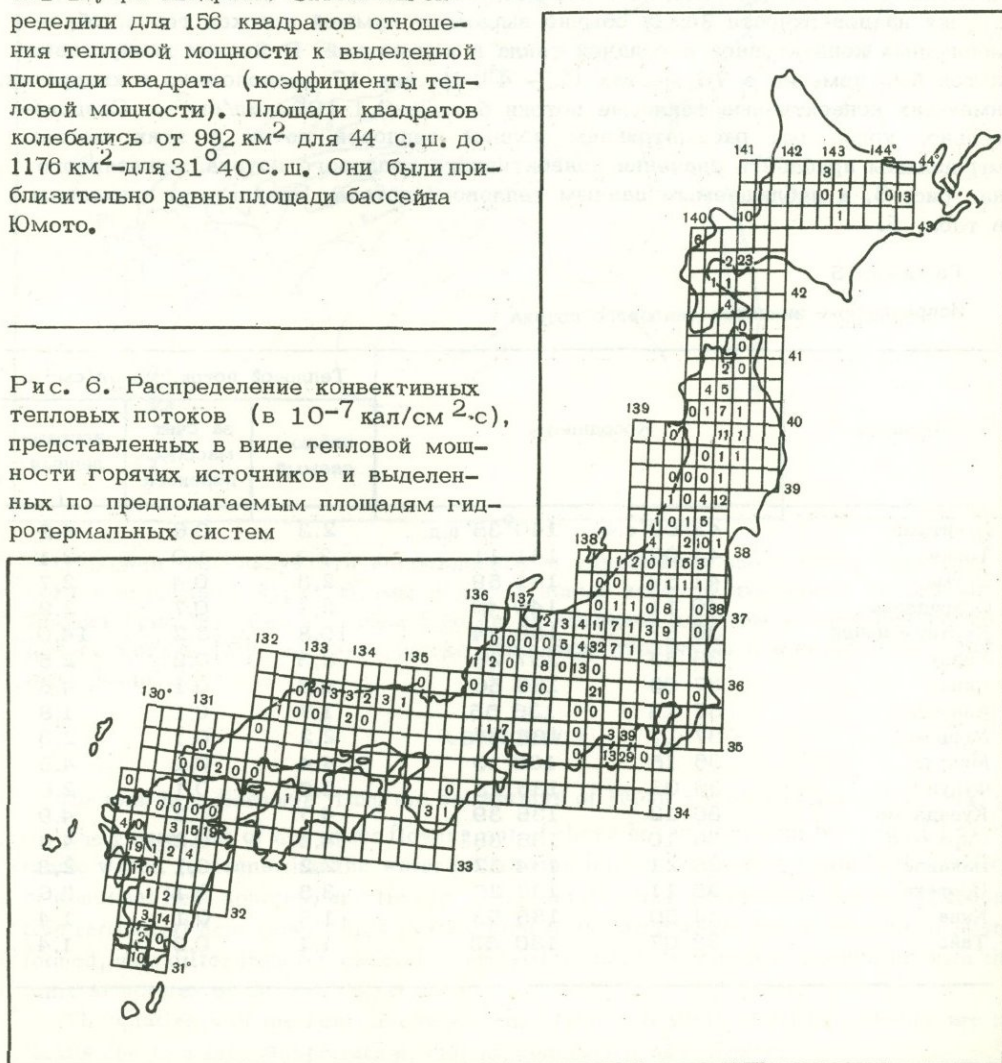
Тепловой поток, рассчитанный с учетом тепловой разгрузки термальных источников

Тепловая разгрузка горячих источников может быть классифицирована с помощью "тепловых индексов", введенных Т. Фукутоми [1]:

Тепловой индекс	0	I	II	III
Тепловая мощность термальных источ- ников, кал/мин	$10^{6,5}-10^7$	$10^7-10^{7,5}$	$10^{7,5}-10^8$	$10^8-10^{8,5}$

На рис. 5 представлено распределение горячих источников по тепловым индексам. Распределение крупных горячих источников с тепловыми индексами более III отличается от распределения всех горячих источников; крупные источники ограничены относительно узкими зонами. Поскольку гидротермальная система может перераспределить нормальные и аномальные тепловые потоки из глубин, истинный тепловой поток будет отличаться от наблюдаемого в этих зонах. Тепловой поток, перераспределенный гидротермальной системой, можно оценить, если определить площади систем. Исходя из этого, мы разделили карту Японии на квадраты $20' \times 20'$ по градусной сети и предположили, что площадь одного квадрата будет площадью гидротермальной системы для источников внутри квадрата. Затем мы определили для 156 квадратов отношения тепловой мощности к выделенной площади квадрата (коэффициенты тепловой мощности). Площади квадратов колебались от 992 км^2 для 44 с.ш. до 1176 км^2 для $31^{\circ}40$ с.ш. Они были приблизительно равны площади бассейна Юмото.

Рис. 6. Распределение конвективных тепловых потоков (в 10^{-7} кал/см²·с), представленных в виде тепловой мощности горячих источников и выделенных по предполагаемым площадям гидротермальных систем



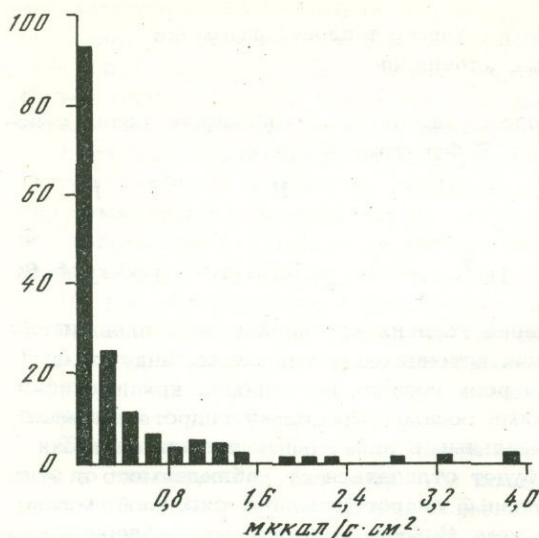


Рис. 7. Гистограмма конвективного теплового потока (по ординате отложено число площадей, указанных на рис. 7)

Тепловая мощность в квадратах колебалась от $0,1 \cdot 10^6$ до $2,63 \cdot 10^6$ кал/мин. Таким образом, коэффициенты колебались от нуля до $3,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Эти коэффициенты могут рассматриваться как значения теплового потока, перераспределенного гидротермальной системой (рис. 6). Около 60% рассчитанных квадратов имеют коэффициенты тепловой мощности меньше $0,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Гистограмма этих значений показана на рис. 7.

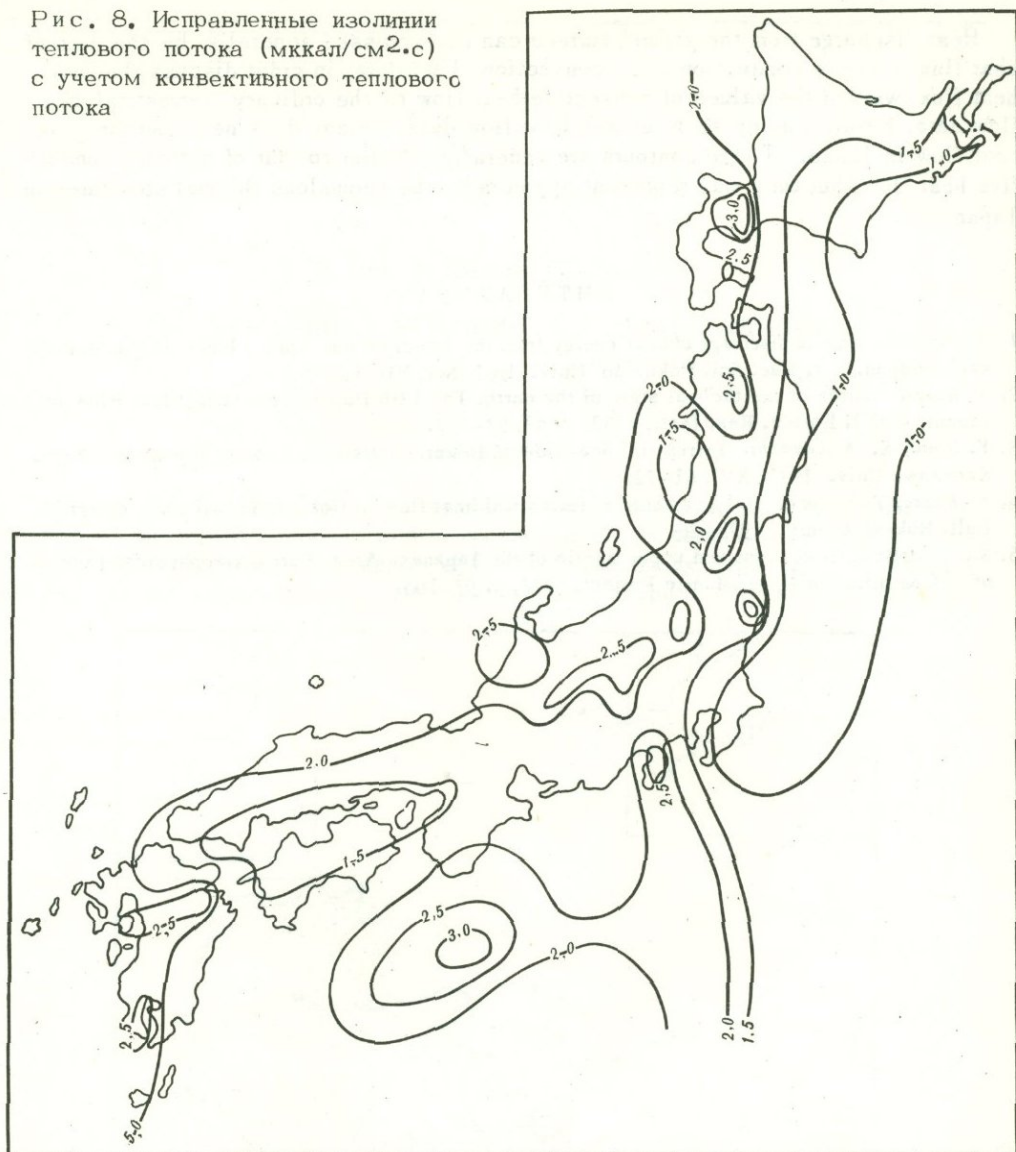
Эти коэффициенты можно также рассматривать как тепловые потоки, обусловленные массопереносом, т.е. конвективные тепловые потоки. Тепловую разгрузку на поверхности Земли обычно выражают суммой потоков тепла, обусловленных кондуктивной передачей тепла и конвекцией. В Японии кондуктивный поток был измерен в 76 местах [2 - 4]. Из них 17 расположено в квадратах, имеющих конвективные тепловые потоки больше $0,1 \cdot 10^6$ кал/см²·с. Следовательно, когда мы рассматриваем полный тепловой поток в этих местах, мы должны прибавить значения конвективного теплового потока, показанного на рис. 6, к наблюдаемым данным теплового потока. Результаты приведены в табл. 5.

Таблица 5

Исправленные значения теплового потока

Станция	Координаты		Тепловой поток, мккал/см ² ·с		
			наблюдаемый	за счет массопереноса	исправленный
Кунитами	43°00' с.ш.	140°38' в.д.	2,3	0,6	2,9
Тейне	43 06	141 11	2,1	1,0	3,1
Онума	41 59	141 59	2,3	0,4	2,7
Осаридзава	40 11	140 45	2,2	0,7	2,9
Кусацу-Сиране	36 37	138 34	10,8	3,2	14,0
Уодзу	36 53	137 28	2,3	0,2	2,5
Нанао	37 05	136 56	4,5	0,1	4,6
Анамидзу	37 14	136 55	1,7	0,1	1,8
Мондзен	37 17	136 47	2,2	0,1	2,3
Микун	36 15	136 10	4,4	0,1	4,5
Фукуи	36 03	136 15	2,5	0,1	2,6
Кувадзима	36 12	136 39	4,7	0,2	4,9
Сирамине	36 10	136 38	4,5	0,2	4,6
Накадэ	35 21	134 57	2,2	0,1	2,3
Исотаке	35 11	132 26	3,5	0,1	3,6
Кива	33 50	135 53	1,3	0,1	1,4
Тайо	33 07	130 52	1,1	0,3	1,4

Рис. 8. Исправленные изолинии теплового потока (мккал/см².с) с учетом конвективного теплового потока



Наконец, используя эти исправленные и упрощенные данные теплового потока и обращаясь к рис. 6, мы получим новые контуры теплового потока в Японии (рис. 8). Они в общем похожи на обычные контуры кондуктивного теплового потока [5], но также четко выявляют структуры с аномальным тепловым режимом.

ABSTRACT

The total heat discharge from the hot springs of Japan amounts to $1,1 \times 10^{24}$ erg/year.

The greater part of hot water flowing out of these hot springs can be regarded as the meteoric water. It means that the water infiltrating into the ground is heated by the normal or abnormal heat sources, and finally is discharged from the ground surface. The conductive terrestrial heat flow, which is measured in the area where the hydrothermal system is formed, may differ from the essential terrestrial heat flow which is connected with the tectonic structures of the earth's crust.

The quotients of the heat discharge range from 0 to $39 \cdot 10^{-1}$ HFU, and they are heat fluxes due to mass transportation, that is, convective heat fluxes.

Heat discharge from the ground surface can be expressed generally by the sum of heat fluxes due to conduction and convection. Therefore, in order to discuss the total heat flux, we add the values of convective heat flow to the ordinary terrestrial heat flow data. Finally, using such revised heat flow data, we can draw new contours of heat flow in Japan. These contours are generally similar to that of ordinary conductive heat flow, but they may represent appreciably the anomalous thermal structures of Japan.

ЛИТЕРАТУРА

1. *T. Fukutomi*. Rate of discharge of heat energy from the principal hot spring localities in Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1961, Ser. VII, 1, N 5.
2. *K. Horai*. Studies of the thermal state of the earth. The 13th Paper: Terrestrial Heat Flow in Japan. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1962, v. 42, 93–132.
3. *Y. Kono, K. Kobayashi*. Terrestrial heat flow in Hokuriku District, Central Japan. Sci. Rept. Kanazawa Univ., 1971, XVI, 61–72.
4. *Y. Ehara, Yokoyama*. Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido (Part 2). — Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1972, 26.
5. *S. Uyeda*. Heat flow, crust and upper mantle of the Japanese Area. Part I. Geophysics Japanese Committee for Upper Mantle Project, 1972, p. 97–105.

Я. Оки, Т. Хирано, С. Хирага

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ХАКОНЕ

Введение

Вулкан Хаконе принадлежит к вулканической зоне Фудзи, которая вытягивается на юг к Идзу-Марианской островной дуге. В районе Идзу-Хаконе отмечается 11 четвертичных вулканов и 43 геотермальных поля, простирающихся на 80 км в направлении с востока на запад (рис. 1). Гидротермальная

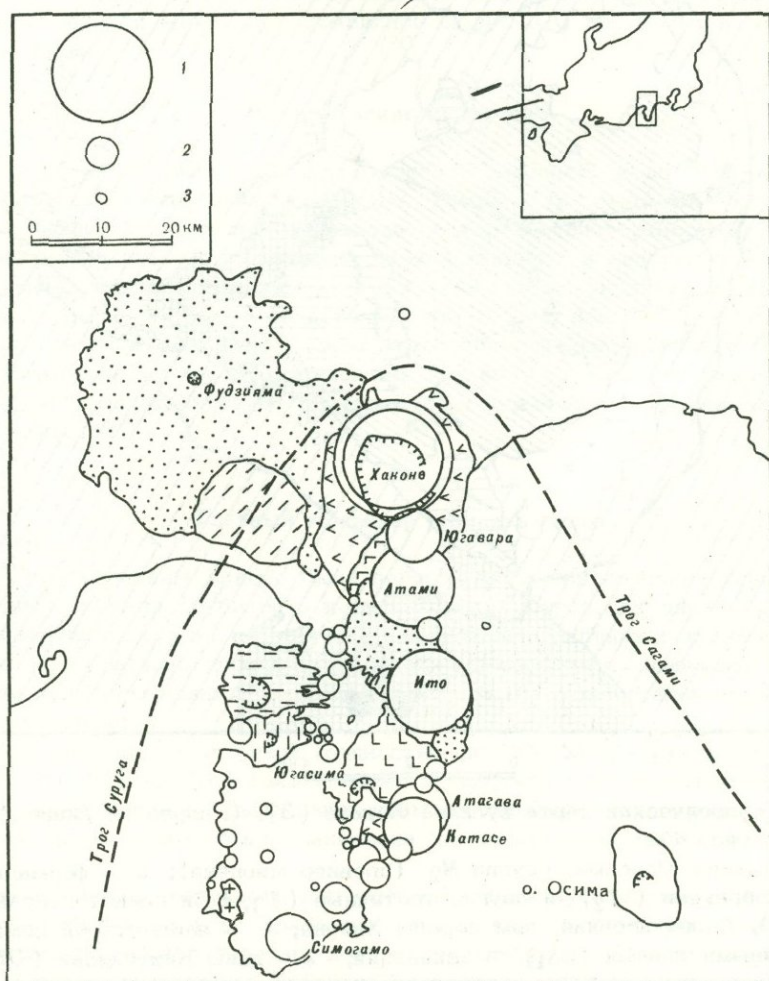


Рис. 1. Распределение четвертичных вулканов и геотермальных полей в районе п-ва Идзу-Хаконе

Мощность тепловой разгрузки термальных вод и пара [1]: 1 - 10^6 ; 2 - 10^5 ; 3 - 10^4 ккал/мин

активность интенсивна вдоль восточного побережья полуострова Идзу. Суммарная энергия разгрузки по площади составляет до $11 \cdot 10^7$ кал/с, из которых на Хаконе приходится 27%.

Некоторые микроземлетрясения возникают на небольших глубинах под вулканами. В 1967 г. температура термальных вод, разгружающихся к востоку от конуса вулкана Камияма, повысилась на $10-20^{\circ}$ и с тех пор держится такой более семи лет.

В связи с этим событием наблюдаются значительные изменения активности землетрясений и химического состава термальных вод. Эта температурная аномалия может быть объяснена гидротермальной моделью, предложенной Оки и Хирано [2].

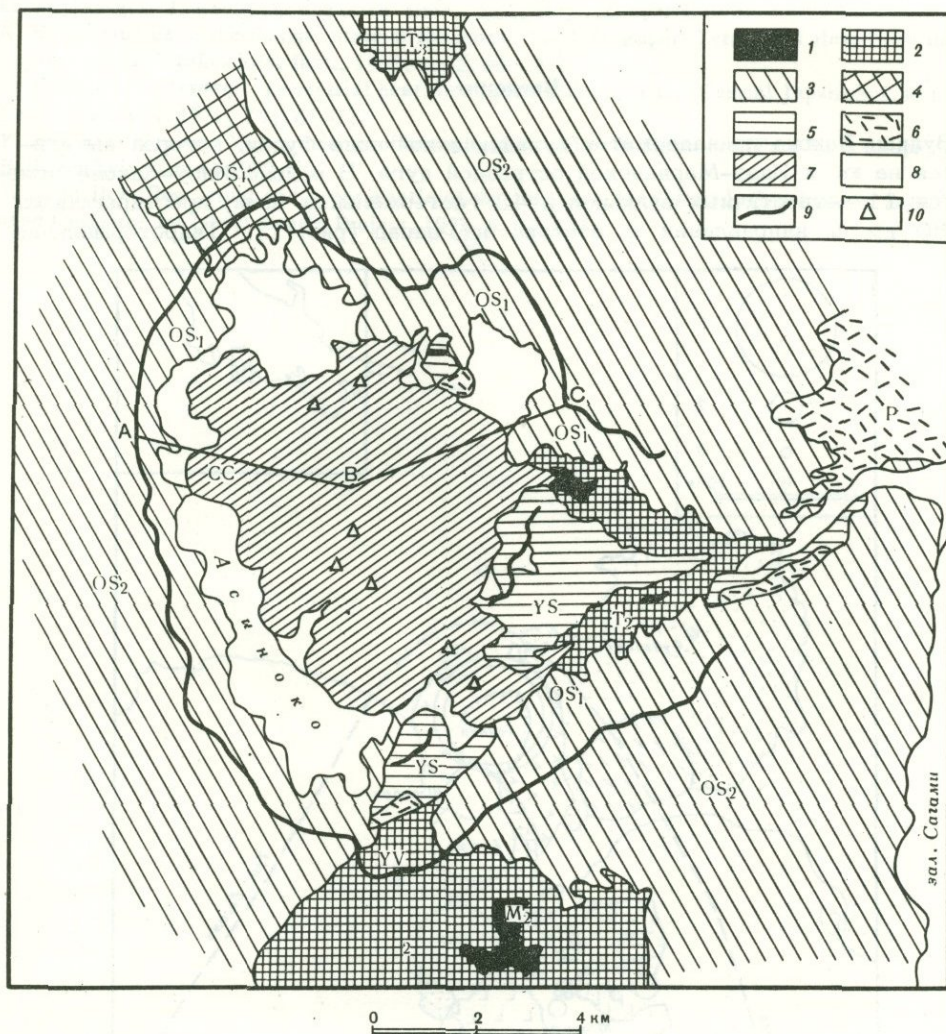


Рис. 2. Геологическая карта вулкана Хаконе [3]. (Разрез по линии А В С показан на рис. 4)

1 - формация Югасима, группа M_2 (древнее миоцена); 2 - формация Хайякава, туфобрекчии (T_2) и другие третичные (T_3, B_2) и плейстоценовые породы (YV), более древние, чем породы Хаконе; 3 - лавы старой соммы (OS_2) с базальтовыми лавами (OS_1) в основании; 4 - лавы Кинтокисан (OS_4); 5 - лавы молодой соммы (YS); 6 - отложения пемзовых потоков (P); 7 - лавы центрального конуса, включая отложения палящей тучи и грязевого потока (CC); 8 - озерные отложения; 9 - граница кальдеры; 10 - вершины на центральном конусе

Геологическая обстановка

В работах [3-6] приведена геологическая структура и история развития вулкана Хаконе, а в [7-11] дана геологическая датировка основных вулканических извержений Хаконе, основанная на тефрохронологии.

Хаконе является трехстадийным вулканом, состоящим из сдвоенных кальдер и семи посткальдерных конусов. Вулканические извержения начались около 400 000 лет назад и образовали огромный стратовулкан, достигающий высоты 2700 м над уровнем моря. Первая кальдера возникла около 200 000 лет назад, и ее заполнили потоки флюидалной лавы, образовав шитовой вулкан. Около 40 000 лет назад произошло катастрофическое извержение с излиянием пемзовых потоков и после этого была образована вторая кальдера. Внешний край кальдеры называется старой соммой, а внутренний - молодой соммой. Семь посткальдерных конусов появились последовательно; седьмой лавовый конус Ками - Хутиго появился 5000 лет назад и около 4000 лет назад произошла фреатическая эксплозия в северо-западной части Камияма. Сольфатарная активность до сих пор сохраняется в нескольких местах около центральных конусов Камияма и Комагатаке (рис. 2).

Кальдера Хаконе глубоко расчленена двумя долинами Хайякава и Сукумогава, вдоль которых обнажаются породы фундамента от среднего до верхнего миоцена. Естественные выходы термальных вод, известные на Хаконе как семь горячих источников эпохи Эдо, появились около 200 лет назад вдоль этих глубоких долин.

Распределение геоизотерм

Пробурено около 300 скважин со средней глубиной около 500 м, некоторые из них достигают глубины 1000 м. Температура была измерена в 30 вновь пробуренных скважинах и составлена карта субповерхностных температур на уровне моря (рис. 3). Температуры максимальны в центральной части кальдеры и уменьшаются к внешним краям в виде концентрических изолиний. Распределение температур ясно свидетельствует о том, что источником термальной энергии является в основном пар, внедряющийся по центральному конусу Камияма. Интервалы между геоизотермами больше на восточной стороне, чем на западной, что свидетельствует о направлении термального потока Хаконе с запада на восток.

Главный резервуар термальных вод

Структура кальдеры Хаконе была пересмотрена при изучении кернов вновь пробуренных скважин глубиной в несколько сот метров. Установлено, что породы основания лежат на относительно небольших глубинах в краевых частях кальдеры [6]. Недавно определили, вопреки многим предположениям, что в основании кальдеры лавы старой и молодой соммы очень маломощны и иногда вовсе отсутствуют.

Выносы пемзовых отложений мощностью до 300 м обнаружены под лавами центрального конуса. Этот факт говорит о том, что огромные количества лавы старой и молодой соммы были выброшены из кальдеры катастрофическим извержением и кальдера была заполнена мощными пемзовыми отложениями [12, 13].

Пемзы и базальтовая часть лав центрального конуса являются главным резервуаром термальных вод. Положение уровня воды в глубоких скважинах, вскрывающих главный резервуар, контролируется уровнем воды озера Аши на западе и уровнем долины Хайякава на востоке, причем уровни постепенно падают к востоку, что указывает на наличие приповерхностного потока с запада на восток. Разрез в направлении восток - запад (ВЗ) показывает взаимоотношение между геологической структурой и гидротермальной системой (рис. 4).

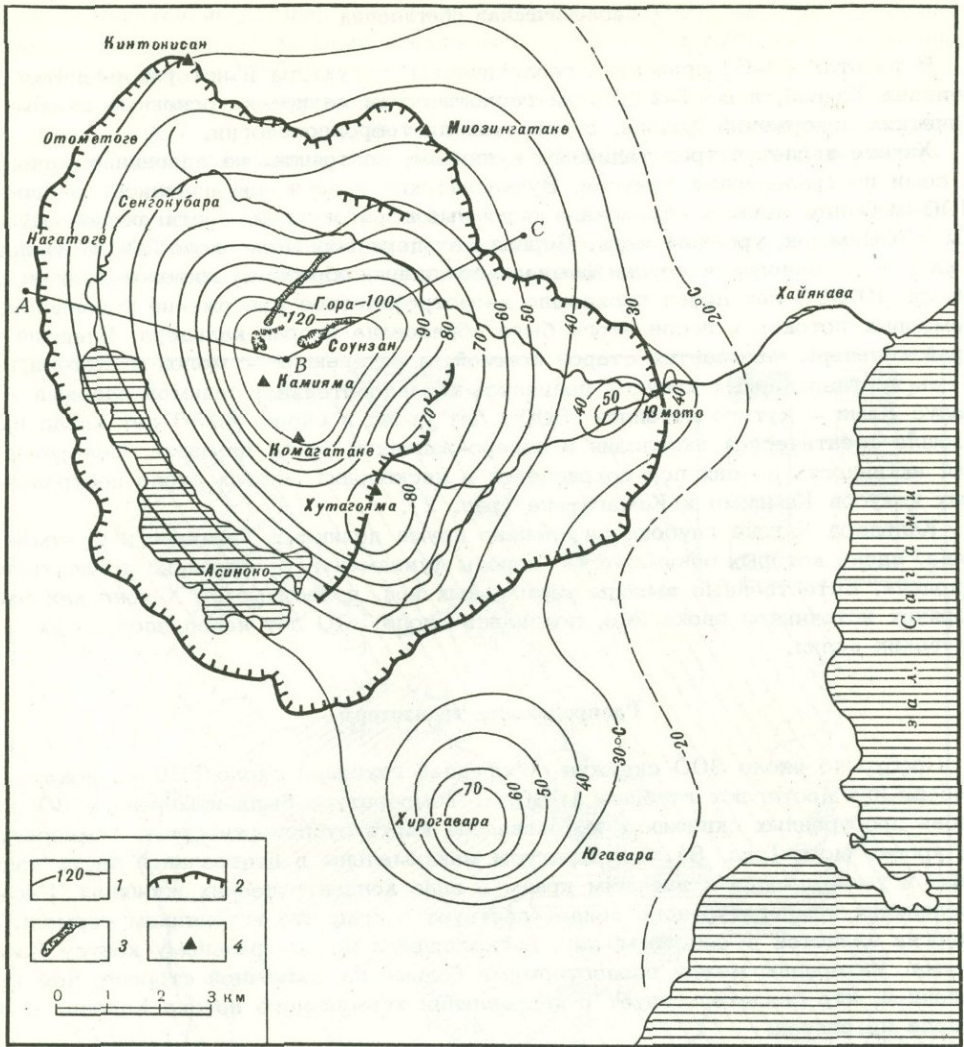
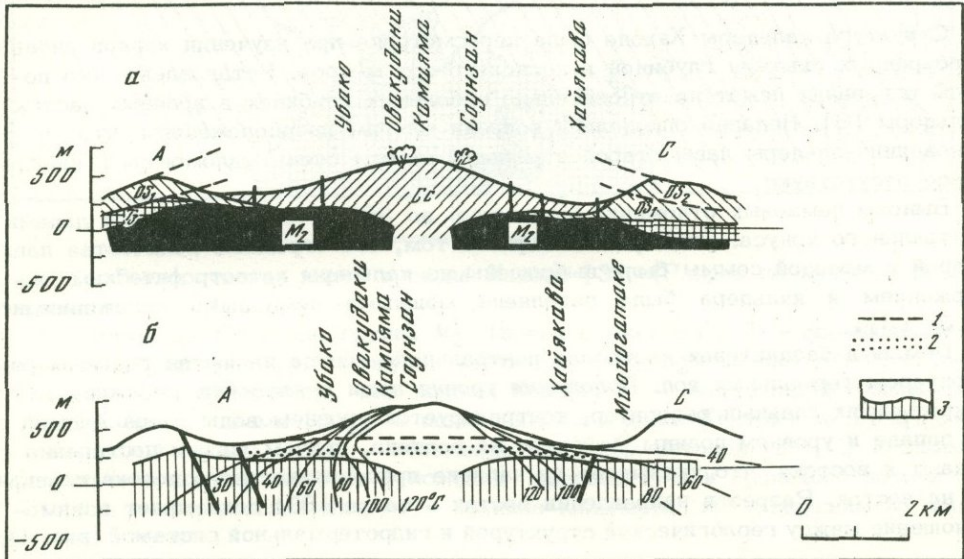


Рис. 3. Карта геоизотерм вулкана Хаконе на уровне моря [1, 2]

1 - геоизотермы; 2 - борт кальдеры; 3 - сольфатары; 4 - вершины на центральном конусе



Карта зональности термальных вод

Я. Оки и Т. Хирано [2] выделяют четыре зоны термальных вод на основании взаимоотношения содержаний главных анионов, таких, как Cl , SO_4 и HCO_3 (рис. 5).

Зона I характеризуется кислыми сульфатными водами, ассоциирующимися с сольфатарными полями, и находится на наивысшем уровне центральных конусов Камияма и Комагатаке.

Зона II представлена гидрокарбонатно-сульфатными водами с умеренными температурами и рН, широко распространенными в западной половине кальдеры. Приповерхностные воды, приуроченные к вулканической постройке в кальдере, обогащены гидрокарбонатами и очень бедны хлоридами. Распространение и характер встречаемости вод зоны II свидетельствуют о том, что основная часть гидрокарбонатов поступает за счет разложения захороненной растительности в вулканогенных отложениях. Этот тип вод недавно обнаружен в глубоких скважинах.

Зона III характеризуется типичными хлоридно-натриевыми водами с высокой температурой. Субповерхностный поток хлоридно-натриевых вод формируется на глубине 300 м на участке одной из наиболее активных сольфатар Соунзан и движется вниз к востоку, где разделяется на три части и проявляется в виде горячих источников на крутых склонах долины реки Хайякава.

Зону IV иногда относят к смешанному типу, потому что воды содержат различные количества хлоридно-натриевых, сульфатных и гидрокарбонатных компонентов. Воды зоны IV наблюдаются также на более низких уровнях вулкана.

Карта зональности термальных вод и схема карты геозотерм позволяют предположить следующий механизм для генезиса термальных вод (рис. 6): грунтовые воды, которые инфильтруются через западный край кальдеры, движутся в восточном направлении, фильтруясь через базальтовую часть центральных конусов, и встречаются с высокотемпературным вулканическим паром, обогащенным хлоридом натрия.

Высокотемпературные потоки хлоридно-натриевых вод образуются таким образом: атмосферные осадки проходят через проницаемые зоны, смешиваясь с грунтовыми водами, и появляются в виде горячих источников на крутых склонах долины Хайякава.

Изотопное соотношение ^2H и ^{18}O определено недавно Матсуо и др. (письменное сообщение). Наша модель хорошо согласуется с химией изотопов.

Сейсмическая активность

В кальдере Хаконе иногда проявляется локальная сейсмическая активность. Большой рост землетрясений отмечался в период с 1959 до 1960 г. с того момента, когда были проведены сейсмометрические наблюдения Т. Минаками и др. [14, 15], продолженные Институтом горячих источников [16 - 20]. Т. Минаками отметил, что землетрясения Хаконе относятся к типу А и происходят в узкой полосе, обозначенной изотермой 100° на уровне моря (см. рис. 4). Очаги фиксируются обычно на глубине меньше 4 км, большей частью на 1-2 км ниже уровня моря (рис. 7).

Рис. 4. Разрезы в направлении ВЗ, показывающие геологическую структуру вулкана Хаконе (а) и положение геозотерм [2] (б)

Условные обозначения к а см. в подписи к рис. 2; 1 - уровень подземных вод; 2 - водоносный горизонт, главный резервуар термальных вод; 3 - породы основания (формация Югасима (M_2) и туфобрекчии (T_3))

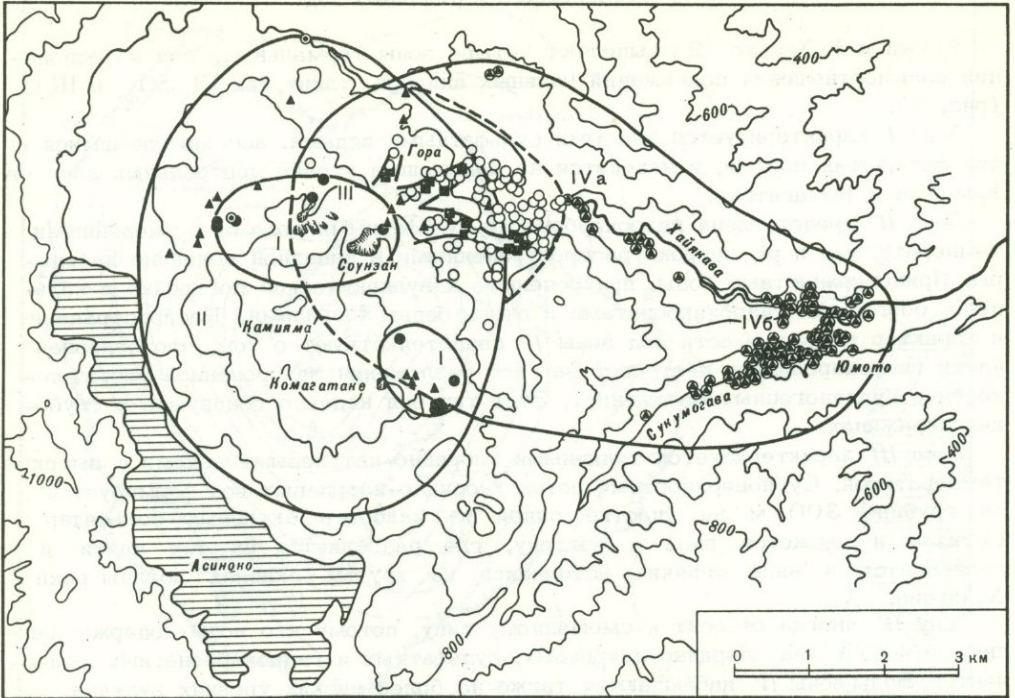


Рис. 5. Карта зональности термальных вод [2]

I - кислые сульфатные воды; II - гидрокарбонатно-сульфатные воды; III - хлоридно-натриевые воды; IV - смешанные хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды (IVa - воды вулканических пород центрального конуса; IVб - воды пород основания вулкана)

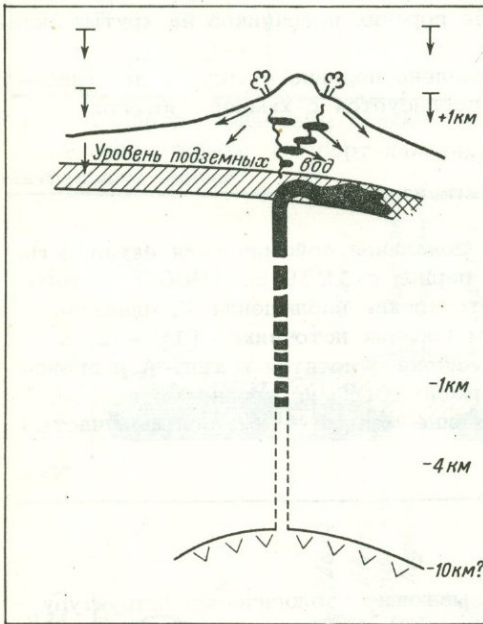
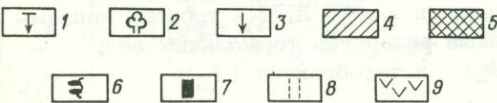


Рис. 6. Гидротермальная система вулкана Хаконе [2]

1 - метеорные воды;
 2 - конденсат вулканического пара;
 3 - кислые сульфатные воды ($1 \cdot 10^7$ кал/с);
 4 - гидрокарбонатно-сульфатные воды;
 5 - хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды ($2 \cdot 10^7$ кал/с);
 6 - зона вторичного парообразования и конденсации газов при низких температурах и давлении;
 7 - хлоридно-натриевые воды ($3 \cdot 10^7$ кал/с);
 8 - сверхплотный пар, обогащенный хлоридами натрия;
 9 - магматический резервуар



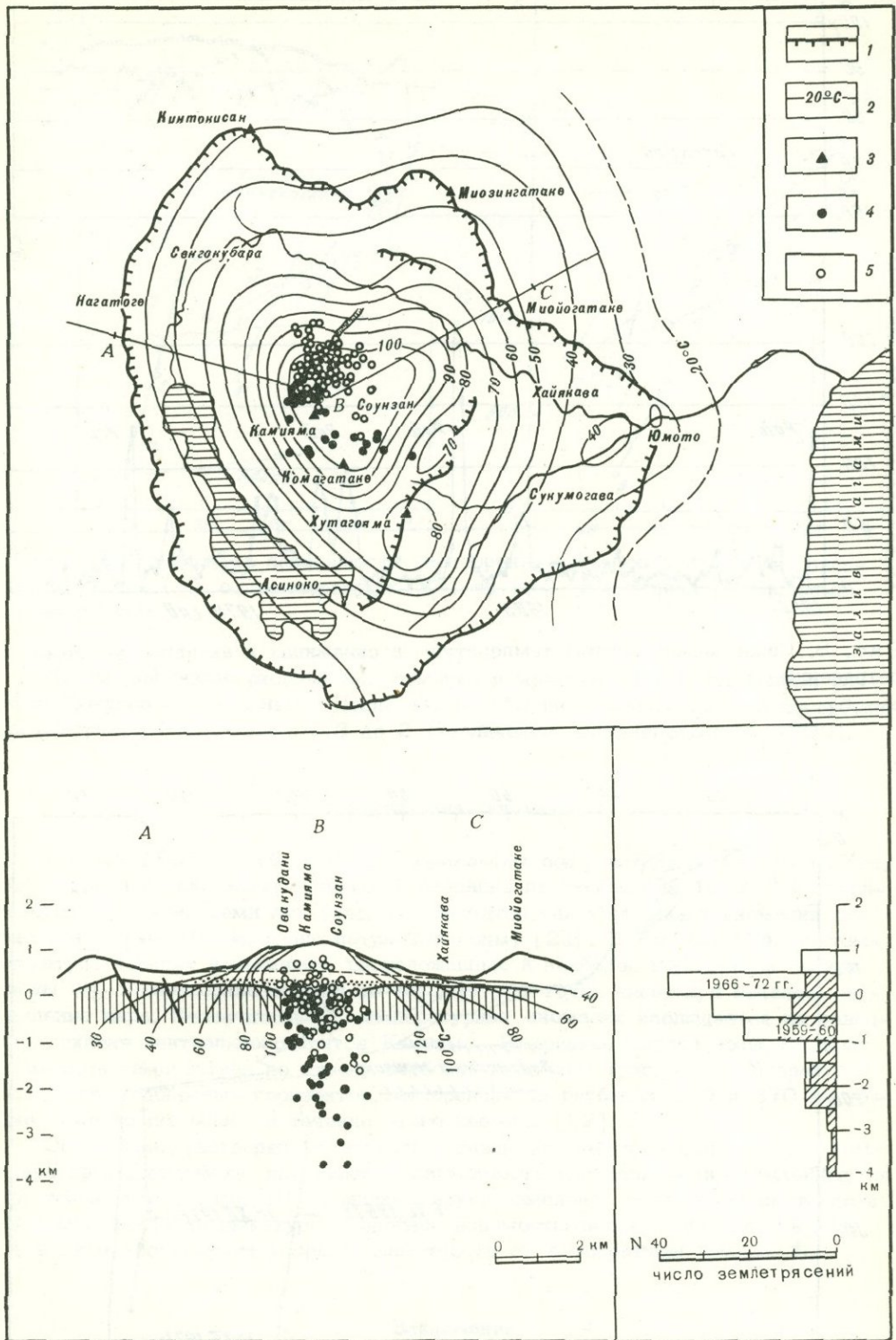


Рис. 7. Распределение эпицентров и взаимоотношение глубины и частоты землетрясений вулкана Хаконе [14-19]

1 — борт кальдеры; 2 — геоизотермы; 3 — вершины на центральном конусе; 4-5 — землетрясения 1959-1960 и 1966-1972 гг. соответственно. Условные обозначения к профилю см. в подписи к рис. 4, б

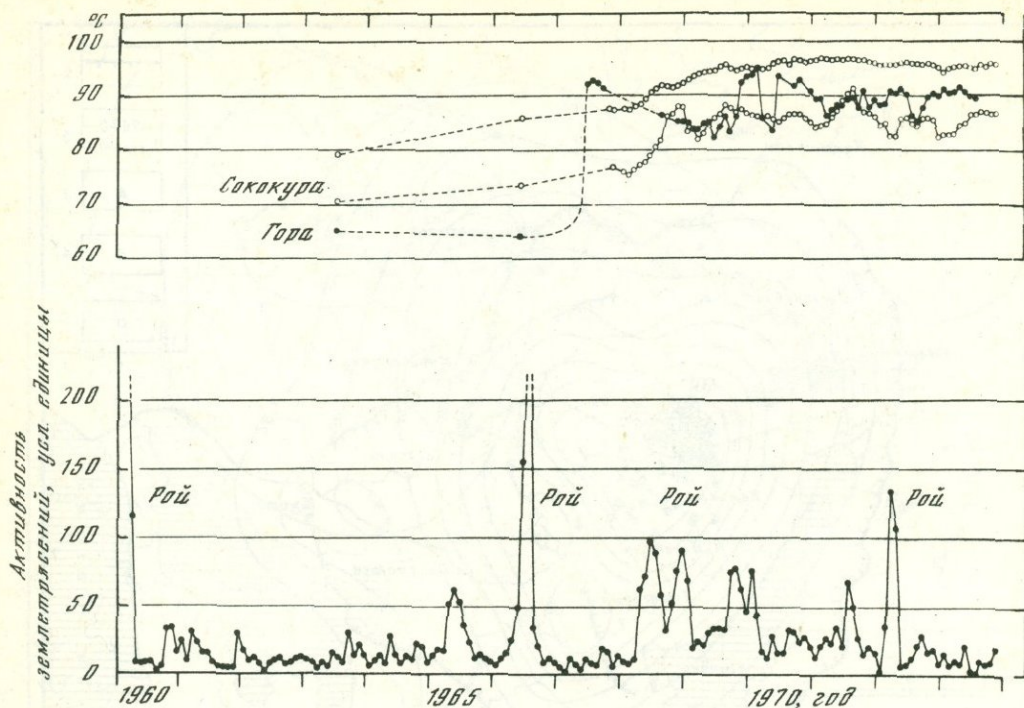


Рис. 8. Связь между ростом температуры в скважинах и активностью землетрясений

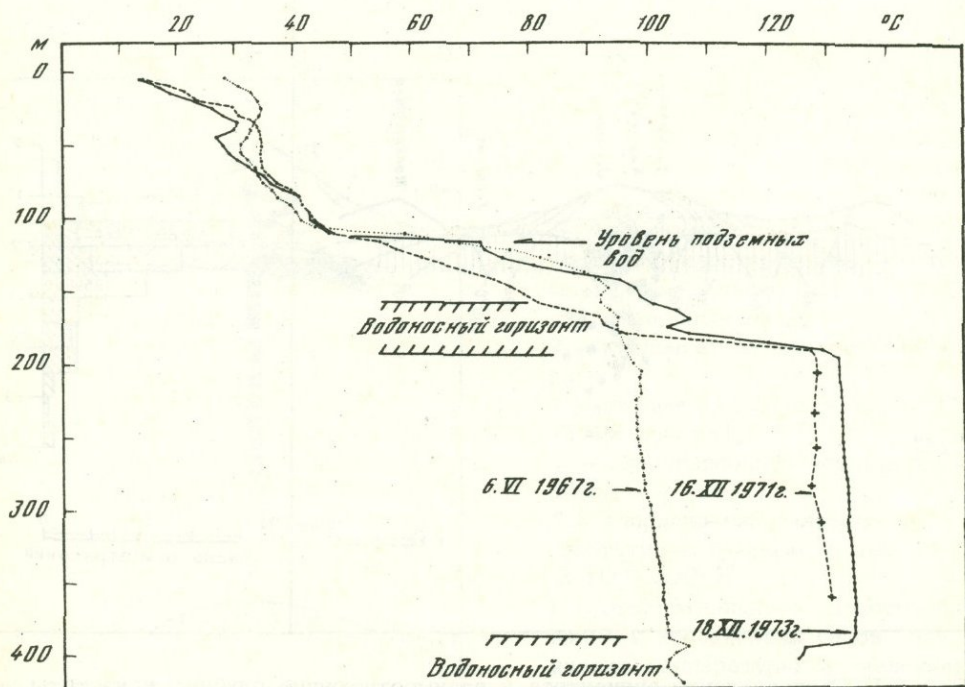


Рис. 9. Термограммы глубокой скважины термальной зоны III, иллюстрирующие значительное повышение температуры после увеличения сейсмической активности

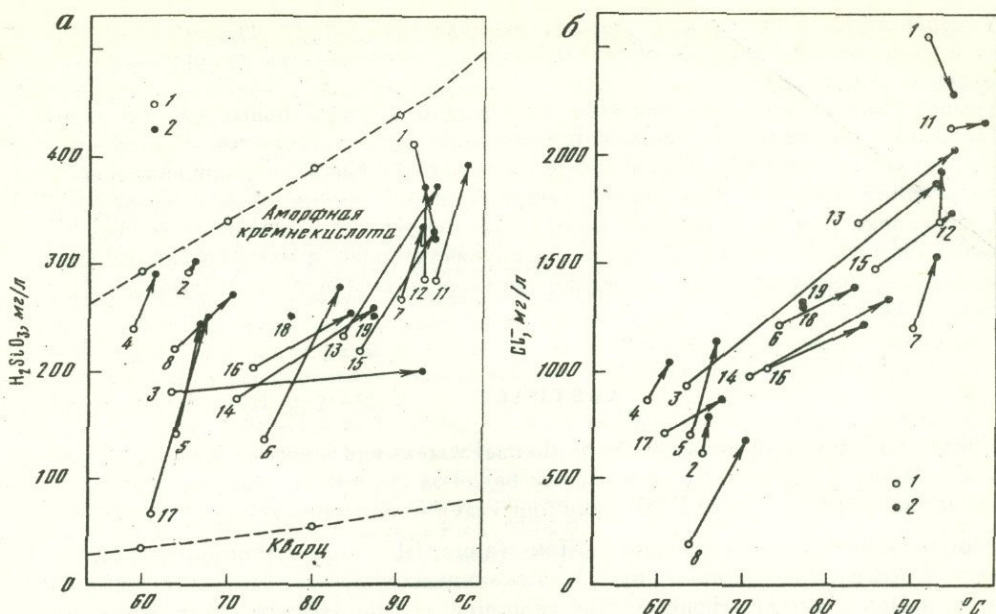


Рис. 10. Диаграмма зависимости растворения кремнекислоты (а) и содержания хлора (б) от температуры [23] до (1) и в период (2) подъема температуры

Новый рой землетрясений был отмечен в мае-июне 1966 г., причем глубина фокусов стала меньше. После этого события суточная частота неглубоких землетрясений возросла с 0,3 до 2 (увеличение сейсмографов - 4000).

Температурная аномалия

23 мая 1967 г. температура термальных вод некоторых скважин в Гора, Сококуре и на окружающей площади внезапно подскочила на 10-20° и сохраняется в течение семи лет (рис. 8). Значительная термальная аномалия отмечена в зоне III (хлоридно-натриевые воды) [21]. В 1971-1974 гг. температура горячих источников, расположенных в наиболее пониженных частях зоны III, постепенно возросла до температуры точки кипения, и началось выделение пара. Незначительная температурная аномалия наблюдается на западном склоне центрального конуса Камияма. В середине потока зоны III была измерена температура по стволу глубокой скважины (рис. 9). Температура основных водоносных горизонтов, измеренная на глубинах 180 и 370 м, также заметно поднялась в течение этого времени [22].

Содержание растворенных веществ изменилось вместе с увеличением температуры. Диаграмма, выражающая зависимость растворимости кремнекислоты от температуры (рис. 10, а), иллюстрирует изменение этого компонента до и в период роста температуры. Подобное взаимоотношение можно видеть и на диаграмме содержания хлора в зависимости от температуры (рис. 10, б).

Заключение

Температурная аномалия, описанная выше, может быть объяснена генетической моделью Я. Оки и Т. Хирано [2]. Асимметричное распределение температурной аномалии, ограниченное зонами III и IV, по-видимому, отражает субповерхностный поток, направленный с запада на восток.

Микроземлетрясения вулкана Хаконе, возникающие иногда на небольших глубинах в высокотемпературных областях, должны быть связаны с переходом термальных вод в пар.

Температурная аномалия горячих источников и термальных вод в зоне III является результатом увеличения сейсмической активности с 1966 г. при уменьшении глубины очага землетрясения. Глубина, ограничивающая землетрясения Хаконе ниже уровня моря менее чем на 4 км, может быть объяснена тем, что доступ атмосферных осадков к вулканическим термальным системам едва ли возможен на глубинах более 4 км. Изменение глубины фокусов может отражать вариации растворенных солей в термальных рассолах [18].

ABSTRACT

Hakone volcano discharges energy as thermal waters and steam by 3 to $4 \cdot 10^7$ cal/s. A zonal mapping of thermal waters was made based on the relative abundance of the major anions such as Cl^- , SO_4^{2-} , and HCO_3^- and four zones were recognized characterized by I - acid sulfate waters, II - bicarbonate-sulfate waters, III - high temperature subsurface streams of sodium chloride waters and IV is characterized by variable amounts of sodium chloride, sulfates, and bicarbonates. The geological and the isothermal structures inferred from the investigation of deep wells are shown to describe a genetic model of the Hakone hydrothermal system. The low temperature ground-water restricted in the basal part of central cones (zone II) is flowing from west to east, meets with high temperature dense steam rich in sodium chloride coming up through the volcanic conduit, and thus the high temperature waters of the sodium chloride type (zone III) are formed. The zone IV waters are formed by mixing of sodium chloride waters and bicarbonate waters.

The Hakone earthquake activity can correlate with boiling of thermal waters at the shallow depth of the volcanic conduit. The temperature anomaly occurred in some thermal waters and hot springs in the eastern side of Kami-yama since 1967 can be well explained by the geothermal model described here.

ЛИТЕРАТУРА

1. Y. Oki, T. Hirano. Geothermal activity and hot springs of Izu and Hakone district, Izu Peninsula. Tokai Univ. Press, 1972, 134-154.
2. Y. Oki, T. Hirano. The geothermal system of the Hakone volcano. - Geothermics, spec. issue, 1970, 2, 1157-1166.
3. H. Kuno. Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 1950, 2, 257-279.
4. H. Kuno. Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part II. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 1951, 2, 351-402.
5. H. Kuno. Explanatory text for the geologic map (1:75000) "Atami". - Geol. Surv. Japan, 1952, 1-141.
6. H. Kuno, Y. Oki, K. Ogino, S. Hirota. Structure of Hakone caldera as revealed by drilling. - Bull. volcanol., 1970, 34, 713-725.
7. H. Machida. Tephrochronological study of volcano Fuji and adjacent areas. - J. Geogr., 1964, 73, 293-308; 337-350.
8. H. Machida. The recent development of the Fuji volcano. - Japan. Geogr. Rept Tokyo Metro. Univ., 1967, N 2, 11-20.
9. H. Machida. Tephrochronological study in South Kanto. - Quatern. Res., 1971, 10, 1-20.
10. H. Machida, A. Moriyama. The development of Mt. Fuji and Mt. Hakone volcanoes analysed from the tephrochronological study in the Coiso hills. - Geogr. Rev. Japan, 1968, 41, 241-257.
11. H. Machida, M. Suzuki. Absolute ages of volcanic ashes and tephrochronology of the Later Quaternary - application of fission track method. - Kagaku (Science), 1971, 41, 236-270.
12. I. Yokoyama. Gravimetric studies and test drillings at there calderas in Japan. Relazione XVIII Convegno Assoc. Geofiz. Ital., 1969a, 1-13.
13. I. Yokoyama. Some remarks on calderas. - Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1969b, 14, 77-83.

14. T. Minakami. Fundamental research for predicting volcanic eruption, Part I. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1960, 38, 497-544.
15. T. Minakami, S. Hiraga, T. Miyazaki, S. Utibori. Fundamental research for predicting volcanic eruption. Part II. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1969, 47, 893-949.
16. S. Hiraga, S. Hirota, M. Kasai, M. Suzuki. Seismometrical observation in Hakone volcano, 1968. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1969, 1, N 7, 1-30.
17. S. Hiraga, S. Hirota, M. Kasai, M. Suzuki. Seismometrical observation in Hakone volcano, 1970. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1971, 2, 1-20.
18. S. Hiraga, H. Ito, K. Hakamada, N. Kozuma. Seismometrical observation in Hakone volcano, 1972. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1973, 4, 1-22.
19. S. Hiraga, H. Ito, K. Hakamada, N. Kozuma. Seismometrical observation in Hakone volcano, 1973. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1974, 5, 1-15.
20. S. Hirota, T. Yokoyama, M. Kasai, M. Oyama, K. Ozawa. Temperature observation of thermal waters and of steaming ground in Hakone volcano, 1970. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1971, 2, 21-30.
21. Y. Oki, K. Ogino, T. Hirano, S. Hirota, T. Ohguchi, M. Moriya. Anomalous temperature encountered in the Gora hydrothermal system of Hakone volcano and its hydrological explanation. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1968, 1, N 6, 1-20.
22. S. Hirota, S. Odaka. Observation of temperature and water level in Hakone volcano, 1973. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1974, 5, 15-22.
23. T. Hirano, Y. Oki, Y. Tajima. Effect of anomalous temperature on the chemical composition of thermal water, Gora hot springs, Hakone volcano. — Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Pref., 1968, 1, N 6, 51-62.

IV

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Т. Судзуки

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЯПОНИИ

В статье рассмотрены вопросы, касающиеся особенностей, обстановки и характера проявления палеовулканизма, а также пространственного распределения метаморфических поясов и условий метаморфизма во внешней зоне юго-западной Японии.

Неотектонические (неогеновые) деформации здесь проявились не так интенсивно, как во внутренней части северо-восточной Японии. Поэтому в юго-западной Японии строение донеогенового фундамента сохранилось значительно лучше.

С точки зрения характера донеогенового развития К.Итикава [1] выделил две структуры первого порядка (рис. 1): главный пояс Хонсю и главный пояс Симанто. Первый из них Срединным тектоническим швом делится на две зоны: внутреннюю и внешнюю.

Главный пояс Хонсю, занимающий большую часть о-вов Хонсю, Сикоку и Кюсю, располагается на месте палеотектонической (силур – ранний мезозой) геосинклинали Хонсю. В следующую мезотектоническую эру (охватывающую значительную часть мезозоя и палеоген) этот пояс, как единое целое, уже не был геосинклиналью.

В среднем мезозое на тихоокеанской стороне главного пояса Хонсю образовалась новая геосинклиналь, в пределах которой в течение последних стадий мезотектонической эры проявились интенсивные тектонические движения [2].

На месте этой геосинклинали в настоящее время располагается главный пояс Симанто, который отделяется от главного пояса Хонсю тектоническим швом Будудзо, представляющим собой крупный надвиг, плоскость которого наклонена к северу.

Внешняя зона юго-западной Японии состоит из четырех поясов (структурно-фациальных зон), протягивающихся почти параллельно в направлении восток-запад (см. рис. 1). Каждый из поясов характеризуется определенным комплексом эвгеосинклинальных отложений. С севера на юг выделяются следующие пояса:

- а) Самбагава, сложенный каменноугольными и пермскими кристаллическими сланцами;
- б) Микабу – представлен офиолитовой ассоциацией перми;
- в) Титибу – геосинклинальные формации позднего палеозоя – мела;
- г) Симанто – главным образом отложения позднего мезозоя – миоцена.

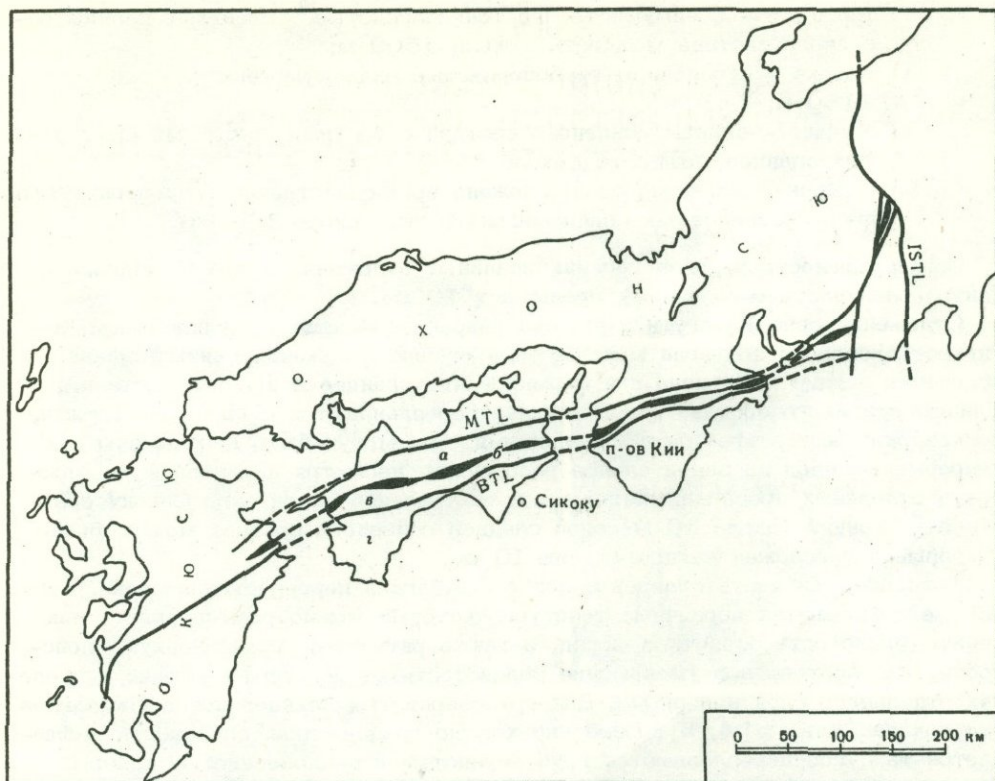


Рис. 1. Расположение структурно-фациальных зон главных поясов Хонсю и Симанто на юго-западе Японии

a - пояс Самбагава; *b* - пояс Микабу; *c* - пояс Титибу; *z* - пояс Симанто; *MTL* - Срединный тектонический шов; *BTL* - тектонический шов Буцудзо; *ISTL* - тектонический шов Итоигава-Сидзуока

Структурно-фациальные зоны Самбагава, Микабу и Титибу принадлежат внешней зоне палеотектонического главного пояса Хонсю, тогда как пояс Симанто - мезотектоническому главному поясу Симанто.

В пределах каждого из четырех поясов обнаружены кислые интрузивы, представленные обычно гранитами. Они располагаются вдоль тектонических швов и повсеместно являются орогенными, вероятно, миоценовыми по возрасту.

Палеовулканизм в геосинклиналях Хонсю и Симанто

Палеовулканизм в геосинклиналях Хонсю и Симанто различен по времени проявления и характеру пространственного распространения вулканогенных пород.

Метаморфический пояс Самбагава. Метаморфический пояс Самбагава, который прослеживается от гор Канто к востоку от тектонического шва Итоигава - Сидзуока до центральной части о-ва Кюсю на протяжении приблизительно 1000 км, является одним из наиболее изученных метаморфических поясов мира.

Стратиграфия этого пояса была установлена Г. Коджима [3] на основании изучения разрезов центральной части о-ва Сикоку. Им были выделены следующие свиты (снизу вверх):

- 1) Обоко - главным образом грубозернистые и кремнистые сланцы с прослоями рассланцованных конгломератов; мощность около 1300 м;

- 2) Кавагути – преимущественно тонкозернистые¹ сланцы и сланцы основного состава; мощность около 1500 м;
- 3) Кобоке – в основном грубозернистые сланцы; мощность около 1180 м;
- 4) Минава – сланцы основного состава с тонкими прослоями кремнистых сланцев; мощность около 5300 м;
- 5) Одзойн – самая молодая, сложена преимущественно тонкозернистыми и грубозернистыми сланцами; мощность около 1000 м.

Общая мощность разреза геосинклинальных отложений пояса Самбагава в центральной части о-ва Сикоку превышает 10 км.

Отложение свит Кавагути и Минава связано с основным вулканизмом; активность которого достигла максимума в стадию отложения свиты Минава, обеспечив обилие материала для формирования сланцев основного состава. Сланцы основного состава свиты Минава переслаиваются с грубозернистыми, тонкозернистыми и кремнистыми сланцами. Они могут быть прослежены как непрерывные слои на значительное расстояние, несмотря на небольшую мощность отдельных прослоев. Например, в центральной части о-ва Сикоку сравнительно тонкий (около 10 м) слой сланцев основного состава может быть непрерывно прослежен на протяжении 10 км.

Хотя большая часть сланцев в поясе Самбагава перекристаллизована, в них все же сохраняются первичные текстуры, которые можно рассматривать как тонкую слоистость осадочных пород, а также ритмичную градационную слоистость, т.е. постепенное уменьшение зернистости от подошвы к кровле в пределах отдельного слоя или ритма. Для грубозернистых сланцев пояса Самбагава это показал Кавати [4, 5]. Особенно хорошо градационная слоистость наблюдается там, где переслаиваются грубозернистые и тонкозернистые сланцы. Границы слоев обычно резкие. Нижняя часть каждого слоя светлее, чем верхняя, и сероватые грубозернистые породы нижней части слоя вверх постепенно сменяются черноватыми тонкозернистыми породами.

Сланцы основного состава свиты Минава перекристаллизованы, метаморфизованы в зеленые сланцы, голубые сланцы и эпидотовые амфиболиты. Несмотря на это, на основании полевых наблюдений и изучения штуфов сланцев основного состава, в них можно распознать тонкую слоистость (рис. 2,а) и градационные текстуры как отражение первичной литологии [6]. Так, градационная слоистость наблюдалась в образцах керна глубокой скважины, пробуренной в пределах пояса Самбагава в центральной части о-ва Сикоку. Верхняя часть слоя была представлена тонкозернистыми сланцами основного состава с тонкой слоистостью, по направлению к нижней части слоя они постепенно сменялись грубозернистыми породами без слоистости.

Следует отметить, что у сланцев основного состава метаморфического пояса Самбагава никогда не наблюдались признаки, характерные для plutonic или дайковых пород, а также площадных лавовых покровов. На основании результатов этих наблюдений предполагается, что первичными породами для сланцев

¹ В советской литературе используется достаточно четкая дробная классификация обломочных пород по гранулометрическому составу, в которой термины "псаммитовый" и "пелитовый" отвечают породам с размерами обломков соответственно 1-0,1 мм и менее 0,01 мм. Т. Судзуки не употребляет терминов "псефитовый" и "алевритовый"; по-видимому, "pelitic schists" пояса Самбагава соответствуют породам пелитовой и алевритовой размерности, а "psammitic schists" – породам псаммитовой и псефитовой размерности. Поэтому эти два термина переводятся нами более нейтрально – "тонкозернистые" и "грубозернистые" – в применении к метаморфизованным породам пояса Самбагава и соответственно "тонкообломочные" и "крупнообломочные" – в применении к слабо метаморфизованным и неизменным породам. – *Прим. перев.*

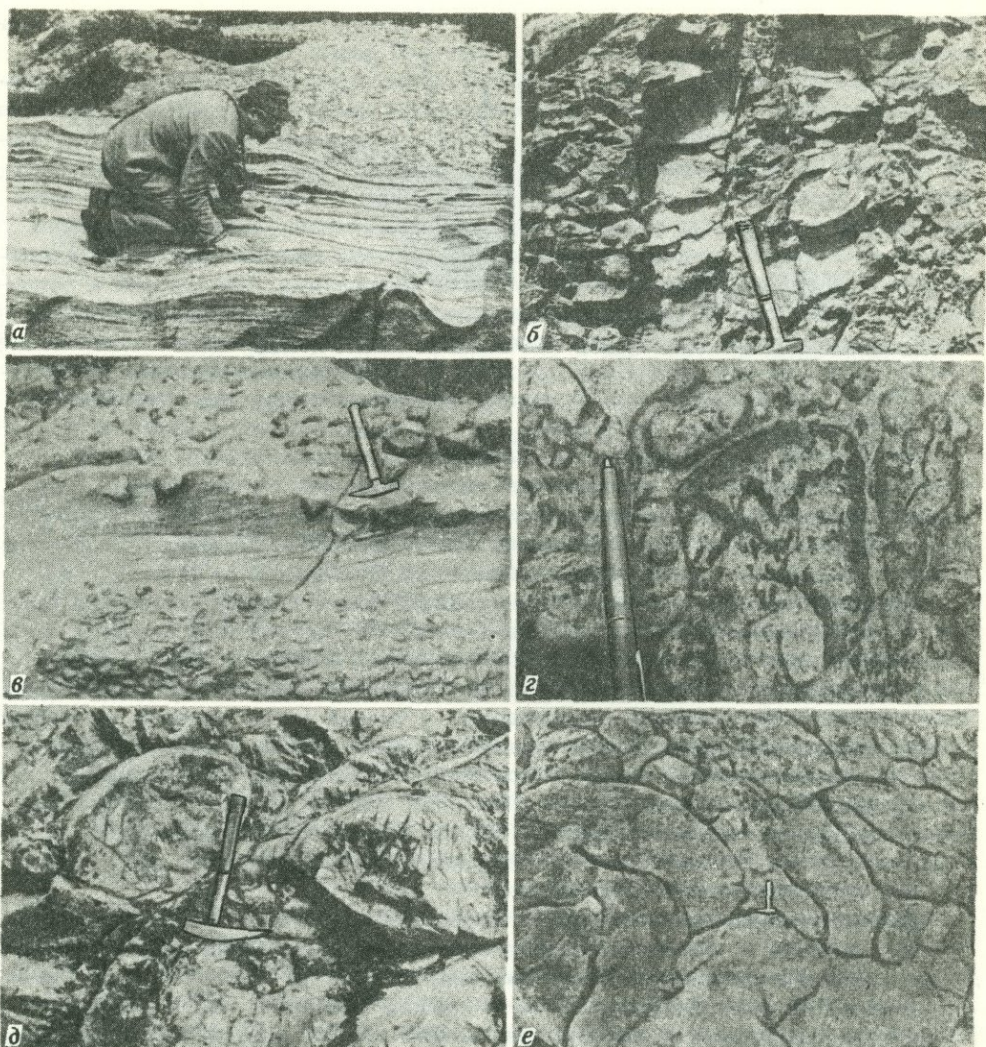


Рис. 2. Текстурные особенности, строение и характер залегания вулкано-генных и вулканогенно-осадочных пород о-ва Сикоку

а - тонкая слоистость в *сланцах* основного состава пояса Самбагава в районе Асэми (центральная часть острова); *б* - две параллельные дайки горн-блендитов, интрузирующие габбро, пояс Микубу в районе Яватахама (западная часть острова); *в* - ритмичная градационная и тонкая перекрестная слоис-тость в пирокластических породах основного состава, офиолитовый пояс Мика-бу в районе Мимидо (центральная часть острова); *г* - подушечная брекчия с коркой закалки, офиолиты пояса Микабу в районе Осуги (центральная часть острова); *д* - подушечный базальт, северная часть пояса Титибу, район Та-тибана (центральная часть острова); *е* - подушечная лава с плотной упаков-кой подушек, пояс Симанто; район Мурото (восточная часть острова)

основного состава могли быть турбидиты, образовавшиеся в позднем палео-зое вторично из продуктов основного вулканизма в морских подводных услови-ях эвгеосинклинали Хонсю.

Кроме того, в поясе Самбагава часто встречаются линзобразные тела ультраосновных пород. Они сложены главным образом серпентинитами, сопровож-даемыми дунитами, перидотитами и пироксенитами. Геология и петрология ультраосновных комплексов были рассмотрены на примере массива г. Хигаси-Акайси в центральной части о-ва Сикоку, одного из наиболее известных гипер-

базитовых массивов пояса Самбагава. Этот массив располагается на площади распространения сланцев эпидот-амфиболитовой фации.

С. Банно и Г. Иосино [7] предположили, что перидотиты и гранатовые клинопироксениты массива имеют верхнемантийное происхождение и были тектонически транспортированы из верхней мантии в метаморфические породы во время главной эпохи деформации пояса Самбагава. Т. Мори и С. Банно [8] рассмотрели равновесия в субсолидусе между гранатом, клинопироксеном, ортопироксеном и оливином в перидотитах и гранатовых клинопироксенитах, исходя из пределов колебания химического состава твердых растворов и разделения Fe и Mg между сосуществующими минералами. Они пришли к заключению, что равновесие между вышеперечисленными безводными минералами этого массива установилось при более низких температурах, чем в любом другом из числа хорошо изученных массивов перидотитов и гранатовых клинопироксенитов: по предварительной оценке они образовались при температуре 500–600°C и давлении 7–13 кбар.

Офиолитовый пояс Микабу. Так называемые зеленые породы Микабу [9] являются типичными для палеозойских складчатых поясов офиолитами. Они распространены по границе между поясом кристаллических сланцев Самбагава на севере и поясом Титибу на юге. Длина офиолитового пояса Микабу превосходит 1000 км, а ширина его сохраняется в пределах от 3 до 10 км.

Обобщенный разрез офиолитовой ассоциации пояса Микабу следующий (снизу вверх): гипербазиты, габбро, диабазы (долериты), подушечные базальты и радиоляриевые кремни и, наконец, тонкообломочные осадочные породы нижнеили среднепермского возраста [10, 11]. Структура офиолитового пояса Микабу представляет собой пологую антиклиналь, в осевой части которой отмечаются мелкие интрузивные тела ультраосновного состава (преимущественно серпентинитов) среди основных пород. Такое строение наблюдается в типичных районах Оуки и Осуги на о-ве Сикоку [9, 12], где по данным геологических разрезов была установлена типичная для офиолитов последовательность основных пород [11]. Тонкообломочные осадочные породы занимают здесь самое верхнее стратиграфическое положение.

Крупные массивы ультраосновных пород встречаются в тех частях пояса Микабу, которые в целом характеризуются синформным (синклинальным) строением. Такое строение отмечается, например, в районах Яватахама, в самой западной части о-ва Сикоку и Тоба, в крайней восточной части п-ова Кии. Осадочные породы в этих районах подстилают породы офиолитовой ассоциации, при этом часто наблюдается, что офиолиты Микабу лежат согласно на осадочных породах и переслаиваются с ними в краевых частях тела офиолитов.

От периферии к осевой части тела офиолитов (снизу вверх) в этих районах наблюдается следующая последовательность пород: мелкокристаллические основные породы (главным образом подушечные базальты), диабазы, габбро. В осевой части тела офиолитов с синформным строением размещаются крупные сложнопостроенные массивы ультраосновных пород, сложенные дунитами, верлитами, клинопироксенитами и горнблендитами [11]. Дайки горнблендитов часто внедряются в габбро (рис. 2, б).

На рис. 3 показан обобщенный разрез через офиолиты пояса Микабу, объясняющий различия в стратиграфической последовательности участков пояса с антиклинальным и синклинальным строением.

В большинстве районов пояса Микабу наблюдается неглубокий эрозионный срез линзовидного тела офиолитов, соответствующий уровню I на рис. 3. Здесь осадочные породы лежат согласно на офиолитах, в которых от кровли тела и от периферии к центру основные породы с мелкокристаллическими структурами (подушечные базальты) последовательно сменяются крупнокристаллическими разностями (диабазами, долеритами и габбро) с мелкими интрузивными телами гипербазитов. В этом срезе линзовидное тело имеет антиформное строение.

Предполагается, что в районах Яватахама и Тоба, характеризующихся синформным строением, мы наблюдаем более глубокий эрозионный срез, показанный на рис. 3 как уровень II. Здесь осадочные породы представляют собой

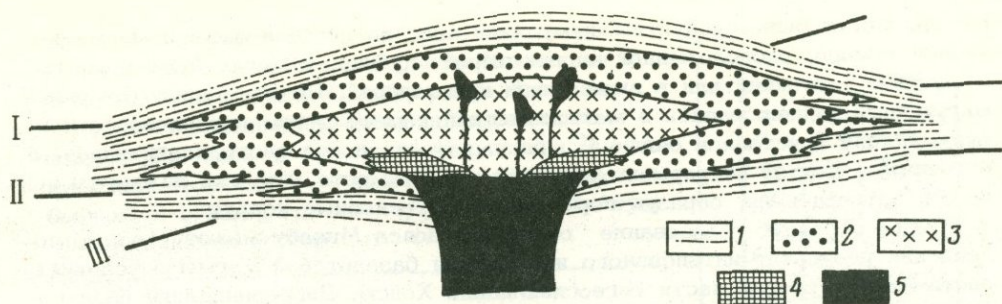


Рис. 3. Обобщенный разрез через офиолиты пояса Микабу

1 - тонко- и крупнообломочные кремнистые и карбонатные осадочные породы нижне- или среднепермского возраста; 2 - подушечные базальты и пирокластические породы; 3 - диабазы и габбро; 4 - горнблендиты; 5 - дуниты, перидотиты, клинопироксениты; I, II, III - уровни эрозионного среза

самый нижний горизонт всего разреза и среди офиолитов пояса Микабу вскрываются крупные массивы ультраосновных пород. В самой восточной части пояса Микабу, в горах Канто, общая структура выглядит как моноклинал, т.е. так, как будто породы пояса Самбагава являются нижней частью, офиолиты пояса Микабу - средней, а свиты пояса Титибу - верхней частью разреза. Предполагается, что современный эрозионный срез в горах Канто является наклонным к оси линзовидного тела офиолитов. На рис. 3 он показан как уровень III.

Хотя породы пояса Микабу подверглись региональному метаморфизму Самбагава низкой ступени, перекристаллизация этих пород была неполной и реликтовые минералы и структуры первичных пород хорошо сохранились. В частности, автором при изучении разрезов офиолитового пояса Микабу в центральной части о-ва Сикоку [9] в пирокластических породах основного состава были описаны такие осадочные структуры, как тонкая перекрестная слоистость (рис. 2, в) и двойная градационная слоистость¹. Кроме того, были описаны подушечные брекчии с коркой закалки (рис. 2, г).

Офиолиты пояса Микабу сходны с другими офиолитовыми ассоциациями мира [13], а также с породами современной океанической коры [14, 15]. По химическому составу основные породы пояса Микабу близки к типичным океаническим толеитам. Они принадлежат к высокощелочным и низкощелочным толеитам и характеризуются необычно низкими содержаниями K_2O и Ti [10, 16]. Однако на основании тектонического положения и геохимических особенностей авторы [17 и 18] пришли к заключению, что офиолиты пояса Микабу [19] образовались в результате инициального подводного вулканизма основного состава в позднепалеозойской геосинклинали Титибу² и приурочены к ее осевой зоне. Подводящим каналом для толеитовых базальтов пояса Микабу с набором редкоземельных элементов, характерным для твердой фазы, была главная открытая трещина геосинклинали, в то время как через мелкие трещины на флангах основного подводящего канала изливались более щелочные базальты с набором редкоземельных элементов, характерным для жидкой фазы³.

На основании изучения минералогического и химического состава дунитов и перидотитов пояса Микабу, а также петротектонических исследований оливина и клинопироксена было сделано заключение, что эти оливинсодержащие

- 1 Т.е. постепенное уменьшение зернистости не только от подошвы к кровле каждого ритма, но и от ритма к ритму, вверх по разрезу. - Прим. перев.
- 2 Применяемый Сугисаки термин "геосинклинал Титибу", по-видимому, является синонимом внешней зоны геосинклинали Хонсю. - Прим. перев.
- 3 Имеется в виду разделение редкоземельных элементов между сосуществующими расплавом и твердым остатком при частичном плавлении. - Прим. перев.

породы могут быть продуктом кумуляции кристаллической фазы в магматической камере, расположенной на некоторой глубине, и могли быть подняты в твердом состоянии или в виде "каши кристаллов". По этим представлениям, магма дифференцировалась в магматической камере путем последовательной аккумуляции кристаллов оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза, а остаточные магмы непрерывно внедрялись в те места, где они находятся сейчас, и затвердевали, образуя горнblendиты и основные породы.

Таким образом, образование офиолитов пояса Микабу может быть объяснено как результат интенсивного извержения базальтовой магмы в условиях растяжения в осевой части эвгеосинклинали Хонсю. Дифференциация базальтовой магмы, как полагают, обусловлена фракционной кристаллизацией в магматической камере.

Пояс Титибу. Вулканизм структурно-фациальной зоны Титибу изучен недостаточно, сведения о пространственном распределении основных пород и их химических особенностях неполны. Тем не менее уже сейчас можно сказать, что геосинклиальный вулканизм этого пояса характеризуется извержениями центрального типа с излиянием базальтовых, обычно подушечных лав. В крайних частях относительно небольших по площади базальтовых тел лавы переслаиваются с осадочными породами.

Одно такое крупное тело базальтовых подушечных лав занимает по площади около 14 км² в районе Татибана в центральной части о-ва Сикоку. Оно находится среди пород свиты Камиякава в северной части пояса Титибу. В разрезе этого базальтового тела выделяются четыре цикла вулканической активности (рис. 4). Разрез самого нижнего из этих циклов начинается массивными лавами и подушечными лавами с плотной упаковкой подушек (см. рис. 2, д). Вверх по разрезу лавы постепенно сменяются морскими агломератами и аквагенными туфами базальтового состава с прослоями мелкообломочных вулканических пород. Аналогичная стратиграфическая последовательность наблюдается и в трех остальных циклах. Маруяма [20] сообщил о подушечных комплексах в районе Кидзава в восточной части о-ва Сикоку, которые приурочены к аналогичному горизонту в северной части зоны Титибу.

Т.Танака и Ф.Сугисаки [21] изучили химические особенности пород базальтового тела в районе Накаоку на полуострове Кии. Это тело, площадью около 15 км², сложено многочисленными потоками массивных базальтовых лав, переслаивающихся с потоками подушечных лав и туфогенными породами, а в пограничной части — с прослоями тонкообломочных и кремнистых пород. Изучая содержания петрогенных и редкоземельных элементов, авторы показали изменение типа магмы от толеитов к щелочным базальтам в процессе затвердевания расплава на глубине. Это указывает на то, что пространственное существование толеитовых и щелочных базальтов в поясе Титибу может интерпретироваться как переход от одного типа магмы к другому в результате фракционной кристаллизации [21].

На основании детального изучения петрогенных компонентов Т.Сугисаки и Р.Танака [22] показали, что в пределах геосинклинали Хонсю могут быть выделены два типа базальтов, которые приурочены к двум географическим и структурно-фациальным зонам (поясам Микабу и Титибу). Магматические породы, извергавшиеся в позднем палеозое на флангах геосинклинали Титибу (и находящиеся в пределах этого пояса), являются щелочными базальтами и реже щелочными толеитами, тогда как магматические породы, извергавшиеся в пределах осевой зоны геосинклинали (пояса Микабу), — обычно толеитами.

Ультраосновные породы встречаются лишь вдоль тектонической зоны Куросэгава, расположенной в средней части пояса Титибу, и представлены многочисленными линзовидными телами [23]. Структура этой зоны крайне сложна. Внутри тектонической зоны Куросэгава, параллельно общему простираению окружающих палеозойских и мезозойских пород, расположены более или менее вытянутые линзовидные тела, сложенные породами разного возраста и состава. Среди них присутствуют метаморфические породы Тэрано, вероятно, докембрийского возраста, разнообразные силур-девонские породы, в том числе

туфы и красные яшмы в горизонтах, перекрывающих подушечные лавы, могут отсутствовать.

По химическому составу подушечные лавы пояса Симанто обычно относятся к ассоциации натровых базальтов или к спилитовой ассоциации, т.е. для них свойственны высокие содержания Na_2O (4,09–7,29%) и низкие содержания K_2O (0,05–0,32%), а также CaO и MgO [26].

Выводы

Сопоставляя особенности вулканизма четырех структурно-фациальных зон юго-западной Японии, необходимо отметить следующее. Возраст вулканогенных образований в пределах главного пояса Хонсю – позднепалеозойский: преимущественно каменноугольный до пермского в поясах Самбагава и Титибу и пермский для офиолитов пояса Микабу, а в пределах главного пояса Симанто-меловой до палеогенового. Вулканогенные породы всех четырех поясов образовывались в морских условиях. Первичными породами пояса Самбагава являлись песчаники, алевриты и туфы основного состава, а главным способом отложения – мутьевые потоки. Офиолиты пояса Микабу рассматриваются как результат трещинных извержений. Они представлены различными основными и ультраосновными породами: подушечными базальтовыми лавами, туфами основного состава, диабазами, габбро, горнблендитами, клинопироксенитами, перидотитами, дунитами, серпентинитами. Подводный вулканизм поясов Титибу и Симанто характеризовался извержениями центрального типа. В вулканических разрезах базальтовые подушечные лавы преобладают над туфами основного состава. По химическому составу вулканические породы офиолитового пояса Микабу относятся главным образом к толеитам, эффузивные породы пояса Титибу – преимущественно к щелочным базальтам и частично к высокощелочным толеитам, а лавы пояса Симанто – к спилитам и натровым базальтам. Рудопроявления и месторождения типа Kieslager¹ наиболее обильны в поясе Самбагава и крайне редки и бедны в поясе Симанто.

Метаморфизм

Хорошо известно, что первичные породы во внешней зоне юго-западной Японии в большей или меньшей степени претерпели региональный метаморфизм низкой ступени, по типу относимый к метаморфизму при высоком давлении и низкой температуре [27, 28].

Матаморфизм в структурно-фациальных зонах Самбагава, Микабу и Титибу (общие положения). Породы пояса Самбагава представлены кристаллическими сланцами главным образом низких ступеней метаморфизма. Верхнепалеозойские породы в поясе Микабу и во многих частях пояса Титибу одновременно с породами пояса Самбагава были расланцованы, филлитизированы и испытали метаморфизм низкой ступени.

Абсолютный возраст метаморфических пород пояса Самбагава, определенный Rh-Sr-методом, равен 110–85 млн. лет [29, 30], абсолютный возраст, определенный K-Ar-методом, – 102–80 млн. лет [31]. Значения радиометрического возраста, по-видимому, представляют собой время охлаждения. Кроме того, кажется вполне вероятным, что меловой метаморфизм в поясах Самбагава, Микабу и Титибу может представлять собой только самую последнюю, глав-

¹ Согласно медноколчеданные рудные залежи. Японские геологи называют их "Kieslager" из-за сходства с некоторыми западноевропейскими месторождениями или "месторождениями типа Бесси" и по характерному представителю этого типа месторождений – руднику Бесси на о-ве Сикоку. (См. сб. "Вулканизм и рудообразование", № 54, М., "Мир", 1973.) – *Прим. перев.*

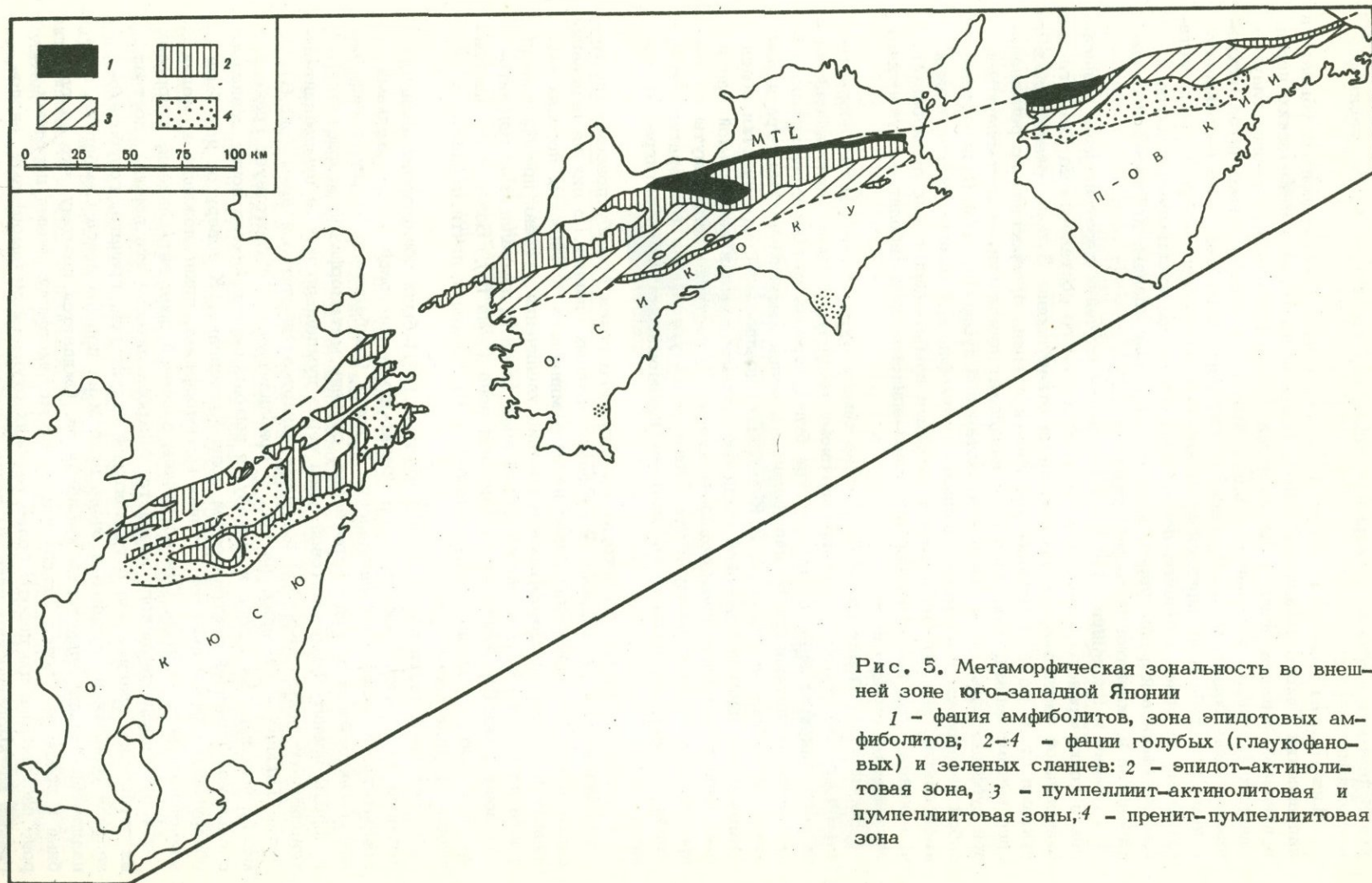


Рис. 5. Метаморфическая зональность во внешней зоне юго-западной Японии

1 - фация амфиболитов, зона эпидотовых амфиболитов; 2-4 - фации голубых (глаукофановых) и зеленых сланцев: 2 - эпидот-актинолитовая зона, 3 - пумпеллит-актинолитовая и пумпеллитовая зоны, 4 - пренит-пумпеллитовая зона

ную фазу перекристаллизации в этих зонах, во время которой полностью или почти полностью исчезли минералогические характеристики более ранних фаз метаморфизма [32].

Минералогическая зональность. Степень метаморфизма убывает в направлении Тихого океана [33, 34]. Большая часть метаморфических пород в пределах внешней зоны главного пояса Хонсю принадлежит фациям глаукофановых (голубых) и зеленых сланцев. Фации эпидотовых амфиболитов встречаются лишь только вдоль Срединного тектонического шва, и по направлению к нему в метабазах внешней зоны наблюдается постепенно увеличение метаморфизма от зеленокаменных пород, принадлежащих пренит-пумпеллиитовой метаграувакковой фации через зеленые и голубые сланцы, до эпидотовых амфиболитов и эклогитовых амфиболитов (рис.5).

С. Банно и Дж. Миллер [35] на основании изучения парагенезисов минералов в тонкозернистых сланцах и сланцах основного состава пояса Самбагава в центральной части о-ва Сикоку выделил и откартировал 5 зон, обозначенных им буквами от А до Е в порядке увеличения степени прогрессивного регионального метаморфизма. Так, зона А принадлежит пумпеллиит-эпидот-глаукофановой субфации, зона В - эпидот-глаукофановой субфации, зона С представляет собой переходную зону между фациями глаукофановых сланцев и эпидотовых амфиболитов, зона D принадлежит субфации альбит-эпидотовых амфиболитов, и, наконец, зона Е - субфации олигоклаз-эпидотовых амфиболитов с участками эклогитовых амфиболитов.

Во многих районах пояса Самбагава температура метаморфизма возрастает вниз по наблюдаемому стратиграфическому разрезу, однако в центральной части о-ва Сикоку все выглядит так, как будто степень метаморфических преобразований увеличивается по направлению к более высоким частям стратиграфической последовательности. Й. Кавати [5] предположил, что участки пояса Самбагава с наиболее высокой степенью метаморфизма в центральной части о-ва Сикоку смяты в изоклинальные складки и частично запрокинуты по направлению к Тихому океану и что наблюдаемое увеличение температур метаморфизма вверх по разрезу вызвано его крупномасштабной стратиграфической инверсией.

Породы в пределах территории офиолитового пояса Микабу повсеместно метаморфизованы и принадлежат к субфации зеленых сланцев. В них на основании систематических изменений парагенезисов минералов в основных породах выделяются 3 зоны метаморфизма в порядке увеличения степени преобразований с юга на север [36]: пумпеллиитовая зона (зона I), пумпеллиит-актинолитовая зона (зона II), эпидот-актинолитовая зона (зона III). Более того, изограда актинолита (граница между зонами I и II) проходит почти параллельно южной границе пояса Микабу.

В северной части пояса Титибу автором [36] были обнаружены незначительные по площади участки пород пренит-пумпеллиитовой зоны с жилками ломонита. К северу, по направлению к поясу Самбагава, и к югу, в направлении тектонической зоны Куросэгава, степень метаморфизма возрастает [37], и породы пренит-пумпеллиитовой зоны через пумпеллиитовую и пумпеллиит-актинолитовую зоны сменяются породами эпидот-актинолитовой зоны (рис.6). Линия Такаива - Омоиджи на рис. 6 приблизительно соответствует границе между поясами Самбагава и Микабу, а выходы серпентинитов почти совпадают с северной границей тектонической зоны Куросэгава. К северу от нее были обнаружены породы высокой ступени метаморфизма, принадлежащие к фации эпидотовых амфиболитов. Они встречены в осевой зоне антиклинали, в породах свиты Ино среднепермского возраста. Микроскопически эти породы состоят из пятнистого плагиоклаза с гелицитовой структурой, граната, голубовато-зеленой обманки и серицита и очень похожи на породы пояса Самбагава, принадлежащие фации эпидотовых амфиболитов. Ожидается поэтому, что на глубине в пределах пояса Титибу под слабо метаморфизованными породами широко распространены породы более высоких ступеней метаморфизма, аналогичные метаморфическим сланцам пояса Самбагава.

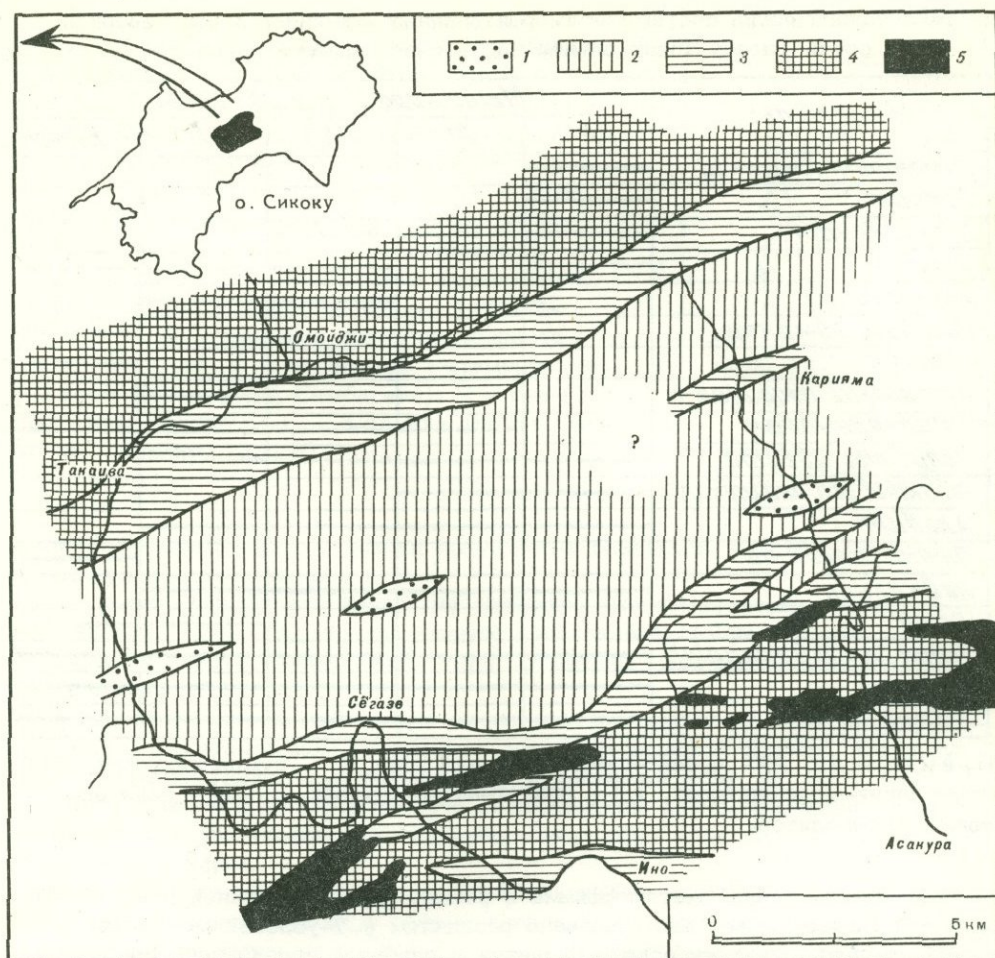


Рис. 6. Схема метаморфической зональности в северной части пояса Титибу, Центральная часть о-ва Сикоку.

Зоны метаморфизма: 1 - пренит-пумпеллитовая (PP); 2 - пумпеллитовая (P); 3 - пумпеллит-актинолитовая (PA); 4 - эпидот-актинолитовая (EA); 5 - выходы серпентинитов

По мере удаления от осевой части антиклинали степень метаморфизма постепенно уменьшается и породы фации эпидотовых амфиболитов сменяются породами эпидот-актинолитовой зоны фации зеленых сланцев. В таблице показан минералогический состав метаморфизованных основных пород, появление и исчезновение минералов при переходе от одной зоны к другой в северной части пояса Титибу. Примерно такой же минералогический состав имеют метаморфические породы поясов Микабу и Самбагава на о-ве Сикоку.

Что касается метаморфической зональности пояса Титибу в средней и южной частях острова, то, поскольку основные породы редки, ее характер трудно установить.

На рис. 7 показаны вероятные p - T -поля метаморфических фаций юго-западной Японии. Степень метаморфизма в северной части пояса Титибу увеличивается с севера на юг (по направлению к тектонической зоне Куросэгава) от пород пренит-пумпеллитовой зоны через пумпеллитовую, пумпеллит-актинолитовую и эпидот-актинолитовую зоны до пород фации эпидотовых амфиболитов, подобно тому, как в поясе Самбагава температура метаморфизма увеличивается с юга на север по направлению с срединному тектоническому шву от пород пумпеллитовой фации до пород фации эпидотовых амфиболитов.

Минералогический состав метаморфизованных основных пород северной части пояса Титибу (центральная часть о-ва Сикоку)

Минералы	Метаморфические зоны				
	PP	P	PA	EA	EAmph
Ломонит (жшлкш)					
Пренит					
Пумпеллит					
Эпидот					
Актинолит					
Роговая обманка					
Гранат					
Нагровый амфибол					
Стильпномелан					
Реликты авгита					
Реликты осн плагиоклаза					
Альбит					
Пятна альбита					
Лейкоксен					
Сфен					
Белая слюда (серцит)					
Хлорит					
Кварц					

Примечание. PP- пренит-пумпеллитовая зона, P - пумпеллитовая, PA - пумпеллит-актинолитовая, EA - эпидот-актинолитовая, EAmph - зона эпидотовых амфиболитов.

Различие в степени метаморфизма в разных районах внешней зоны юго-западной Японии может быть вызвано различием p - T -условий метаморфизма, разной степенью тектонического поднятия и глубиной эрозионного среза, а также влиянием более молодых кислых интрузий. Вполне вероятно, что давление, принятое для метаморфизма района о-ва Сикоку, лежит между значениями давлений, предполагаемых для районов гор Канто и п-ова Кии (рис.7).

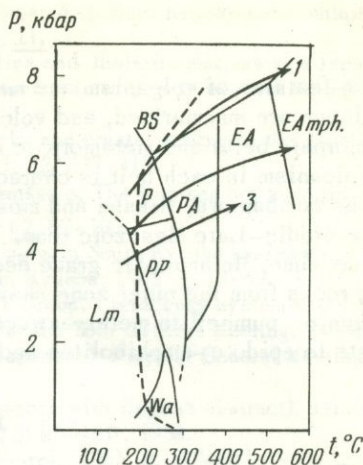
Метаморфизм в главном поясе Симанто. Метаморфизм в поясе Симанто изучен недостаточно. Однако в центральной части п-ова Кии имеется хорошо документированная площадь распространения метаморфических пород, в пределах которой метаморфические изменения непрерывно прослеживаются с севера на юг из палеозойских пород главного пояса Хонсю в юрские породы, находящиеся в пределах главного пояса Симанто [39]. По направлению к Тихому океану здесь наблюдается зональность от зеленых сланцев к породам пренит-пумпеллитовой фации (рис. 5). Миясиро [35] пришел к заключению, что возраст этой ранней стадии метаморфизма в пределах пояса Симанто предположительно позднеюрский или меловой и что основная фаза метаморфизма Самбагава в главном поясе Хонсю (мелового возраста) и ранняя фаза метаморфизма в поясе Симанто, по-видимому, одно и то же явление.

В отличие от этого района на п-ове Кии зона метаморфизма не прослеживается из южной части пояса Титибу в пояс Симанто через тектонический шов Буцудзо [40], хотя контактовый метаморфизм, связанный с миоценовыми гранитами, в поясе Симанто наблюдается. Таким образом, пока остается неясным, имеется ли в юго-западной Японии последовательная смена метаморфических зон от южной части пояса Титибу к поясу Симанто.

Помимо этого, в миоцене в некоторых частях пояса Симанто имел место низкотемпературный региональный метаморфизм, по типу относящийся к метаморфизму при низком давлении [32]. Так около берега Тихого океана на о-ве Сикоку в эоценовых и олигоценых тонкообломочных осадочных породах

Рис. 7. Предполагаемые значения давления и температуры при метаморфизме низкой ступени (по Секи [38] с изменениями автора)

Lm — ломонитовая, *Wa* — вайрацитовая, *PP* — пренит-пумпеллиитовая, *P* — пумпеллиитовая, *PA* — пумпеллиит-актинолитовая, *EA* — эпидот-актинолитовая зона фации зеленых сланцев; *BS* — фации голубых (глаукофановых) сланцев; *EAmph* — фации эпидотовых амфиболитов. Пунктирная линия — нижний предел устойчивости эпидота; стрелками показано возрастание температуры и давления при метаморфизме: 1 — горы Канто (пояс Самбагава); 2 — о-в Сикоку (пояс Титибу); 3 — п-ов Кии (пояса Самбагава, Микабу, Титибу)



нами обнаружены лавовые потоки подушечных базальтов, несущие изменения пренит-пумпеллиитовой фации.

На о-вах Сикоку и Кюсю не найдены метаморфические породы более низких ступеней, принадлежащие цеолитовой фации, тогда как в центральной части п-ова Кии было отмечено присутствие пород ломонитовой зоны [41].

В настоящее время некоторые исследователи пытаются объяснить палеовулканизм и метаморфизм во внешней зоне юго-западной Японии, используя гипотезы разрастания океанического дна и тектоники плит. В. Эрнст [34], например, пришел к заключению, что возникновение метаморфических пород фации голубых (глаукофановых) сланцев может быть объяснено поддвижением океанической плиты.

Выше мы упоминали о попытках объяснения формирования офиолитов пояса Микабу путем сравнения их с современной океанической литосферой и другими офиолитовыми поясами мира, которые, как полагают, являются древним аналогом океанической коры [13-15]. Однако, как было показано В. Эрнстом [42], магматизм офиолитового пояса Микабу сформировался в обстановке, отличной от обстановки формирования современной океанической коры, и соответственно генезис офиолитов Микабу не может быть объяснен взаимодействием плит, несмотря на то, что они очень сходны по химическому составу с океаническими толеитами и их магматическая стратиграфия аналогична строению офиолитов мира. Как полагают в настоящее время, они являются продуктом инициального подводного вулканизма основного состава в осевой части позднепалеозойской эвгеосинклинали Хонсю.

Выводы

Палеовулканизм и метаморфизм во внешней зоне юго-западной Японии могут быть объяснены лишь как вулканизм в отношении инициального магматизма и как метаморфизм в отношении орогенных и завершающих фаз развития геосинклиналей Хонсю и Симанто.

В кайнозойских вулканических породах Японских островов наблюдалась закономерная смена вкрест простираения пород толеитовой серии через высокоглиноземистые базальты породами щелочной серии, которая, согласно общепринятой точке зрения [43], является результатом того, что в пределах зоны Бениофа на различных глубинах генерируются различные типы магм. Однако для палеовулканизма главных поясов Хонсю и Симанто подобные закономерные вариации состава вулканических пород вкрест простираения в пространстве и времени не наблюдаются.

ABSTRACT

Main features of volcanism and metamorphism in the belts of the outer zone of southwestern Japan are summarized, and volcanic feature and circumstance, spatial distribution of metamorphic belts and metamorphic condition are discussed.

Volcanism in each belt is characterized by basic and/or ultramafic rocks.

The Sambagawa, Mikabu and most of the Chichibu sequences might have recrystallized during Middle-Late Mesozoic time. The Shimanto metamorphised more or less during the Tertiary time. Metamorphic grade declines toward the Pacific ocean side, that is, meta-basic rocks from the outer zone show a progressive gradation from greenstones belonging to prehnite-pumpellite metagraywacke facies through interlayered greenschists and blue schists to epidote-amphibolites and eclogitic amphibolites.

ЛИТЕРАТУРА

1. *K. Ichikawa*. Triassic and Jurassic (Chapts 10, 11): in Minato M. and S. Ijiri: History of the Earth (in Japanese). Tokyo, 1961, p. 38-51.
2. *K. Ichikawa*. Tectonic status of the Honshu major belt in southwest Japan during the Early Mesozoic. - J. Geosci. Osaka City Univ., 1964, 8, 71-107.
3. *G. Kojima*. Stratigraphy and geological structure of the crystalline schist region in Central Shikoku (in Japanese with English abstract). - J. Geol. Soc. Japan, 1951, 57, 177-190.
4. *Y. Kawachi*. Finding of overturned graded bedding in spotted crystalline schists of the Sambagawa metamorphic zone in Central Shikoku, Japan (in Japanese with English abstract). - J. Geol. Soc. Japan, 1966, 72, 311-313.
5. *Y. Kawachi*. Large-scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in Central Shikoku, Japan. - J. Geol. Soc. Japan, 1968, 74, 607-616.
6. *Y. Kawachi, C.A. Landis, T. Watanabe*. Pillow lava, agglutinate and associated volcanogenic rocks in spotted greenschists, blueschists and epidote-amphibolites of the Sambagawa belt, Central Shikoku, Japan (in Japanese with English abstract). - J. Geol. Soc. Japan, 1973, 79, 745-753.
7. *S. Banno, G. Yoshino*. Eclogite-bearing peridotite mass at Higasi-Akai-Yama in the Bessi area, Central Shikoku, Japan. - Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964, 1965, 150-160.
8. *T. Mori, S. Banno*. Petrology of peridotite and garnet clinopyroxenite of the Mt. Higasi-Akai Mass, Central Shikoku, Japan. Subsolidus relation of anhydrous phases. - Contrib. Mineral. Petrol., 1973, 41, 301-323.
9. *T. Suzuki*. The Mikabu greenrocks in Shikoku with special reference to distribution and occurrence of agglomeratic rocks (in Japanese with English abstract). - J. Geol. Soc. Japan, 1967, 73, 207-216.
10. *T. Suzuki, R. Sugisaki and T. Tanaka*. Geosynclinal igneous activity of the Mikabu green rocks of Ozu City, Ehime Prefecture (in Japanese with English abstract). - Mem. Geol. Soc. Japan, 1971, 6, 121-136.
11. *T. Suzuki, K. Nakayama, Y. Ue*. Ophiolites of the Paleozoic domain in Japan. - Ophiolites in the earth crust. Acad. Sci. USSR, 1974.
12. *T. Suzuki, N. Kashima, S. Pada, G. Umemura*. Geosyncline volcanism of the Mikabu green-rocks in the Okuki area, western Shikoku, Japan. - J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., 1972, 67, 177-192.
13. *R.G. Coleman*. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. - J. Geophys. Res., 1971, 76, 1212-1222.
(Рус. перев.: *Р. Колман*. Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. - В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., "Мир", 1974.)
14. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
15. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. - В кн.: Стадии развития складчатых поясов и проблемы офиолитов. М., "Наука", 1973.
16. *R. Sugisaki, S. Mizutani, M. Adachi, H. Hattori, T. Tanaka*. Rifting in the Japanese Late Paleozoic geosyncline. - Nature Phys. Sci., 1971, 233, 30-31.
17. *R. Sugisaki, S. Mizutani, H. Hattori, M. Adachi, T. Tanaka*. Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. - Tectonophysics, 1972, 14, 35-56.
18. *H. Hattori, R. Sugisaki, T. Tanaka*. Nature of hydration in Japanese Paleozoic geosynclinal basalt. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, 15, 271-285.
19. *Y. Nakamura*. Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, Central Japan. - J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 1970, 18, 1-51.

20. *S. Maryama*. On the units of lava flow in marine (in Japanese). Rept Kansai and Nishinohon Branches Geol. Soc. Japan (Tokushima Univ.), 1974, 11.
21. *T. Tanaka, R. Sugisaki*. Successive eruption of alkaline and tholeiite magmas in a Japanese Paleozoic geosynclinal basalt body with special reference to rare earth element features. — *J. Petrol.*, 1973, 14, 489–507.
22. *R. Sugisaki, T. Tanaka*. Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines. — *Tectonophysics*. 1971, 12, 393–413.
23. *K. Ichikawa, K. Isnu, C. Nakagawa, K. Suyari, N. Yamañita*. The Kurosegawa zone (in Japanese with German abstract). — *J. Geol. Soc. Japan*, 1956, 62, 82–103.
24. *I. Hashimoto*. The sedimentary complex of uncertain ages in South Kyushu (in Japanese with English abstract). — Rept Earth Sci. Dept Gen. Educ. Kyushu, 1962, 9, 13–69.
25. *H. Matsushio, K. Kawasaki*. Tosa Shimonto Research Group. Cretaceous system of the Shimanoto belt in Kochi Prefecture (in Japanese). Rept Chidanken 28th General Meeting, 94–98, 1974.
26. *T. Suzuki*. Pillow-lavas in Southwestern Japan (in Japanese). Preprint General Meeting, Geol. Soc. Japan, Sapporo, 1974.
27. *G. Kojima*. The Sambagawa metamorphic belt (in Japanese with English abstract). Jubilee Publ. Comm. Prof. J. Suzuki 60th Birthday, Sapporo, p. 88–100, 1958.
28. *A. Miyashiro*. Evolution of metamorphic belts. — *J. Petrol.*, 1961, 2, 277–311.
29. *I. Hayase, K. Ishizaki*. Rb–Sr dating on the rocks in Japan (in Japanese with English abstract). — *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, 1967, 58, 201–211.
30. *M. Yamaguchi, T. Yanai*. Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. — *Eclogae geol. Helv.*, 1970, 63, 371–388.
31. *S. Banno, J.A. Miller*. Additional data on the age of metamorphism of the Ryoke–Abukuma and Sanbagawa metamorphic belt, Japan. — *Japan. J. Geol. Geogr.*, 1965, 36, 17–22.
32. *A. Miyashiro*. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, 1973, p. 392.
33. *M. Hashimoto, S. Igi, Y. Seki, S. Banno, G. Kojima*. Metamorphic facies map of Japan (scale 1:2000 000). — *Geol. Survey Japan, Kawasaki*, 1970.
34. *W.G. Ernst*. Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1971, 34, 43–59.
35. *S. Banno, J.A. Miller*. Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi–Ino district, Central Sikoku, Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 1964, 15, 203–319.
36. *T. Suzuki*. Volcanism and metamorphism of the Mikabu green rocks in Central and Western Shikoku (in Japanese with English abstract). — *Res. Rept Kochi Univ.*, 1972, 21, 39–62.
37. *T. Suzuki, T. Kakehashi*. Metamorphism of the Chichibu northern belt in Central Shikoku, Japan (in Japanese). — Rept Kansai and Nishinohon Branches Geol. Soc. Japan (Tokushima Univ.), N3–4, 1974.
38. *Y. Seki*. Lower-grade stability limit of epidote in the light of natural occurrences. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1972, 78, 405–413.
39. *Y. Seki, T. Oba, R. Mori, S. Kuriyagawa*. Sanbagawa metamorphism in the central part of Kii peninsula (in Japanese with English abstract). — *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, 1964, 52, 73–89.
40. *I. Imai, Y. Teraoka, K. Okumura*. Geologic structure and metamorphic zonation of the north-eastern part of the Shimonto terrain in Kyushu, Japan (in Japanese with English abstract). — *J. Geol. Soc. Japan*, 1971, 77, 107–220.
41. *Y. Seki, H. Onuki, T. Oba, R. Mori*. Sanbagawa metamorphism in the Central Kii peninsula, Japan. — *Japan. J. Geol. Geogr.*, 1971, 41, 65–78.
42. *W.G. Ernst*. Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku, Japan. — *Tectonophysics*, 1972, 15, 233–239.
43. *H. Kuno*. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. — *J. Petrol.*, 1965, 6, 302–321.

С. Арамаки

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОТОКИ И КАЛЬДЕРЫ ЯПОНИИ

Определение и классификация пирокластических потоков

Определение и классификация пирокластических потоков, разработанные преимущественно на японских примерах, были предложены С. Арамаки и М. Ямасаки [1 - 4]. С этого времени термин "пирокластический поток" приобрел значительно большее распространение во всем мире. Однако некоторые из определений, первоначально предложенные указанными авторами, были видоизменены и расширены другими. Например, Р. Фиске [5] предложил называть разновидность подводных турбулентных потоков, состоящих из пирокластического материала, "подводными пирокластическими потоками". Значение таких подводных потоков вулканокластического материала хорошо видно по той господствующей роли, которую играют их отложения в неогеновых толщах Японских островов. Многие исследователи начали пользоваться указанным термином в соответствии с определением Р. Фиске. Таким образом, оказалось неизбежным распространение термина "пирокластический поток" на материал, отложенный при низких температурах. Это соответствует трактовке Р. Смита [6], на которую автор ссылался ранее [4].

Пирокластические потоки в широком смысле можно подразделить на: 1) состоящие из смеси газов и твердых частиц ("пирокластический поток" в узком смысле и "сухая лавина") и 2) состоящие из смеси воды и твердых частиц (вулканический грязевой поток и "подводный пирокластический поток").

Пирокластические потоки в узком смысле

Все пирокластические потоки в узком смысле этого термина характеризуются высокой температурой, поскольку их твердые частицы состоят в основном из пирокластического материала, образованного непосредственно из извергающейся магмы. Основные характеристики этой разновидности пирокластических потоков уже были подробно рассмотрены [1, 2, 4, 6]. Предложенная автором классификация по двум параметрам - масштабу потока и степени вспученности - остается наиболее удобной применительно к высокотемпературным пирокластическим потокам, известным в Японии. На рис. 1 приведен видоизмененный график Арамаки и Ямасаки [4] зависимости объема отложений от плотности основной составляющей обломков. Между размером и вспученностью пирокластических потоков существует ясно выраженная корреляция, т.е. наиболее крупные из них всегда вспученные, а примеры больших пирокластических потоков с плотными, менее пористыми обломками - отсутствуют. Возможно, что для образования большого пирокластического потока необходимо перевести во вспученное состояние за весьма короткий промежуток времени большое количество магмы. В свою очередь, это, видимо, требует условий некоторого перенасыщения верхней части магматической камеры на значительную глубину. В противоположность этому сильно переохлажденная магма

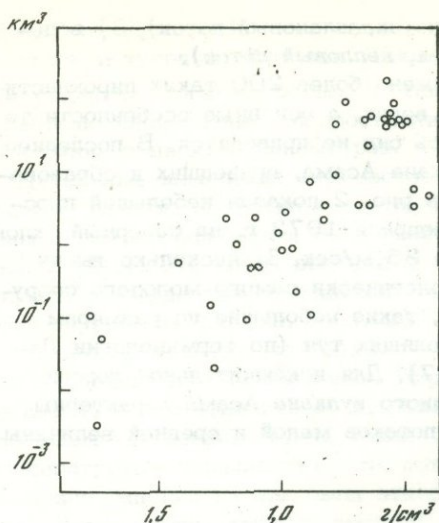


Рис. 1. Соотношения объема отложений высокотемпературных пирокластических потоков и плотности главного типа обломков

Рис. 2. Фотография небольшого пирокластического потока, образовавшегося при извержении вулкана Асама 6 февраля 1973 г. Фото С. Арамаки

существует только на поверхности или в самых верхних частях жерла. Естественно, что в этих условиях внезапное вспенивание, по-видимому, захватывает только небольшой объем магмы и приводит к образованию небольших пирокластических потоков с повышенной плотностью [1, 2, 4].

Пирокластические потоки в узком смысле можно подразделить на: 1) плотные, небольшие по объему (палая туча, раскаленная лавина, глыбово-пепло-

Таблица 1

Высокотемпературные пирокластические потоки вулкана Асама по [7, 31, 32]

Наименование потока	Дата извержения	Тип потока	Объем потока, км ³
Поток плотный	10 марта 1973 г.	Пл.**	10 ⁻⁴
То же	6 февраля 1973 г.	Пл.	10 ⁻⁴
" "	1 февраля 1973 г.	Пл.	10 ⁻⁴
" "	1961 г.	Пл.	-
" "	1958 г.	Пл.	-
Камбара	5 августа 1783 г.	Пл.	10 ⁻² - 10 ⁻³
Агацума	4 августа 1783 г.	Пр.	9·10 ⁻²
Шлаковый поток	1783 г.	Всп.	10 ⁻⁴
Оиваке	1281 г.	Пр.	6·10 ⁻¹
Котаки	Приблизительно 4500 лет назад	Пр.	6·10 ⁻²
Шарайто	Доисторический	Пр.	2,5·10 ⁻²
Пемзовый поток 2*	Приблизительно 11 тыс. лет назад	Всп.	1,0
Пемзовый поток 1	То же	Всп.	3,3

* Все породы относятся к типу гиперстен-авгитовых андезитов, кроме отложений пемзовых потоков 2 и 1, которые сложены гиперстен-авгитовыми дацитами.

** Пл. - плотный, Пр. - промежуточный, Всп. - вспененный.

вый поток); 2) промежуточные (пемзовый поток, шлаковый поток); 3) вспененные, большие по объему (пемзовый поток, пепловый поток).

На территории Японских островов обнаружено более 200 таких пирокластических потоков. Полный их список слишком велик, а основные особенности те же, что рассмотрены в [4], и поэтому здесь они не приводятся. В последнее время произошло несколько извержений вулкана Асама, приведших к образованию пирокластических потоков (табл. 1). На рис. 2 показан небольшой пирокластический поток, который обрушился 6 февраля 1973 г. на северный склон вулкана (уклон 28°) со средней скоростью 35 м/сек. За несколько тысяч лет существования вулкана Маекакеяма, геологически самого молодого сооружения в структуре сложного вулкана Асама, такие небольшие по размерам пирокластические потоки или лавины типа палящих туч (по терминологии Лакура), должно быть, возникали много раз [7]. Для исключительно хорошо изученного, типичного для Японии четвертичного вулкана Асама характерны очень частые извержения пирокластических потоков малой и средней величины из центрального жерла.

Пирокластические потоки типа сухих лавин

Разновидность пирокластических потоков, которые автор осторожно называет "сухими лавинами", привлекла внимание японских вулканологов недавно. Некоторые примеры таких потоков перечислены в табл. 2. Ранее они рассматривались как грязевые потоки. Однако их особенности привели автора к заключению, что эти отложения возникли не за счет водонасыщенной смеси вулканокластических материалов, а, по-видимому, явились продуктом быстрораспространявшихся турбулентных потоков, представляющих собой смесь воздуха и существенно сухой вулканокластики. Для них характерно отсутствие признаков значительных количеств воды (нет слев водотложенных осадков, косої слоистости и т.д.). По геологическим данным трудно было бы объяснить происхождение больших количеств воды во время образования этих отложений. Признаки хаотического сложения, наличие больших валунов, направление течений, латеральное распространение отложений — все согласуется с особенностями катастрофических обломочных потоков. Случайная ориентировка термоостаточной намагниченности обломков указывает на низкую температуру толщи, в состав которой они входят.

Наиболее крупным и эффектным примером являются отложения "грязевого потока" Нирасаки [8]. Гигантские, иногда превышающие 300×100 м в вертикальном сечении глыбы из центральной части потока рассматриваются как части разрушенной вулканической постройки, перенесенные целиком турбулентной лавиной огромной величины. Предполагается, что эта лавина явилась следствием крупнейшего газового взрыва, такого же, какой имел место при извержении вулкана Бандайсан в 1888 г. [9]. Хорошо известно, что многие высокотемпературные пирокластические потоки (в узком смысле) могут переносить на большие расстояния громадные глыбы [1, 10, 11].

Нужно иметь очень большое воображение, чтобы представить себе, как крупные блоки (сотни метров в поперечнике) постройки стратовулкана, состоя-

Таблица 2

Примеры отложений "сухих лавин"

Вулкан	Толща	Объем, км ³	Литературный источник
Асама	Цукахара	> 2	[7]
"	Окува	< 1	[7]
Бандайсан	"Грязевой поток 1888 г."	1, 2	[9]
Яцугатаке	Нирасаки	9	[8]

шие из чередующихся слоев лавы и пирокластики, всплывают в подвижной смеси газов и твердых обломков. Такие крупные блоки характеризуются очень низкой механической прочностью, но принято считать, что они могут быть перенесены по направлению распространения потока без нарушения целостности на расстояние в десятки километров.

Детальные измерения термоостаточной намагниченности показывают, что лавовые потоки, входящие в состав какого-либо из таких блоков, намагничены примерно одинаково, но в разных блоках ориентировка намагниченности разная [12]. Эти блоки выступают над поверхностью отложений "грязевых потоков" в виде своего рода холмов. Указанные особенности обнаружены также в других местах (см. табл. 2).

Многие отложения, до недавнего времени относимые к грязевым потокам, ждут дальнейшего исследования. Пирокластические потоки типа "сухих лавин" не всегда легко отличить от настоящих грязевых потоков, особенно когда они небольшого размера. Трудно также отличить эти "сухие лавины" от высокотемпературных пирокластических потоков малого и среднего размеров. Несомненно, многие из них были отнесены ранее к "отложениям грязевых потоков", "отложениям конусов выноса" или "вулканическому детритусу".

Кальдеры и генетически сходные с ними впадины

Следуя Х. Вильямсу [13, 14], кальдеры можно определить как большие округлые или циркообразные вулканические впадины, диаметр которых во много раз превышает размер жерла или жерл, расположенных в их пределах. Существует общая тенденция ограничить определение термина кальдера морфологическими характеристиками [15, 16]. Для Японии, по-видимому, целесообразно проводить границу между кратерами и кальдерами по величине диаметра, равного 2 км [17], несмотря на то, что это деление искусственное. Хотя К. Оиде [36] подчеркивал, что многие японские кальдеры имеют многоугольные очертания (главным образом четырехугольные), термин "кальдера" следует сохранить для тех, форма которых более или менее округлая. Для многоугольных объектов лучше подходит термин "вулкано-тектоническая депрессия".

В табл. 3 дан список японских кальдер и вулкано-тектонических депрессий, сгруппированных в соответствии с предложенной автором схемой [7]. Большинство японских кальдер являются кальдерами обрушения, связанными с извержениями крупных высокотемпературных пирокластических потоков. Только в исключительных случаях они развиваются на базальтовых вулканах,

Таблица 3

Типы кальдер Японии согласно классификации С. Арамаки [7]

Тип кальдеры	Примеры кальдер
Килауэа	Идзу-Осима, Осима-Осима
Харуна	Дайсецу, Куттара, Атосанупури, Такахара (?), Акаги, Харуна (древняя и молодая), Кусацу-Сиране (?), Самбе, Дайсен, Нумадзаванума (древняя и молодая)
Кратер-Лейк	Масу, Кучаро, Сикоцу, Тойя, Хаккода, Товада (древняя и молодая), Хаконе (древняя и молодая), Татейма, Асо, Какуто, Кобайяси (?), Аира (молодая), Ата, Икеда
Вулкано-тектонические депрессии	Акан, Токачи, залив Кагосима

таких, как Идзу-Осима, о-ва Идзу, [18] и Осима [19] у западного берега Хоккайдо. Вертикальное перемещение на 160 м по кальдерообразующему сбросу на вулкане Идзу-Осима ясно доказано результатами недавнего бурения. Детальные стратиграфические исследования [20] показали, что предвестником обрушения явилась серия фреатических взрывов, напоминающих предполагаемую последовательность событий при образовании кальдеры Килауэа на Гавайях.

Т. Исикава с соавторами [21] подчеркивали, рассматривая в качестве примера кальдеры Хоккайдо, что существует непрерывный ряд переходов от кратеров обычного размера через увеличенные кратеры и мелкие кальдеры к крупным кальдерам (более 20 км в поперечнике) с одновременным строгим соответствием количества пирокластического материала, извергнутого непосредственно перед обрушением. Пример увеличенного кратера можно найти на вулкане Асама: следом за извержением в 1281 г. пирокластического потока Оиваке объемом около $0,6 \text{ км}^3$ (поток промежуточного типа, сложенный пироксеновыми андезитами) обрушение верхней части конуса Маекакеяма привело к образованию большого кратера $1,3 \times 0,9 \text{ км}$ в поперечнике, в пределах которого позже вырос центральный конус Камаяма. Извержение от 3 до 10 км^3 пирокластического материала в виде одного или нескольких потоков, как правило, приводит к образованию кальдеры обрушения размером от 2 до 5 км в поперечнике. Многие из них тут же оказываются погребенными под молодой вулканической постройкой, вследствие чего становится трудно восстановить их первоначальную форму. Эти кальдеры небольшой величины можно назвать кальдерами типа Харуна [17]. Если объем изверженной пирокластики превышает 10 км^3 , возникает хорошо выраженная кальдера обрушения того типа, который был детально описан Г. Вильямсом [13] на примере кальдеры Кратер-Лейк в Орегоне (США). Такие кальдеры можно назвать кальдерами типа Кратер-Лейк, так как представления о генезисе и структуре кальдеры Кракатау (по которой Х. Вильямс первоначально предложил называть кальдеры этого вида) в настоящее время остаются неясными [22].

Среди японских кальдер типа Кратер-Лейк можно выделить две группы: кальдеры, возникшие при обрушении докальдерного конуса (такие, как гора Мазама), и те, на месте которых подобный конус отсутствовал. Наиболее крупные кальдеры, такие, как Сикоцу, Тойя, Кучаро, Аира, Асо и Ата, не обнаруживают или почти не обнаруживают связи с предшествовавшими вулканическими постройками, из чего следует вывод о большей или меньшей независимости магматической истории этих кальдер от предшествовавшего вулканизма. Такой вывод находится в определенном противоречии с утверждением Х. Вильямса [14], что кальдеры типа Кракатау возникли при обрушении вершины крупного вулкана центрального типа, тогда как кальдеры типа Вэллис не связаны с предыдущими вулканами.

Примеры крупных вулcano-тектонических депрессий немногочисленны, но, по всей видимости, намного большее их число можно найти в районах более древнего, плейстоценового и неогенового вулканизма. Залив Кагосима в южной части Кюсю, протягивающийся в меридиональном направлении более чем на 70 км при поперечнике 20 км, представляет собой громадный грабен, состоящий из цепочки кальдерообразных впадин. В их число входят кальдеры Аира и Ата. По обоим берегам залива установлены отложения пирокластических потоков средней и большой величины, образующие более 20 стратиграфических обособленных пачек, и все они, как полагают, сложены материалом извержений из жерл, расположенных в пределах грабена Кагосима. Магматическая история этого грабена оказывается достаточно продолжительной и насчитывает несколько сотен тысяч лет.

Прекрасный пример структуры кальдерного оседания был найден в вулканическом комплексе миоценового возраста на острове Сикоку [23]. Поперечник этой структуры, названной Исизучи, около 7 км. Она заполнена интенсивно спекшимися, богатыми кристаллокластикой отложениями андезитового пирокластического потока мощностью более 1000 м. Тонкая (от 50 до 100 м) оболочка спекшихся туфов другого вида вдоль кольцевого разлома показывает,

что внутренний блок плотно прилегал наподобие поршня "к полуму цилиндру" вмещающих пород, а амплитуда оседания превысила 1000 м. Позже, на некоторой глубине в пределах погруженного блока произошло внедрение плосковершинного гранитного интрузива.

Приповерхностная структура японских кальдер типа Кратер-Лейк

Согласно первоначальной модели Х. Вильямса [13], для образования кальдеры типа Кратер-Лейк требуется существование малоглубинной магматической камеры, размер которой существенно превышал бы диаметр кальдеры (рис. 3 а, б). Новейшие полевые материалы по кальдерам типа Кратер-Лейк в Японии указывают на иную картину: довольно глубоко залегающую камеру с приповерхностной воронкообразной структурой и отсутствие каких-либо признаков в пользу существования кольцевого сброса [17, 22, 27]. Многие скважины, пробуренные на дне этих кальдер, встретили породы цоколя на неожиданно малой глубине. Например, две скважины, пробуренные в северной части дна кальдеры Асо, подсекли граниты [28, 29]; бурение во многих точках в пределах кальдеры Хаконе вскрыло третичное основание [30], а скважины на термальные воды под кальдерой Какуто, в южной части о-ва Кюсю, достигли древней вулканической толщи [17]. Мы пришли к выводу, что в этих кальдерах генетически сопряженная внутренняя структура обладает гораздо меньшими размерами по горизонтали, чем топографические формы, обусловленные ныне существующими стенками кальдер.

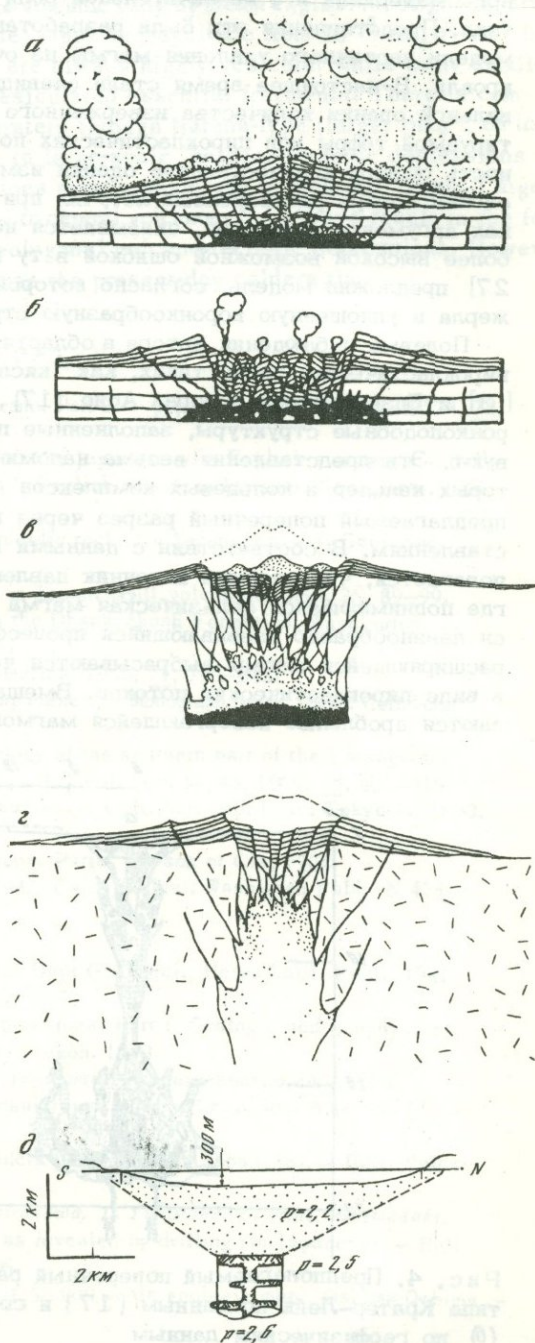


Рис. 3. Серия поперечных разрезов, отражающих представления различных исследователей о строении кальдер

а, б — по Х. Вильямсу [13];
 в — кальдеры типа Кракатау по Х. Куно [24];
 г — то же, другой вариант [25];
 д — профиль через кальдеру Сикоцу по гравиметрическим и магнитометрическим данным Йокоямы [26]
 P — плотность пород, г/см³)

Во всех вышеперечисленных кальдерах диаметр этих структур не достигает и половины диаметра поверхностной структуры, ограниченной гребнем кальдерного уступа. Весьма вероятно, что границы этих кальдерных впадин были раздвинуты эрозионными и широко развитыми оползневыми процессами.

Исчерпывающие исследования гравитационных аномалий [31] показали, что для большинства японских кальдер типа Кратер-Лейк характерен дефицит массы, а форма профилей указывает на пологое падение к центру структуры границ между плотными вмещающими породами и "растрясенным" при обрушениях, а вследствие этого менее плотным "кальдерным заполнением" (см. рис. 3, *д*). И. Йокояма [22, 27] опроверг модель Вильямса (см. рис. 3, *а, б*) и поставил под сомнение представления о соответствии объемов изверженного и обрушенного материала и о незначительной роли литоидных обломков среди пирокластике. Представления эти были разработаны Х. Вильямсом [13] для обоснования модели частичного удаления магмы из очага и вследствие этого обрушения кровли. В настоящее время стали очевидными большие трудности получения правильной оценки количества изверженного материала в форме воздушно-транспортимой тefры или пирокластических потоков [14, 17]. Если учесть неизбежность ошибок количественной оценки изменений рельефа до и после извержения, оценки потерь растворенных летучих при дегазации и т.д., то значение объемов, как аргумента сравнения, оказывается ненадежным с двукратной или даже более высокой возможной ошибкой в ту или другую сторону. И. Йокояма [22, 27] предложил модель, согласно которой при взрывах происходит расширение жерла в уплощенную воронкообразную структуру.

Полевые наблюдения автора в областях развития миоценовых фельзических пирокластических толщ, таких, как "кислые породы Кумано" на п-ове Кии [3] и Бизендатеяма в горах Асио [17], ясно показали, что неглубокие, воронкоподобные структуры, заполненные пирокластикой, действительно существуют. Эти представления весьма напоминают модель, предложенную для некоторых кальдер и кольцевых комплексов Д. Рейнольдс [32]. На рис. 4 показан предлагаемый поперечный разрез через кальдеру, соответствующую этим представлениям. В соответствии с данными К. Моги [33] по кальдере Аира предполагается, что главный источник давления находится на глубине около 10 км, где поднимающаяся фельзическая магма формирует очаг. Как только начинается лавинсообразно развивающийся процесс вскипания, громадные количества расширяющейся магмы выбрасываются через воронкообразное жерло в основном в виде пирокластических потоков. Вмещающие породы близ поверхности подвергаются дроблению извергающейся магмой, в результате чего границы затро-

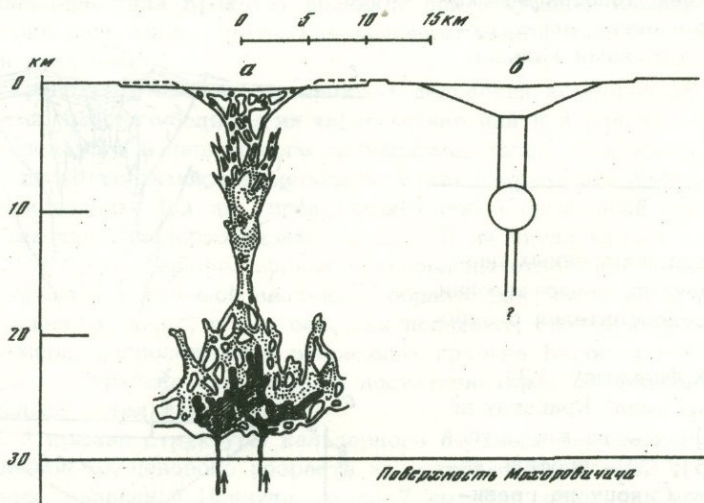


Рис. 4. Предполагаемый поперечный разрез (а) через типичную кальдеру типа Кратер-Лейк по данным [17] и соответствующая этому разрезу модель (б) по геофизическим данным

нутаго этими процессами объема приобретают форму плоской опрокинутой воронки. При этом значительная часть раздробленных вмещающих пород остается внутри этого объема, а не выносятся с пирокластическими потоками. Благодаря воздействию подвижной (флюидизированной) смеси газа и пирокластических обломков громадные глыбы могут быть перемещены и опущены на глубину.

ABSTRACT

Pyroclastic flow in the broad sense includes those low temperature turbulent flows of mixtures of gas and solid particles or of water and solid particles. Examples are "dry avalanches" formed by shattering of volcanic body by steam explosion. High temperature pyroclastic flows (in the strict sense) range in magnitude from 10^{-5} to 10^2 km³ for one cycle of eruption. Largest varieties are always highly vesicular while many smaller ones characteristically contain poorly vesiculated essential fragments. There is complete gradation from enlarged collapse craters through Haruna-type (larger than 2 km in diameter) and Crater Lake-type calderas to large-scale volcano-tectonic depressions all of which resulted from pyroclastic eruptions mostly producing pyroclastic flows. Larger pyroclastic flows are not necessarily related to central volcanoes but always result in the formation of Crater Lake-type calderas or polygonal volcano-tectonic depressions. However the collapse structure is much smaller than the present-day caldera rim.

ЛИТЕРАТУРА

1. S. Aramaki. The 1783 activity of Asama volcano. Part 2. — Japan. J. Geol. Geogr., 1957a, 28, 11–33.
2. S. Aramaki. Classification of pyroclastic flows (in Japanese with English summary). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1957b, 1, 47–57; English transl. in Internat. Geol. Rev., 1961, 3, 518–524.
3. S. Aramaki. Mode of eruption of the Kumano acidic rocks (in Japanese). — J. Geol. Soc. Japan, 1965, 71, 525–540.
4. S. Aramaki, M. Yamasaki. Pyroclastic flows in Japan. — Bull. volcanol., 1963, 26, 89–99.
5. R. S. Fiske. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapekosh Formation, Washington. — Bull. Geol. Soc. America, 1963, 74, 391–406.
6. R. L. Smith. Ash flows. — Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, 795–842.
7. S. Aramaki. Geology of Asama volcano (in Japanese). — Monograph Assoc. Geol. Collaborat. Japan, 1968, N 14.
8. Kofu Basin Quaternary Research Group. Geology of the southern part of the Yatsugatake volcanic chain, Central Japan (in Japanese). — J. Geol. Soc. Japan, 1969, 75, 401–416.
9. S. Sekiya, Y. Kikuchi. The eruption of Bandau-san. — Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo J., 1890, 3, pt. 2, 91–171.
10. A. Lacroix. La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris, Masson et Cie, 1904.
11. F. Perret. The eruption of Mt. Pelée 1929–1932. Carnegie Inst. Washington Publ., N 458, 1935.
12. Mimura. Personal communication.
13. H. Williams. Calderas and their origin. — Bull. Dept Geol. Sci., Univ. Calif. Publ., 1941, 25, 239–246.
14. H. Williams. An investigation of volcanic depressions. Part I. Geologic and geophysical features of calderas. Center volcanol., Univ. Oregon, 1968.
15. H. Kuno. Volcanoes and volcanic rocks (in Japanese). Iwanami-zensho, 196, 1954.
16. R. L. Smith, R. A. Bailey (1968). Resurgent cauldrons. — Mem. Geol. Soc. America, 116, 613–622.
17. I. Katsui. Some problems of the theory of caldera formations (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1969, 14, 55–76.
18. N. Isshiki, K. Nakamura, M. Hayakawa, K. Hirasawa, T. Yukutake, Y. Arai, B. Iwasaki. Structure of caldera of Oshima volcano, Izu, as revealed by drilling (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1963, 8, 16–106.
19. Y. Kutsu, H. Satoh. Explanatory text for the 1:50 000 scale geologic map "Oshima-Oshima". — Geol. Survey Japan, 1970.

20. K. Nakamura. Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1964, 42, p. 649-728.
21. T. Ishikawa, Y. Katsui, Y. Oba, H. Satoh. Some problems of the calderas in Hokkaido (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan. ser. 2, 1969, 14, 96-108.
22. I. Yokoyama. Calderas and their formation (in Japanese). Monograph 18, Assoc. Geol. Collaborat., 1974, N 18, 41-53.
23. T. Yoshida. Ishizuchi collapse caldera and Tengudake pyroclastic flow, Shikoku island (in Japanese). — J. Assoc. Petrol., Mineral and Econ. Geologists, 1970, 64, 1-12.
24. H. Kuno. Formation of calderas and magmatic evolution. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, 34, 267-280.
25. H. Kuno. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. — Bull. volcanol., ser. 2, 1968, 32, 141-176.
26. I. Yokoyama. Note of aeromagnetic survey with special reference to volcanic regions (Part 1). — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 7, 1966, 2, 337-357.
27. I. Yokoyama. Some remarks on calderas (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1969, 14, 77-83.
28. S. Taneda. Boring granite in Aso caldera (abstract in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1963, 8, 46.
29. H. Matsumoto, Y. Fujita. Noticeable result of a drilling on the northwestern floor in Aso caldera (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1960, 14, 1-7.
30. H. Kuno, Y. Oki, K. Ogiño, S. Hirota. Structure of Hakone caldera as revealed by drilling. — Bull. volcanol., ser. 2, 1970, 34, 713-725.
31. I. Yokoyama. Structures of calderas and their origin (in Japanese). — Bull. Volcanol. Soc. Japan, ser. 2, 1965, 10, 119-128.
32. D. L. Reynolds. Calderas and ring complexes. — Koninkl. nederl. Geol. Mijnbouw. Genoot. Verhandel., 1956, 16, 355-379.
33. K. Mogi. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1958, 36, 99-134.

Т. Конда

БАЗАЛЬТЫ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Северо-восточная часть Японской островной дуги является наиболее типичным объектом для исследования петрохимических особенностей кайнозойских изверженных пород вкрест простирания.

Изучением петрографических провинций или пространственных петрохимических закономерностей на материале четвертичных вулканических пород занимались многие японские петрографы, однако для третичных вулкаников аналогичные закономерности остаются пока не расшифрованными. Автор опубликовал подробное сообщение о геологии среднемиоценовых базальтов, рассмотренных с концепции контрастного вулканизма [1]. Ниже мы рассматриваем вопросы вариаций химического состава базальтов и долеритов вкрест простирания островной дуги.

Геологическая обстановка

В районе Тохоку в северо-восточной части Японской островной дуги вулканизм в кайнозойе может быть подразделен на пять типов (липарит-дацитовый, андезитовый, контрастный, андезитовый и дацитовый и четвертичный андезитовый), перечисленных в табл. 1 от древних к молодым. Для кайнозойской

Таблица 1

Кайнозойский вулканизм северо-восточной части Японской островной дуги (провинция Тохоку)

Возраст	Стадия	К-Аг -датировка, млн. лет	Тип вулканизма
Плейстоцен	Молодой вулканизм	-	Андезитовый вулканизм (с дацитами)
Плиоцен	Сибикава	-	Андезитовый и дацитовый вулканизм
	Сасаока	-	
?	Тентокудзи	7,8	
Мiocен	Фунокава	9,8	Контрастный вулканизм (с небольшими интрузиями гранитных пород)
	Оннагава	12	
	Нисикуросава	17	Андезитовый вулканизм (с базальтами и липаритами)
	Дапсима	23-25	
Мондзен	(30?)		
Олигоцен (?)	-	-	-
Эоцен	Асахи (кислые породы)	54-63	Липарито-дацитовый вулканизм с гранитными интрузиями

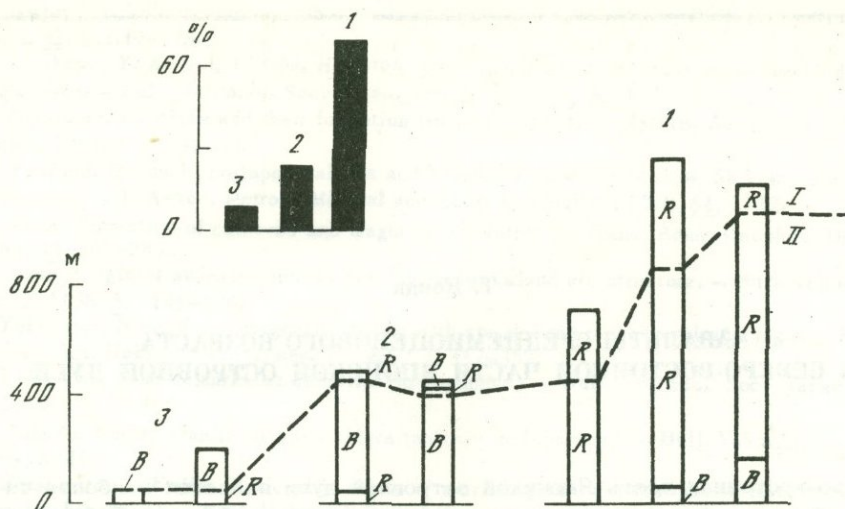


Рис. 1. Мощность вулканических продуктов, образовавшихся на стадиях Нисикурсава (I) и Оннагава (II)

В - базальты, R - липариты; 1 - Тыловой хребет, 2 - гора Дева, 3 - область побережья Японского моря

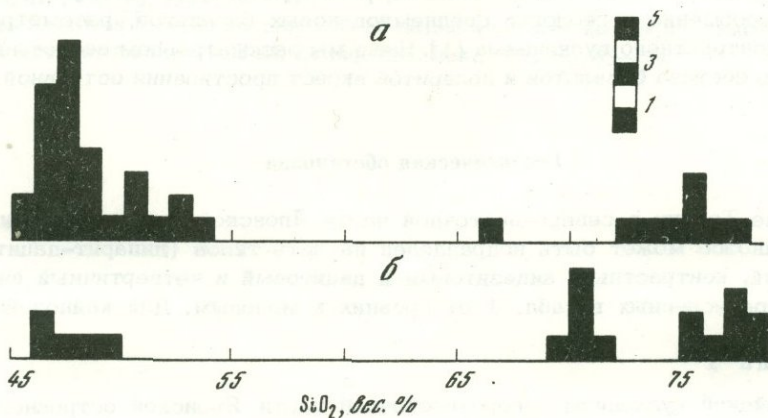


Рис. 2. Относительная частота содержания кремнезема в вулканических породах стадий Оннагава и Нисикурсава

а - Аодзава (горы Дева); б - Ямагата-Иосино (хребет Тыловой). Справа сверху - масштаб (количество проб)

геологической истории характерно образование морских формаций Нисикурсава, Оннагава и Фунакава. Глубина моря возросла от стадии Нисикурсава (около 17 млн. лет) к стадии Фунакава (около 10 млн. лет). Существовавшая в это время геосинклинальная обстановка характеризовалась развитием контрастного вулканизма, сопровождавшегося малыми интрузиями гранитоидов. В рамках контрастного вулканизма липариты в пределах округа Тохоку представляют собой более широко распространенный тип магмы (около 3100 км³) по сравнению с базальтами (около 880 км³), однако именно базальты, по всей вероятности, отражают глубинные процессы, протекающие под островной корой.

А. Сугимур с соавторами [2] обобщили данные по объемным соотношениям четвертичных вулканических продуктов для северо-западной части Японской дуги и пришли к выводу, что господствующие в пределах Тылового хребта (в вулканической зоне Насу) породы определяют положение вулканического фронта в системе желобов островной дуги.

Если исходить из картины распределения вулканических пород, образовавшихся на обеих стадиях Нисикурсава и Оннагава [1] и из их мощностей (рис. 1), то становится ясной господствующая роль контрастного вулканизма в пределах Тылового хребта и его ничтожное значение в прибрежной области Японского моря. С другой стороны, частота встречаемости пород, относящихся к различным типам магм, также меняется поперек островной дуги, причем липариты преобладают в Тыловом хребте, а базальты и долериты — на горе Дева и на побережье Японского моря.

Закономерности, характеризующие изменчивость объемных соотношений контрастного вулканизма вкост простирания северо-восточной части Японской дуги, те же, что и для четвертичных вулканических пород.

Как видно из рис. 2, андезиты промежуточного состава почти отсутствуют, что хорошо соответствует характеристике контрастного вулканизма, по В. Гамильтону [3] и Л. Христиансену и В. Липману [4]. Сочетание базальтов и липаритов прослеживается на всей рассматриваемой территории, тогда как андезиты встречаются редко и только в Тыловом хребте.

Базальтовый вулканизм проявился несколькими вспышками в начале стадии Нисикурсава в Тыловом хребте, но был очень редок в прибрежной зоне Японского моря (о-в Тобисима, район Атуми и т.д.). Вслед за этим в геосинклинальных условиях произошли мощные проявления эффузивного и интрузивного контрастного магматизма. Породы интрузивного типа (долериты) приурочены к зоне северо-северо-восточного простирания, почти параллельной простиранию дуги в районе побережья Японского моря. Иная картина обнаруживается на горе Дева и в Тыловом хребте: здесь их простирание северо-северо-западное (диагональное по отношению к простиранию дуги). Как показано на рис. 3, возраст долеритовых интрузий не одинаков в направлении, поперечном к островной дуге. Крайняя левая колонка на рис. 3 соответствует нефтеносному району Ниигата (и почти совпадает с данными по Садо).

Как следует из полевых наблюдений над долеритами и базальтами в районе Аодзава (префектура Ямагата) [5], базальтовый магматизм проявился в форме двух главных фаз — экструзивной и интрузивной. Первая представлена лавовыми потоками (иногда шаровыми лавами) и пирокластическими породами базальтового состава, вторая — силлами, штоками и дайками долеритов. Интрузивная фаза получила максимальное развитие уже после завершения основного объема эффузивного вулканизма, протекавшего в подводных условиях.

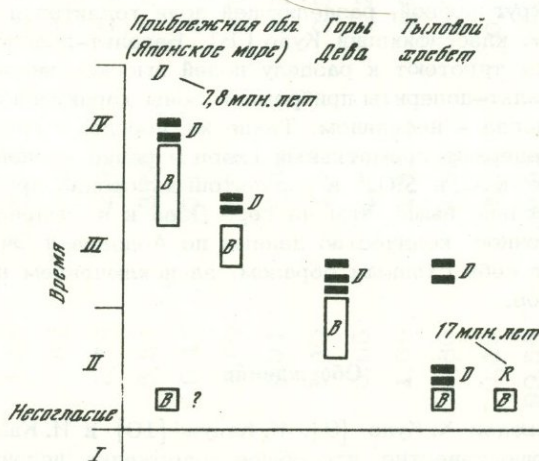


Рис. 3. Стратиграфическое положение эффузивных базальтов и верхний предел распространения долеритовых интрузий

D — долериты; B — базальтовые эффузивы; R — липариты (17 млн. лет по К-Аг-методу). Стадии: I — Даисима; II — Нисикурсава; III — Оннагава; IV — Финакава

Химический состав базальтов и долеритов

В работах многих петрологов Японии содержатся химические анализы долеритов района Тохоку [5 - 7]. Однако известно очень мало анализов неизмененных базальтов (лавовых потоков). Химические анализы базальтов приведены в табл. 2. Используя эти анализы по отобранным пробам (рис. 4), можно охарактеризовать химические особенности базальтов и долеритов.

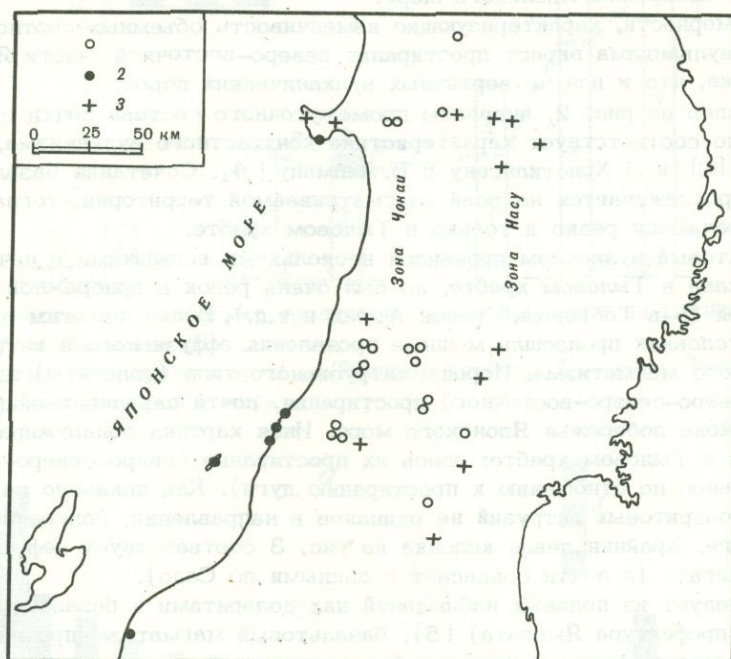


Рис. 4. Схема расположения точек отбора проб в центральной части о-ва Хонсю

1 - гора Дева и Тыловой Хребет; 2 - область побережья Японского моря; 3 - местоположение четвертичных вулканов зон Чокай и Насу

На рис. 5 анализы базальтов и долеритов горы Дева и Тылового хребта сгруппировались вокруг кривой, разделяющей поля толеитов и высокоглиноземистых базальтов по классификации Куно [8]. Базальт-долериты прибрежной зоны Японского моря тяготеют к разделу полей высокоглиноземистых и щелочных базальтов. Базальт-долериты прибрежной зоны характеризуются нормативным оливином, а иногда - нефелином. Такие же породы с горы Дева и Тылового хребта обычно содержат нормативный кварц и редко - оливин. На рис. 6 показано содержание K_2O и SiO_2 в базальтовых породах прибрежной области, как правило, значительно выше, чем на горе Дева и в Тыловом хребте, несмотря на недостаточное количество данных по Аодзаве и Эчуяма. Отношение Na_2O к SiO_2 ведет себя сходным образом, за исключением некоторых плагиофировых долеритов.

Обсуждение

На основании выводов Х. Куно [9], И. Кацуи [10] и И. Кавано с соавторами [11] стало хорошо известно, что общее содержание щелочей в четвертичных вулканических породах северо-восточной Японии повышается в направлении Японского моря. Несмотря на то что зоны Чокай и Насу разделяет промежуток шириной около 60 км, существуют явные различия между составами вулканических пород этих зон: содержания калия в вулканитах зоны Чокай выше, чем в вулканитах зоны Насу (рис. 7).

Таблица 2

Химические анализы базальтов и долеритов из округа Тохоку

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,40	54,04	46,29	46,62	47,32	47,50	50,67	49,43	46,86
TiO ₂	1,35	1,12	1,17	1,13	1,39	1,25	0,88	1,34	1,03
Al ₂ O ₃	17,88	16,27	17,23	16,03	17,99	16,45	17,34	15,96	16,48
Fe ₂ O ₃	2,74	2,72	2,28	4,74	3,94	4,54	3,43	3,88	4,90
FeO	5,59	3,56	5,66	5,32	4,74	4,55	5,13	4,71	3,83
MnO	0,16	0,12	0,19	0,15	0,14	0,17	0,14	0,13	0,19
MgO	8,00	6,75	8,74	7,63	6,06	7,43	6,16	6,48	7,81
CaO	9,01	6,36	8,51	9,97	8,28	9,22	9,75	9,45	10,29
Na ₂ O	3,10	3,51	2,51	2,03	3,48	2,67	2,41	2,69	2,00
K ₂ O	0,65	0,82	1,24	0,18	0,41	0,69	0,29	0,42	0,29
H ₂ O	1,69	1,52	3,14	2,78	2,26	2,47	2,14	1,70	2,08
H ₂ O (+)	0,80	2,82	2,71	3,88	3,45	2,29	1,86	3,82	3,83
H ₂ O (-)	0,18	0,31	0,31	0,06	0,20	0,24	0,22	0,23	0,22
P ₂ O ₅									
Сумма	99,55	99,92	99,98	100,62	99,66	99,47	100,42	100,24	99,81

Примечание: 1-3 - прибрежная область Японского моря: 1 - базальтовый поток, район Ацуми, 2 - базальтовый поток, район Ацуми, 3 - долерит, район Ацуми (90 см от контакта); 4-8 - гора Дева; 4 - базальтовый поток, район Аодзава, 5 - приконтактовый долерит, район Аодзава, 6 - приконтактовый долерит, район Оами, 7 - базальтовый поток, район Аодзава, 8 - шаровая базальтовая лава, район Годжоме; 9 - базальт (дайка?), район Нозаки - Тыловой хребет. Анализы: 3 и 6 - аналитик Т. Конда, остальные - Х. Танака.

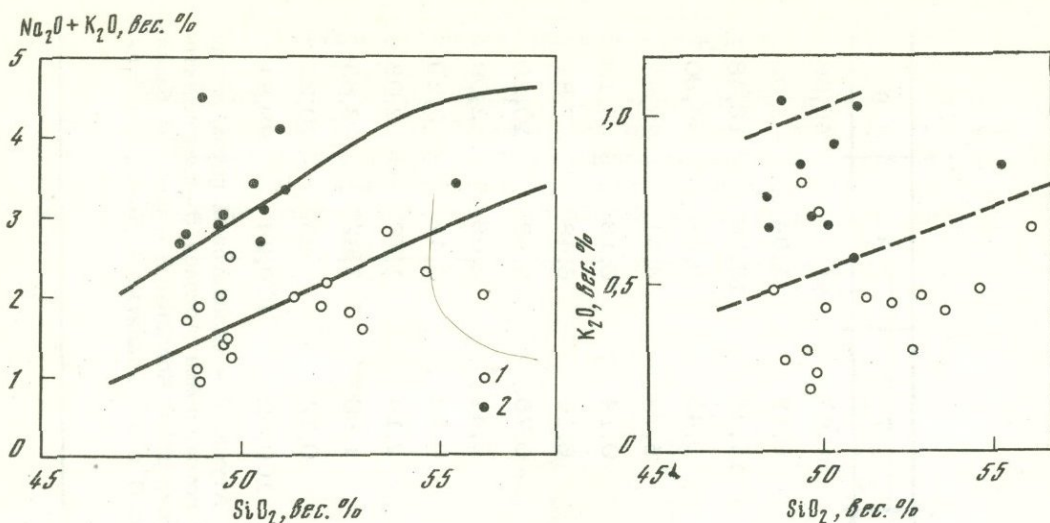


Рис. 5. Соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ в базальтах и долеритах среднего миоцена. Кривые заимствованы с диаграммы Х. Куно [8]

1 - базальты и долериты с горы Дева и Тылового хребта; 2 - прибрежная область Японского моря

Рис. 6. Соотношения $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ в базальтах и долеритах
Обозначения те же, что на рис. 5

Х. Куно [8] предложил схему зонального расположения петрографических провинций для четвертичного вулканизма Японии и сопредельных территорий. Для северо-восточной части Японской дуги это провинции толеитовых и высокоглиноземистых базальтов, протягивающиеся с востока (Тыловой хребет) на запад (со стороны Японского моря).

В близком соответствии со схемой Х. Куно находятся схема зонального районирования по величине коэффициента Ритмана σ А. Сугимур [12] и схема петрографической зональности А. Миясиро [13], построенная на его классификации петрографических серий четвертичных вулканических пород.

Сравнивая петрографические провинции четвертичного вулканизма с данными по миоценовым базальтам, следует отметить следующие факты. На Сахалине [14, 15], в Северной Корее (щелочные базальты интрузивного типа Кайней) [16], а также в северной части Кюсю (долериты Хизен) [17] встречаются щелочные долериты. Щелочные долериты Сахалина внедрились в кремнистые сланцы Хорокиси, эквивалентные кремнистым сланцам Оннагава в округе Тохоку, в Японии [16]. Эти долериты встречаются вдоль западного берега Сахалина в полосе длиной около 500 км. Долериты Хизен относятся к верхней части среднего миоцена и распространены на площади около 200 км². Щелочные долериты из Северной Кореи и с Сахалина, очевидно, составляют единую совокушность петрографических провинций.

Исходя из вышеприведенных фактов, щелочность базальтов и долеритов среднего миоцена Японии и сопредельных территорий была подразделена на три типа: высокощелочные - Сахалин и Северный Кюсю, среднещелочные - в прибрежной области и в районе регионального разлома Фосса Магна, высокоглиноземистые базальты Каджикадзава [8] и низкощелочные - на горе Дева и в Тыловом хребте. Такое подразделение щелочности на высокую, среднюю и низкую, естественно, должно быть относительным, однако на диаграмме (рис.8) эти три типа устанавливаются качественно. Автор не располагает данными,

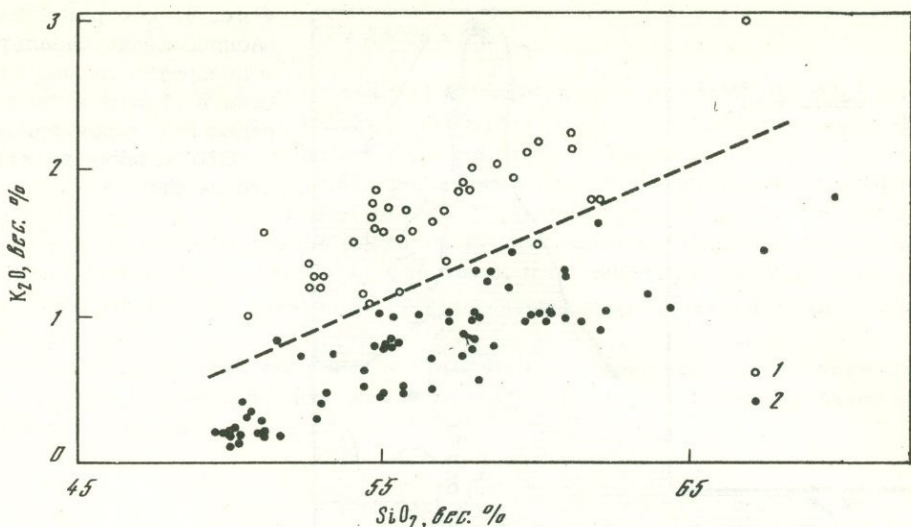
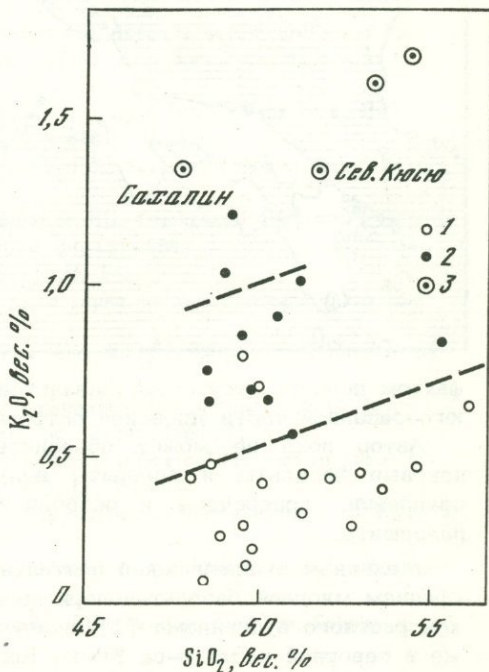


Рис. 7. Соотношения K_2O-SiO_2 в четвертичных вулканических породах, встречающихся в округе Тохоку

1 - зона Чокаи; 2 - зона Насу. Химические анализы пересчитаны на сухое вещество

Рис. 8. Соотношения K_2O-SiO_2 в базальтах и долеритах Японии и сопредельных территорий

1, 2 - то же, что на рис. 5; 3 - высокощелочные породы (долериты)



достаточными для выделения указанных серий горных пород на петрогенетической основе. Однако высокощелочной тип в точности совпадает со щелочной серией горных пород.

Низкощелочной тип представляет собой толеитовую серию. Характер распределения этих трех типов базальтов и долеритов (рис. 9) совпадает с характером размещения петрографических провинций четвертичных вулканических пород в Японии и на сопредельных территориях.

По-видимому, сходные пространственные закономерности были присущи вулканизму стадии Оннагава, о чем можно судить по вышеприведенным отношениям породообразующих окислов и геологическим данным. Это согласуется с

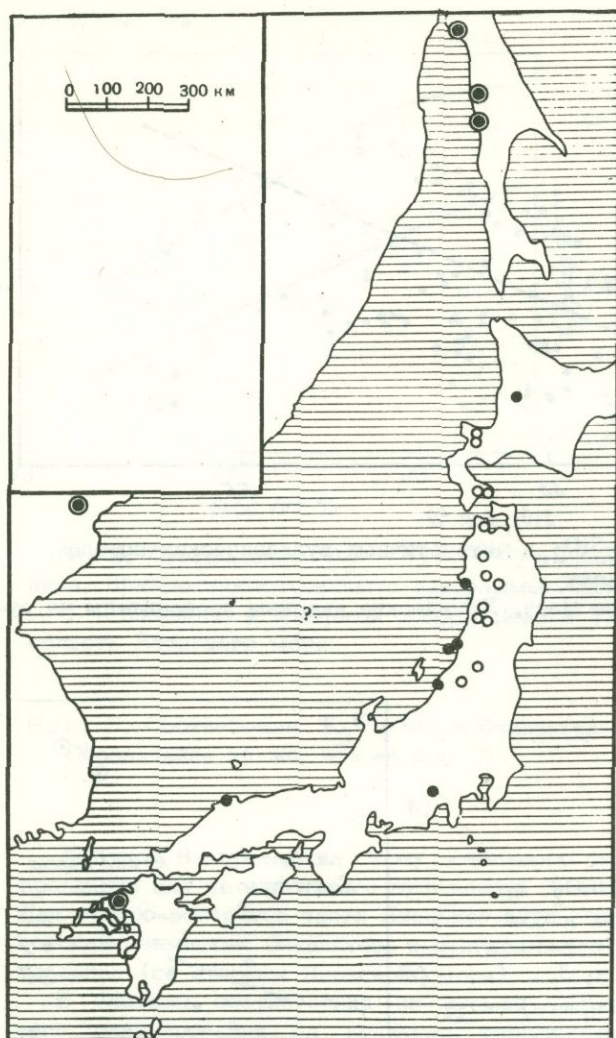


Рис. 9. Географическое распределение базальтов и долеритов среднего миоцена в Японии и на сопредельных территориях. Обозначения те же, что на рис. 8

фактом полного отсутствия базальтов и долеритов с низкой щелочностью в юго-западной части Японской островной дуги.

Автор пока не может объяснить, почему четвертичные и среднемиоценовые базальты и долериты ведут себя петрохимически одинаково в направлении, поперечном к островной дуге. Многие вопросы еще предстоит разрешить.

Механизм вулканической деятельности в эти эпохи был различным. В среднем миоцене базальт-долеритовый вулканизм являлся составной частью контрастного вулканизма [1] в северо-восточной части Японской дуги, а также в северной части о-ва Кюсю. Кислый вулканизм имел преобладающее развитие в Тыловом хребте (во внутреннем поясе так называемой зеленоугловой геосинклинали) и сопровождался малыми интрузиями гранитоидов. В четвертичный период главным типом вулканизма в зонах Чокай и Насу является андезитовый с подчиненной ролью базальтового.

Временной интервал четвертичного вулканизма занял 1 млн. лет, тогда как базальт-долеритовая вулканическая деятельность продолжалась, видимо, 5-7 млн. лет (см. рис. 3). В нефтеносном районе Ниигата базальт-долеритовый вулканизм проявился позже, чем в других местах. Запаздывание базальтового вулканизма непосредственно в Японском море (о-в Садо) и на его побережье можно увязать с природой этого моря как краевого бассейна.

ABSTRACT

In the Northeast Japan arc, dominant volcanism took place at Nishikurosawa – Onnagawa stage (Middle Miocene), being characterized by the deep subsidence under the geosynclinal environment. It is the bimodal basalt-rhyolite suite.

Main activity of basalt is not contemporaneous across the island arc, but moved westward, namely, inside the inner belt of so called "green tuff geosyncline". It is not clear that chemical variations across the island arc is continuous or discontinuous, because of a lack of data in the Backborn range. However, it is noteworthy that K_2O content against SiO_2 content of the basalt-dolerite at Onnagawa stage increased at the coastal area of Japan Sea.

Furthermore, distribution pattern of basalt-dolerite in Japan and environs shows the similar form with the petrographical provinces of Quaternary volcanic rocks, based on the alkalicity of volcanic rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. T. Konda. Bimodal volcanism in the Northeast Japan arc. – J. Geol. Soc. Japan, 1974, 80, 81–89 (in Japanese).
2. A. Sugimura, T. Matsuda, K. Chinzei, K. Nakamura. Quantitative distribution of Late Cenozoic volcanic materials in Japan. – Bull. volcanol., 1963, 26, 125–140.
3. W. Hamilton. Geology and petrogenesis of the Island Park caldera of rhyolite and Basalt, Eastern Idaho. – U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 504–C, 1965.
4. L.R. Christiansen, W.P. Lipman. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. – Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A. 1972, 271, 249–284.
5. T. Konda. Geological and petrological studies on the Tertiary dolerite of the Dewa Hill, Northern Honshu, Yamagata Univ. – Bull. Nat. Sci., 1960, 5, 35–87.
6. I. Kushiro. Petrology of the Atumi dolerite. – Japan J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 1960, 15, 135–202.
7. K. Aoki, Y. Karashima. Differentiation of Otaki dolerite sill, Yamagata Prefecture. – Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists, 1973, 68, 181–188.
8. H. Kuno. High alumina basalt. – J. Petrol., 1960, 1, 121–145.
9. H. Kuno. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. – Bull. volcanol., 1959, 20, 37–76.
10. Y. Katsui. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. – Hokkaido Univ. Fac. Sci., 1961, 11, 1–58.
11. Y. Kawano, K. Yagi, K. Aoki. Petrography and petrochemistry of volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeast Japan. – Tohoku Univ. Sci. Repts. 1961, 7, 1–46.
12. A. Sugimura. Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. – J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. 2, 1960, 12, 33–153.
13. A. Miyashiro. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Amer. J. Sci., 1974, 274, 321–355.
14. S. Iwao. Petrology of the alkaline rocks of the Nayoshi district, Sakhalin. – Japan. J. Geol. Geogr., 1938, 16, 155–204.
15. K. Yagi. Petrochemical studies on the alkaline rocks of the Morotsu districts, Sakhalin. – Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, 769–810.
16. K. Fujioka. Age of origin of Japan Sea. – J. Japan. Assoc. Petrol. Technologists, 1972, 37, 3–14 (in Japanese).
17. T. Yamazaki. Geologic structure and its relation to the volcanic activities of the Karatsu coal-field, Kyushu (part 2. Petrography). – Repts Res. Inst. Sci. Industry Kyushu Univ., 1960, 27, 8–20.

Т. Уи

ПИРОКЛАСТИЧЕСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ НА ЮГЕ О-ВА КЮСЮ, ПРОИСШЕДШЕЕ 6000 ЛЕТ НАЗАД

Образование пирокластических потоков — явление редкое, но по своей силе занимающее важное место среди других типов вулканических извержений. Кроме того, важны сведения о характере пространственного распространения и распределения мощностей пирокластических потоков. Основные представления об их генезисе уже были изложены в ряде работ [1, 2], но, видимо, не следует однозначно связывать площади и мощности пирокластических отложений.

Ниже автор приводит необычные характеристики отложений пирокластических потоков на юге о-ва Кюсю в Японии, которые характеризуются крайне малой мощностью и большой площадью распространения.

Геологическая обстановка

Юг о-ва Кюсю является одним из районов четвертичной вулканической зоны Японской островной дуги. Наряду с андезитовым вулканизмом в этом районе широко распространены стратифицированные отложения дацитовых пирокластических потоков [3] (рис. 1).

Отложения пирокластического потока Койя и связанные с ним пепловые отложения рассматриваются ниже как одна из подобных стратифицированных единиц.

Весь период вулканической активности разделен на четыре стадии (рис. 2). Продукты I стадии состоят главным образом из пемзы и в меньшей степени из обломочного материала. Сортировка отложений тонкая. На северо-востоке от устья залива Кагосима, где находится место предполагаемого кратера, продукты первой стадии распределены веерообразно (рис. 3, а). Кроме того, на первой стадии происходили активные пеплопады.

Материал II стадии состоит из пепла, пемзы и меньшего количества литоидных обломков и обуглившихся кусков древесины. Сортировка отложений плохая, центр извержения, как можно определить по карте изопахит, идентичен центру стадии I. Максимальное расстояние, на котором встречены продукты стадии II, — около 60 км от жерла. Отложения стадии II, названные отложениями пирокластического потока Койя, были сформированы в соответствии с механизмом пирокластического потока (рис. 3, б).

Отложения III стадии состоят из тонко стратифицированных слоев пепла толщиной несколько миллиметров. Их общая мощность около 10 см, они представлены множеством слоев. В крозле каждого слоя зернистость уменьшается.

Материал IV стадии представлен в основном пеплом. Спекциесея лапилии, пемзы и обломки фенокристаллов сконцентрированы в нижней части этих отложений. Материал отложен главным образом в северо-северо-восточном

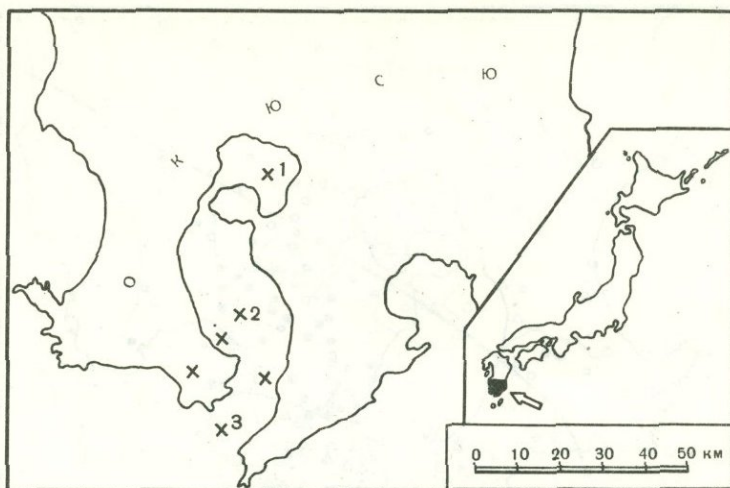


Рис. 1. Схема расположения эруптивных центров пирокластических потоков на юге о-ва Кюсю (на врезке стрелкой указан район исследований)

Частное определение абсолютного возраста потоков: 1 - 26800 ± 500 , 26000 ± 695 , 21600 ± 400 , 23400 ± 800 , 22000 ± 850 ; 2 - 37600 ± 20 , 23800 ± 1200 , 24500 ± 900 ; 3 - 6050 ± 110 , 6290 ± 120 , 6400 ± 110

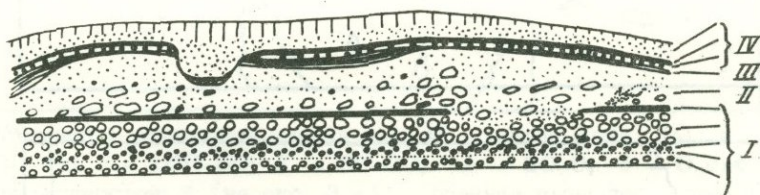


Рис. 2. Схематический разрез отложений пирокластического потока Коя и вывавшей пирокластики

I-IV - стадии вулканической активности

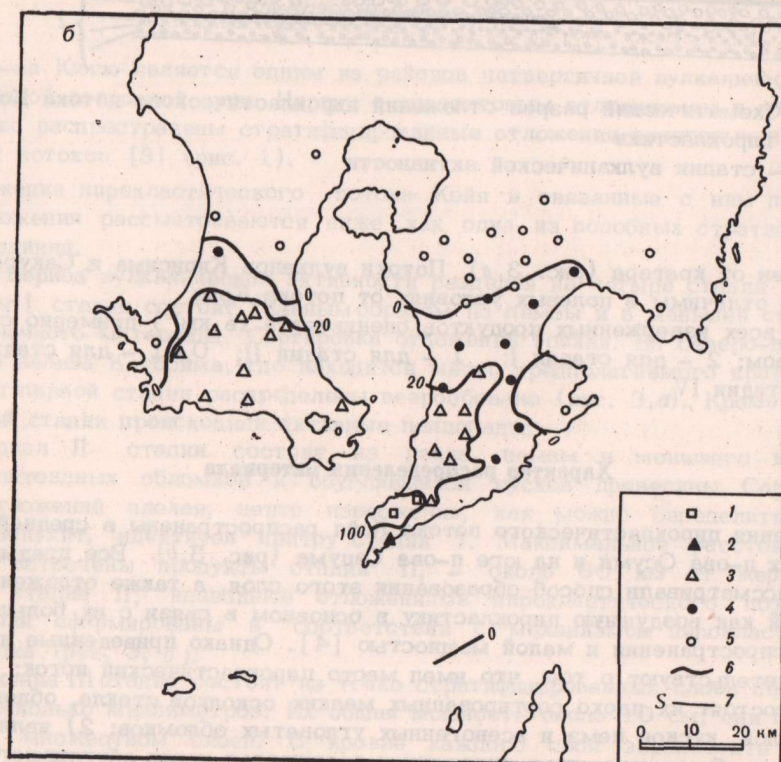
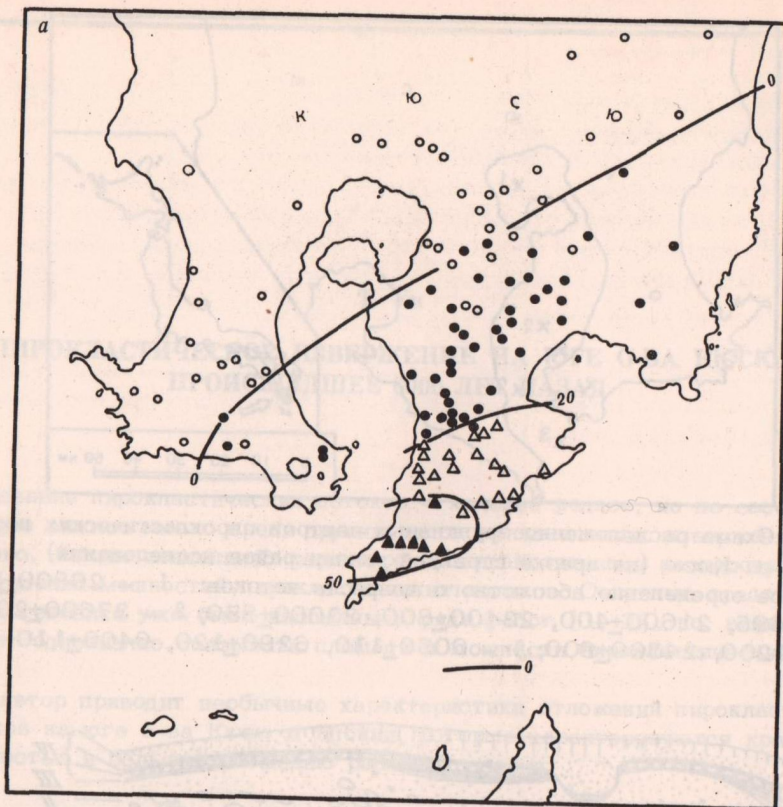
направлении от кратера (рис. 3, в). Потоки вулканов Кирисима и Сакурадзима трудно отличимы в полевых условиях от потока Коя.

Объем всех изверженных продуктов оценивается (в км^3) примерно следующим образом: 2 - для стадии I; 1 - для стадии II; 0,01 - для стадии III; 2 - для стадии IV.

Характер распределения материала

Отложения пирокластического потока Коя распространены в средней и южной частях п-ова Осуми и на юге п-ова Сацума (рис. 3, б). Все предыдущие авторы рассматривали способ образования этого слоя, а также отложений других стадий как воздушную пирокластику в основном в связи с их большой площадью распространения и малой мощностью [4]. Однако приведенные ниже доводы свидетельствуют о том, что имел место пирокластический поток: 1) отложения состоят из плохо сортированных мелких осколков стекла, обломков фенокристаллов, кусков пемз и ксеногенных угловатых обломков; 2) явлений спекания не обнаружено, но в отложениях содержатся куски обуглившегося дерева.

Изверженные продукты прослеживаются на расстоянии до 60 км от предполагаемого кратера, в их распределении нельзя выделить преимущественного



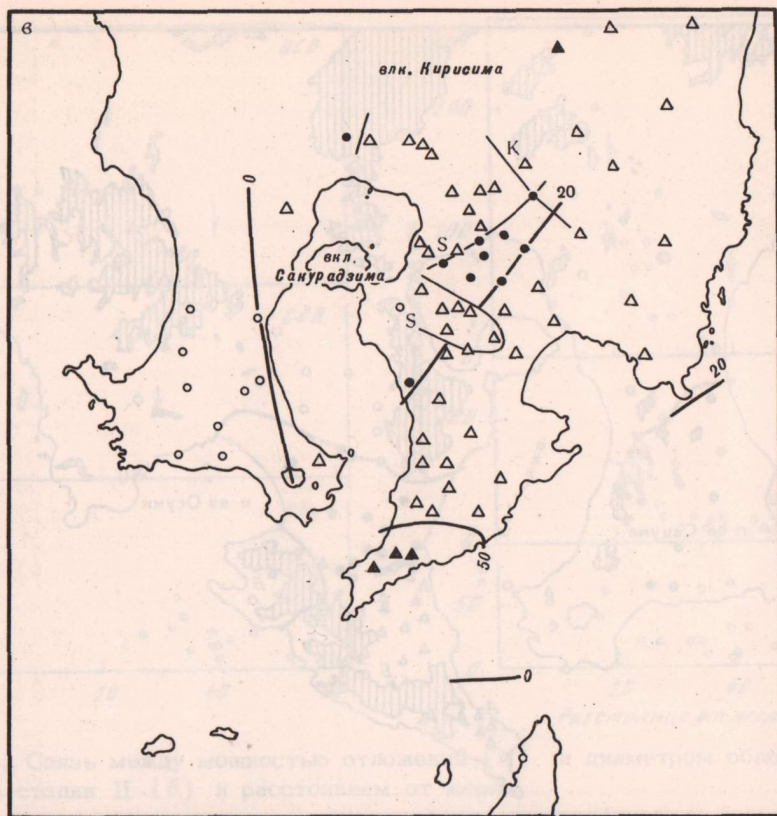


Рис. 3. Мощность отложений стадий I (а), II (поток Койя) (б) и IV (в)
 1 - 100 см; 2 - 100-50; 3 - 50-20; 4 - 20-0; 5 - 0 см; 6 - линии равных мощностей; 7 (на рис. 3, в) - граница площадей выпадения пирокластики вулканов Кириσιма (К) и Сакурадзима (S) непосредственно после извержения потока Койя

направления. Несмотря на то что их область распространения столь же велика, как и основных пирокластических потоков, мощность слоя не менее 2 м.

Рельеф местности во время извержения представлял собой пласты, перекрытые пирокластическими потоками, и гористые участки, сложенные гранитными плутонами, разрушенными андезитовыми конусами и эвгеосинклинальными отложениями формаций Симанто. На рис. 4 штриховкой показаны участки, абсолютное превышение которых в настоящее время более 400 м. Распределение возвышенностей во время извержения в основном было таким же, поскольку возраст вулканизма, определенный радиоуглеродным методом, составляет 6000 лет [5], а никаких существенных изменений рельефа в районе за этот период не происходило, кроме роста андезитовых конусов вулканов Каймон и Сакурадзима. На рис. 5, 6 графически показано влияние рельефа на распределение отложений пирокластического потока Койя, мощность его отложений, диаметр наибольших обломков пемзы и мощность каждого измеренного слоя, а также соотношения между этими статистическими данными и расстоянием до кратера. Все эти данные оценены по трем произвольным направлениям (ВСВ, ССВ, СЗ), различающимся своими топографическими условиями.

На восток-северо-восток от предполагаемого кратера мощность отложений и диаметр обломков пемзы больше, чем на восток (А на рис. 4).

На территории, расположенной за первым барьером высотой 200-600 м (В на рис. 4), мощность отложений и диаметр обломков пемзы резко уменьшаются. В районе за вторым барьером высотой 300-700 м (В на рис. 4) отложения пирокластического потока Койя отсутствуют.

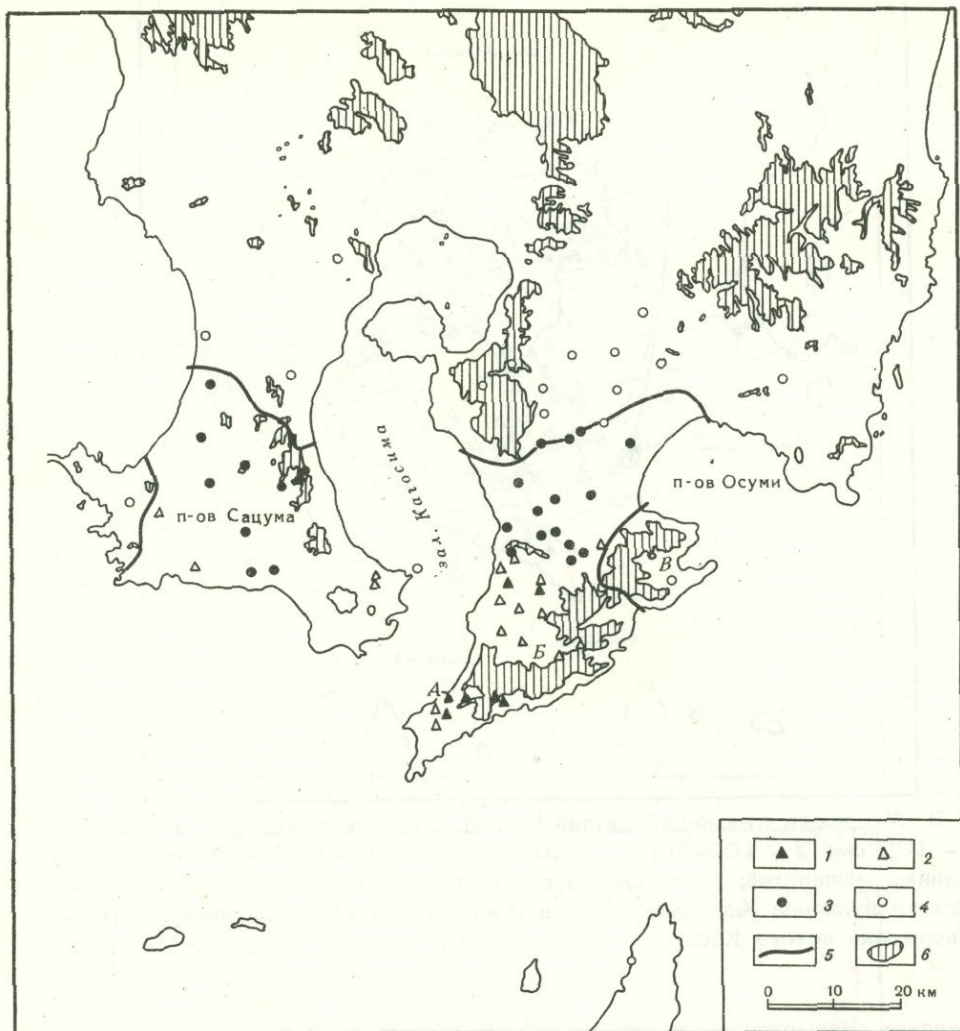


Рис. 4. Схема распределения обломков пемзы стадии II

Размер обломков в мм: 1 - >100 , 2 - 100-20, 3 - <20 , 4 - отложения отсутствуют, 5 - границы отложений, 6 - участки высотой более 40 м в момент извержения

В направлении северо-северо-восток слабое изменение мощности отложений и заметное изменение диаметра обломков приурочено к топографическому барьеру высотой 100-200 м.

В северо-западном направлении четкого топографического барьера нет, мощность отложений и диаметр пемз убывают постепенно. Максимальные отметки рельефа, на которых встречаются рассматриваемые отложения, постепенно уменьшаются с увеличением расстояния от гипотетического кратера (рис. 6).

Характер распределения, мощность и изменение диаметра обломков пемзы ясно определяют способ образования отложений пирокластического потока Коя. Изверженный материал, распространявшийся от кратера, состоял главным образом из высокотемпературных газов, пепла, пемзы и ксеногенных обломков пород основания. Общая высота эруптивного облака пирокластического потока на небольшом удалении от кратера, по всей видимости, превышала 1000 м. Плотный материал, в том числе ксеногенный, и куски пемзы, вероятно, концентрировались в нижней части облака и избирательно откладывались в пределах фрон-

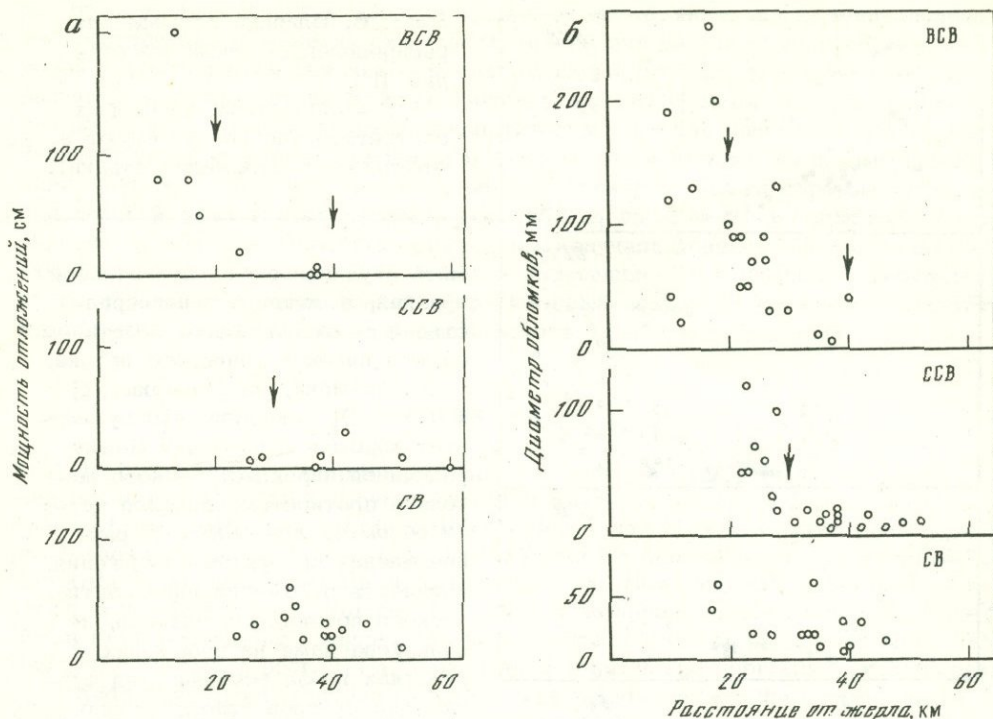


Рис. 5. Связь между мощностью отложений (а) и диаметром обломков отложений стадии II (б) и расстоянием от жерла

Стрелка - предполагаемое местонахождение топографических барьеров

тального участка топографических преград. Верхняя, взвешенная часть изверженного материала переносилась через барьер и формировала отложения, характеризовавшиеся меньшей мощностью и меньшим размером частиц. При воздушном способе переноса такое влияние топографических преград не должно было бы проявиться.

Приведенные характеристики присущи отложениям пирокластических потоков, но были установлены и другие особенности.

1. Наблюдались локальные скопления пемзы на расстоянии 20-30 км от кратера, причем между слоями обычными и богатыми пемзой нет видимой поверхностной или стратиграфической границы.

2. Мощность отложений пирокластического потока закономерно изменялась даже в пределах одного обнажения, но характер разреза отложений однороден и не зависел от мощности. Это означает, что различия мощности не связаны локальными изменениями или эрозией. Периодическое уменьшение мощности заметно на расстоянии до 30 км от кратера. Это явление по существу идентично донным структурам, описанным для некоторых базальтовых фреатических взрывов [6-8]. На обнажениях, удаленных до 20 км от кратера, "длина волны" донной структуры составляет 10 м, а колебания ее мощности от 20 до 40 см.

3. Верхняя часть отложений пирокластического потока всегда мелкозерниста и не содержит обломков пемзы или литоидных частиц. Следовательно, был небольшой временной перерыв между отложением основного объема слоя и его верхней тонкозернистой частью.

4. Верхняя поверхность предшествующих пелловых отложений местами размыта на несколько сантиметров и замещена материалом отложений пирокластического потока Койя. Эродированные пелловые отложения кое-где слагают приподовшенную часть пирокластического потока Койя. Этот материал распределен отдельными фьяммеподобными участками. Такие особенности не могут

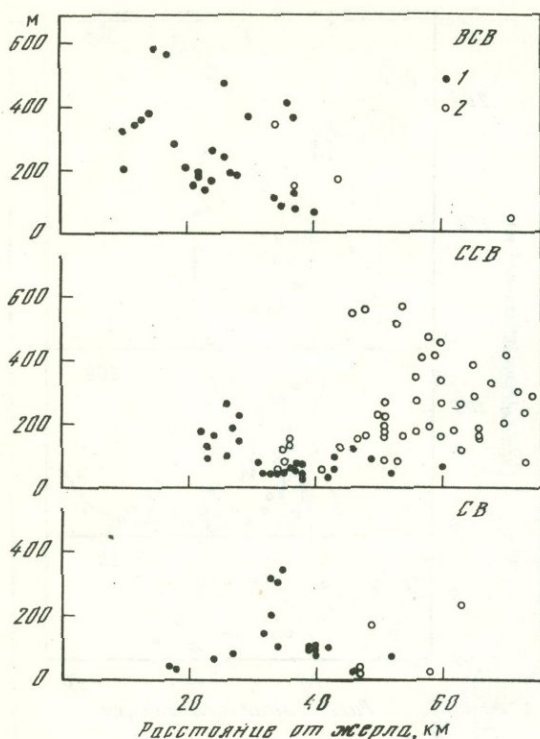


Рис. 6. Влияние рельефа на распределение отложений стадии II

1, 2 - обнажения, в которых соответственно присутствуют и отсутствуют отложения стадии II

быть обусловлены водной эоловой эрозией, а связаны с непосредственным разрушающим действием самого пирокластического потока.

С. Арамаки, М. Ямасаки [2] и Т. Уи [9] показали, что существует хорошая корреляция между величиной пирокластического потока и плотностью основной части обломков или областью распределения продуктов извержения. Мощность отложений пирокластического потока, как правило, не одинакова даже на небольших участках из-за особенностей фундамента и углов естественного откоса. Обычно она составляет несколько десятков метров неза-

висимо от силы извержения. Для отложений пирокластического потока Койя общий объем изверженных продуктов, включая воздушную пирокластику, составляет примерно 5 км^3 , в то время как объем собственно пирокластического потока - 1 км^3 . Отложения пирокластического потока Койя занимают площадь, в 5 раз большую, чем отложения любых других пирокластических потоков такого же объема (рис. 7). Другими словами, объем отложений пирокластического потока Койя составляет одну сотую объема отложений пирокластических потоков, имеющих подобную площадь распространения.

Конечно, границы распространения пирокластического потока Койя легче проследить вследствие молодого возраста извержения, но все же мощность его повсюду необычно мала. Отсюда становится понятным, почему на рис. 7 точка, соответствующая потоку Койя, резко смещена в область малых объемов и соответственно больших площадей по сравнению с отложениями пирокластических потоков вообще. Гипотетическое жерло теперь находится примерно на 100 м ниже уровня моря. Маловероятно, что эта точка располагалась значительно выше, чем область развития рассмотренных отложений. Следовательно -

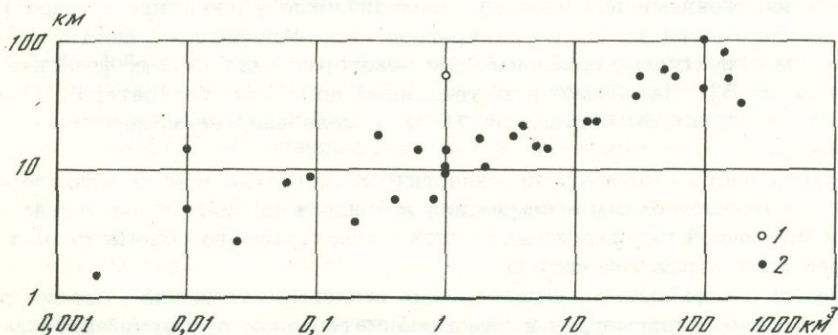


Рис. 7. Соотношение между объемом пирокластики потока и его максимальной длиной для потока Койя (1) и прочих потоков сходного генезиса (2)

но, большая кинетическая энергия продуктов извержения, которая обусловила распространение отложений пирокластического потока Кояя, на необычно широкой территории, не связана с высвобождением потенциальной энергии. Пузырчатость пемзы потока Кояя меняется в каждом обломке, но она значительно больше, чем в других пирокластических потоках подобного объема. Форма пузырьков также изменчива в каждом зерне пемзы: некоторые пузырьки – цилиндрические, другие – круглые, разных размеров. Таким образом, отделение газовой фазы и рост взрывного облака продолжались после выброса материала из кратера. Продукты извержения получали дополнительную кинетическую энергию и разносились на большее расстояние, чем обычно. В результате этого образовался очень тонкий и протяженный покров. В литературе отсутствуют сведения хотя бы еще об одном потоке такого типа где-либо на Земле.

АБСТРАКТ

A dacitic pyroclastic eruption took place in southern Kyushu 6000 years ago. Four eruptive stages of airfall and pyroclastic flow origin are identified from the field data. Ejecta of the second stage of the activity, which is named as Koya pyroclastic flow deposit, shows unique characteristics. Thickness of the deposit is usually less than 2m, it distributes at the area within 60 km from the vent. However, directional mode of distribution is not conspicuous. Volume of the deposit is approximately 1 cubic km. The following evidences strongly suggest the mode of emplacement as pyroclastic flow: 1) Sorting of the deposit is poor. 2) Carbonized wood fragments are contained in the deposit. 3) Altitude of the deposit gradually lowers when distance from the vent increases. 4) Thickness and diameter of pumice grain abruptly decrease at the area behind the topographic barrier.

The following field evidences are not common in ordinary pyroclastic flow deposits: 1) Lumps of pumice are concentrated locally even within a single outcrop. 2) Dune structure is common on a deposit within 30 km from the vent. Vesicularity of essential pumice is variable in each grains but greater in comparing with that of other pyroclastic flow. Shape of vesicle is also variable. So the separation of gaseous phases and growth of apparent volume of ejected cloud still continued after the ejecta overflowed from the vent. Then extremely thin and widely distributed pyroclastic flow deposit was formed. Major element composition of the essential pumice is similar to that of other pyroclastic flow deposit of southern Kyushu.

ЛИТЕРАТУРА

1. *S. Aramaki, M. Yamasaki*. Pyroclastic flows in Japan. – Bull. Volcanol., 1963, 26, 89–99.
2. *R.L. Smith*. Ash flows. – Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, 795–842.
3. *S. Aramaki, T. Ui*. The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in southern Kyshu, Japan. – Bull. Volcanol., 1966, 29, 29–48.
4. *T. Matsui*. Studies on distinction and distribution of buried pyroclastic soil materials in the Osumi Prninsula, with special reference to their material sources. – Misc. Repts Res. Inst. Natural Resources, 1960, 52–53, 115–126 (in Japanese).
5. *T. Ui, H. Fukuyama*. ^{14}C age of the Koya pyroclastic flow deposit and range of the volcanic activities of volcanoes at Southern Kyushu. – J. Geol. Soc. Japan, 1972, 78, 631–632 (in Japanese).
6. *J.G. Moore, K. Nakamura, A. Alcaraz*. The 1965 eruption of Taal Volcano. – Science, 1966, 151, 955–960.
7. *J.G. Moore*. Base surge in recent volcanic eruptions. – Bull. Volcanol., 1967, 30, 337–363.
8. *G.P.L. Walker, R. Croasdale*. Two Plinian eruptions in the Azores. – J. Geol. Soc. London, 1971, 127, 17–55.
9. *T. Ui*. Factors governing on the distribution limit of pyroclastic flow deposit. – Bull. Yamagata Univ., Natur. Sci., 1973, 8, 279–286 (in Japanese).

В. А. Ермаков, О. Н. Волюнец, А. В. Колосков,
И. Т. Кирсанов, К. Н. Рудич

ПЕТРОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ

Ассоциации вулканических пород

На Камчатке насчитывается около 270 крупных четвертичных вулканов, в том числе 28 действующих. Кроме этого, широко развиты небольшие ареальные вулканы, шлаковые или лавовые конусы (более 2000 центров). Площадь распространения и объемы четвертичных вулкаников в основных вулканических зонах показаны в табл. 1.

Хотя состав вулкаников изменяется от базальтов до липаритов при вариациях в содержании SiO_2 от 45 до 75%, в их общем объеме преобладают базальты и андезитобазальты с составом 50–54% SiO_2 (рис. 1). В конкретных ассоциациях вулкаников соотношение пород более сложное, при этом

Рис. 1. Схема распространения ассоциаций четвертичных вулканических пород Камчатки

1 - дислоцированный фундамент; 2 - платоэффузивы и их возрастные аналоги ($N_3^2 - Q_1$); 3 - базальт-андезито-базальтовая ассоциация пород (Q); 4 - дифференцированные по составу базальт-андезито-дацитовые и базальт-андезито-дацит-липаритовые ассоциации пород (Q); 5 - поля развития рыхлых четвертичных отложений (флювиальные, флювио-гляциальные и др.); 6 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - ориентировочные границы вулканотектонических депрессий: I - Хапиченская впадина, II - Узонская впадина, III - Гольгинский прогиб, IV - система передовых депрессий Южной Камчатки; 8 - вулканы: 1 - Хайлюля, 2 - Начикинский, 3 - Шлен, 4 - Большая Кетепена, 5 - Чекчебоная, 6 - Большой Чекчебоная, 7 - Переваловый, 8 - Алней (Чашаконджа), 9 - Малая Кетепана, 10 - Алеко, 11 - Кекукнайский, 12 - Большой, 13 - Уксичан, 14 - Ичинский, 15 - Оччамо, 16 - Хангар, 17 - Шивелуч, 18 - группа Харчинского и Заречного вулканов, 19 - Ближний и Дальний Плоские, 20 - Ключевойской, 21 - Камень, 22 - Безымянный, 23 - Зимины сопки, 24 - Острый и Плоский Толбачики, 25 - Большая и Малая Удины, 26 - Николка (Кинчокла), 27 - Кизимен, 28 - Конради, 29 - Шмидта, 30 - Кроноцкий, 31 - Крашенинникова, 32 - Кихпинич, 33 - Большой, 34 - группа Карымского вулкана, 35 - Малый Семячик, 36 - Жупановские востряки, 37 - группа Жупановских вулканов, 38 - Дзензур, 39 - Ааг, 40 - Корякский, 41 - Авачинский, 42 - Вилочинский, 43 - Горелый, 44 - Мутновский, 45 - Асача, 46 - Опала, 47 - Большая Ипелька, 48 - Ходутка, 49 - Ксудач, 50 - Желтовский, 51 - вулканы Камбального хребта, 52 - Кошелева, 53 - Камбальный.

На врезке - положение вулканических зон (рифтов): А - Срединный хребет, Б - Центральная Камчатская депрессия, В - Восточная Камчатка, Г - Южная Камчатка

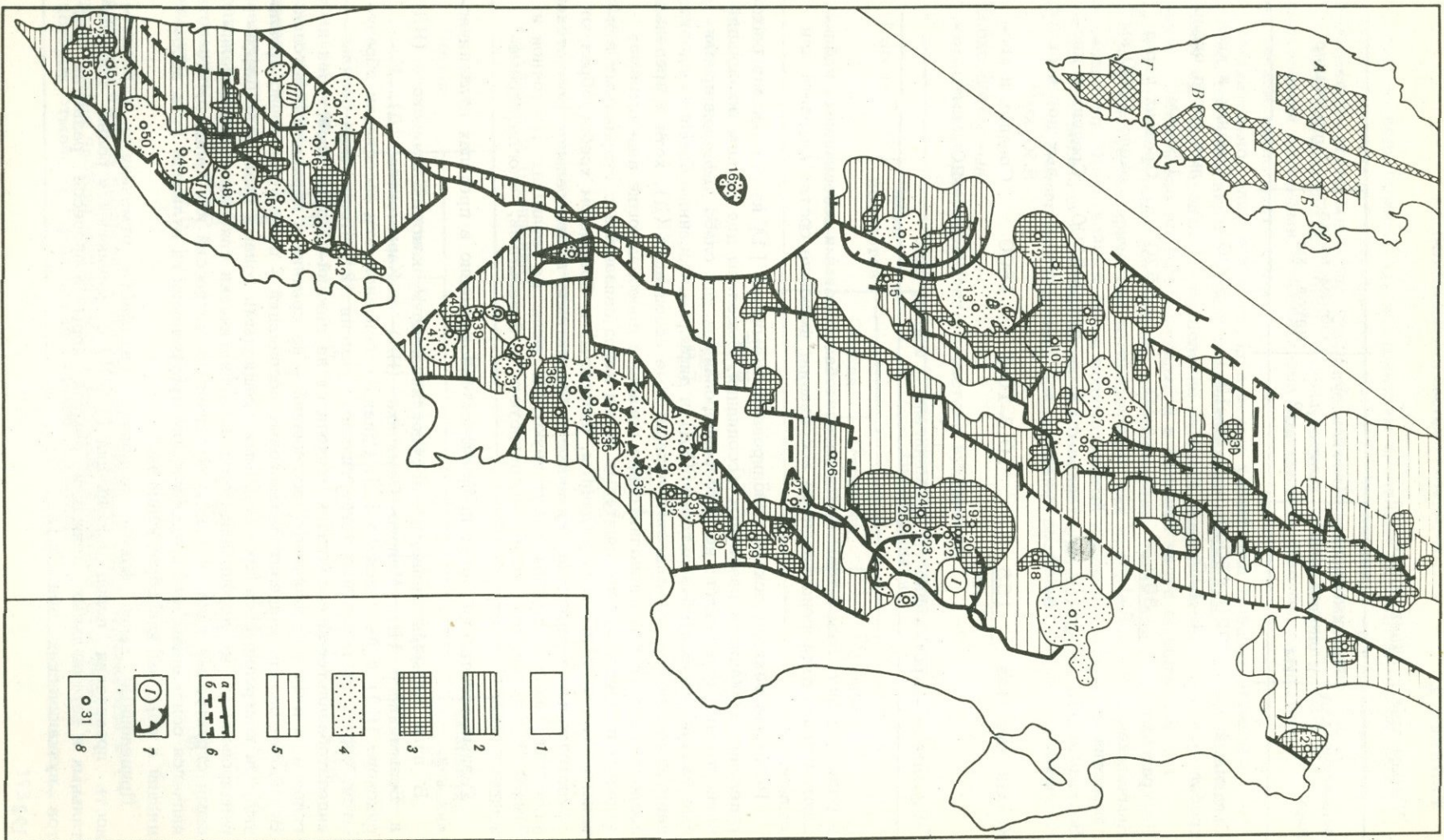


Таблица 1

Параметры вулканических зон

Вулканическая зона	Протяженность и ширина зон*, км	Площадь вулканигов, тыс. км ²	Объем вулканигов, км ³	Примечание
Срединный хребет	$\frac{320-450}{6-110}$	18-19	5000	Средних и кислых пород около 150 км ³
Центральная Камчатская депрессия	$\frac{350}{5-100}$	~10	5520	Средних пород около 1000 км ³
Восточная Камчатка	$\frac{270}{15-70}$	~14	5200-5300	Средних и кислых пород около 850 км ³
Южная Камчатка	$\frac{155}{5-80}$	10,3-10,5	1800	Средних и кислых пород около 200 км ³

* Числитель - протяженность, знаменатель - ширина зон.

наряду с типично базальтовыми или андезитобазальтовыми ассоциациями наблюдаются резко дифференцированные ассоциации, имеющие состав андезита или дацита.

На схеме тектонического районирования Камчатки [1] нами показано распределение вулканигов различных ассоциаций. Выделены две группы ассоциаций четвертичных вулканигов: не дифференцированные или слабо дифференцированные базальт-андезитобазальтовые (НД) и дифференцированные базальт-андезитодацитовые или базальт-андезито-липаритовые ассоциации (Д), хотя в пределах последних могут быть дополнительно показаны преобладающие андезитовые, андезит-липаритовые или дацитовые серии пород, связанные с отдельными вулканами. Так кислые породы (дациты, липариты) в Срединном хребте образуют самостоятельные серии, не связанные с базальтами; в Центральной Камчатской депрессии кислые породы отсутствуют, и лишь на вулканах Восточной и Южной Камчатки они тесно ассоциируют с базальтами, иногда перемежаясь с ними.

Разные ассоциации могут проявляться одновременно в пределах вулканических зон.

В виде примера приведем сосуществование вулканов Ключевского (НД) и Безьянного (Д), Малого Семьячика (НД) и Карымского (Д), Корякского (НД) и Авачинского (Д). Однако в основном эти ассоциации образуются, чередуясь в течение четвертичного времени [2]. Проявление базальт-андезитобазальтовой ассоциации приходится на нижний-средний плейстоцен и голоцен, а дифференцированных ассоциаций - на средний и верхний плейстоцен. Вулканизм базальт-андезитобазальтовых ассоциаций - преимущественно ареальный. Он контролируется протяженными трещинными зонами разломов. Дифференцированные же ассоциации пород парагенетически связаны с отрицательными структурами типа вулcano-тектонических депрессий или кальдер, что является основанием для предположения приуроченности вулканов этих ассоциаций к сбросам или сбрососдвигам.

Приведенные выше факты позволяют связывать отмеченную периодичность проявления пород ассоциаций (I и II) с меняющейся ролью горизонтальных и вертикальных движений земной коры в процессе развития рифтов вулканических зон [2].

Вещественный состав вулканитов

Почти во всех породах, за исключением некоторых базальтов, среди вкрапленников присутствует плагиоклаз (табл. 2). Рассчитанные средние составы вкрапленников этого минерала (табл. 3) обнаруживают четкую зависимость от состава содержащих их пород. Разница между средними модальными и нормативными составами вкрапленников плагиоклаза заметно возрастает с увеличением кислотности пород.

Следовательно, для кислых пород в целом характерна большая неравномерность составов вкрапленников плагиоклаза по отношению к общему химическому составу породы. Распределение валовых модальных составов вкрапленников плагиоклаза во всех основных и в большей части средних породах не противоречит нормальному закону распределения, тогда как в кислых породах полученные эмпирические распределения, как правило, не согласуются с нормальными. Неслучайный би- и полимодальный характер распределения составов плагиоклазов в кислых породах позволяет рассматривать их как смеси двух и более различных генераций. При сравнении различных типов базальтов

Таблица 2

Особенности минералогического состава вулканитов

Порода	Число подсчетов	Вкрапленники		
		Оливин	Пироксен	Амфибол
1	2	3	4	5
Базальты и андезитобазальты	110	3,0 <u>73,6</u>	5,0 <u>97,3</u>	ед.з. <u>0,9</u>
Андезиты и андезитодациты	108	0,2 <u>15,7</u>	3,5 <u>94,4</u>	2,6 <u>47,1</u>
Дациты и липаритодациты	29	-	2,2 <u>93,1</u>	1,5 <u>58,6</u>
Липариты	41	-	0,6 <u>61,5</u>	0,7 <u>61,5</u>

Таблица 2 (окончание)

Порода	Вкрапленники				Основная масса, %
	Биотит	Рудный минерал	Кварц	Плагиоклаз	
1	6	7	8	9	10
Базальты и андезитобазальты	ед.з. <u>0,9</u>	0,6	ед.з. <u>1,8</u>	21,5 <u>97,0</u>	68,2
Андезиты и андезитодациты	0,1 <u>2,8</u>	1,1	<0,1 <u>7,4</u>	18,7 <u>100,0</u>	73,6
Дациты и липаритодациты	0,6 <u>44,8</u>	0,9	0,5 <u>31,0</u>	15,4 <u>100,0</u>	78,9
Липариты	0,6 <u>39</u>	0,5	0,4 <u>17,5</u>	10,8 <u>100,0</u>	87,0

Примечание. В числителе - содержание минерала, %; в знаменателе - относительная частота встречаемости минерала в породах (% образцов, в которых отмечены вкрапленники данного минерала).

Таблица 3

Состав плагиоклаза в вулканитах разной кислотности

Порода	Колебания значе- ний SiO ₂ в пе- рерсчете на безвод- ный состав	Средний модаль- ный состав вкрап- ленников плагио- клаза	Разница между модальным и нор- мативным составом плагиоклаза
Липарит	70,5	39,0	26
Липарито-дацит	68,5-70,5	41,3	14,3
Дацит	64,0-68,5	49,1	19,1
Андезито-дацит	62,0-64,0	52,2	15,2
Андезит	47,0-62,0	57,8	14,8
Андезито-базальт	54,0-57,0	55,8	9,8
Базальт	49,0-54,0	62,7	11,7

наблюдаются отличия в модальных составах плагиоклазов. Наименее кальциевые плагиоклазы характерны для плагиоклазов и мегакристаллических базальтов (An₅₅₋₆₅), а наиболее кальциевые - для низкокальциевых базальтов (An₈₅₋₁₀₀). Вкрапленники битовнит-анортита присутствуют и в более кислых породах, вплоть до липарито-дацитов, ассоциирующих с низкокальциевыми базальтами.

Определение степени упорядоченности плагиоклазов в лавах оптическими методами показало наличие среди них как высокотемпературных, так и промежуточных типов. Последние появляются в лавах, образованных после существенного перерыва в деятельности вулкана.

Почти все базальты, андезиты, дациты и более половины липаритов содержат пироксен. При этом роль ортопироксена по сравнению с клинопироксеном заметно увеличивается с ростом кислотности пород. В группе клинопироксенов резко преобладают авгиты, в меньшей степени встречаются диопсиды и совсем редко - пижониты. В целом, по данным химических анализов и оптических¹ определений, состав их колеблется в пределах Fs₄₋₃₀, Wo₂₂₋₅₀, En₁₅₋₅₀.

Среди ромбических пироксенов резко преобладает гиперстен, в меньшей степени встречается бронзит-энстатит и еще реже - железистые разновидности. В целом состав этого минерала колеблется: Fs₃₋₅₀, En₅₀₋₉₇, наиболее характерны составы Fs₁₅₋₃₅, En₆₅₋₈₅.

Оливин не обнаружен в дацитах и липаритах. В андезитах и андезито-дацитах он встречается только в фенокристаллах, а в более основных породах - как в фенокристаллах, так и в микролитах. В крупных трещиноватых кристаллах нередко отмечается тонкая спайность иногда в двух направлениях. Состав оливинов колеблется от Fo₅₅₋₆₀ до Fo₁₀₀ при преобладающем значении Fo₇₀₋₉₀. Большое содержание форстерита имеют оливины пород с большей относительной магнезиальностью.

Амфибол чаще всего встречается в липаритах и липарито-дацитах, хотя максимальные его содержания отмечаются в андезитах и андезито-дацитах. Встречаются также (хотя и весьма редко) амфиболсодержащие базальты и андезитобазальты. Амфиболы из андезитов и базальтов характеризуются высоким содержанием Al^{IV} и занимают промежуточное положение между паргаситом и чермакитом, в отличие от амфиболов из липаритов, принадлежащих к ряду обыкновенной роговой обманки. Бiotит наиболее распространен в дацитах и липарито-дацитах. В виде единичных табличек он встречается в некоторых тефрито-базальтах.

Породы с вкрапленниками водосодержащих цветных минералов проявляются существенно в андезитовых сериях дифференцированных ассоциаций (на вул-

¹По диаграммам X.Хесса и М.М.Веселовской. Fs - ферросилит, Wo - волостонит, En - энстатит, Fo - форстерит.

канах Ааг, Арик, Дзензур, Бакенинг, Шивелуч, Безьямный и др.) или в дацитовых сериях тех же ассоциаций (на вулканах Хангар, Ичинский). Однако в средних и кислых породах ряда вулканов Восточной и Южной Камчатки, связанных с формированием крупных кальдер, развиты парагенезисы вкрапленников с безводными темноцветными минералами (вулканы Крашенинникова, Узон, Большой Семячик, Малый Семячик, Карымский, Горельный, Ксудач). Очень редко роговообманковые андезиты встречаются на вулканах базальт-андезитобазальтовой ассоциации в вершинных экструзиях.

В некоторых типах базальтов (мегаплагиофировых) и в хорошо раскристаллизованных дацитах и андезитах в териферийных зонах вкрапленников и микролитов появляется калиевый полевой шпат (в базальтах - иногда в заметном количестве).

В рассматриваемых породах отмечены следующие ассоциации вкрапленников. В липаритах: $Pl^1 + Px$, $Pl + Amp + Px$, $Pl + Amp + Bi + Q$, $Pl + Bi \pm Q$; в дацитах и липарито-дацитах: $Pl + Px$ (очень редко Q), $Pl + Px + Amp + Q$, $Pl + Px + Amf + Bi \pm Q$, $Pl + Amf + Bi + Q$; $Pl + Bi + Q$; в андезито-дацитах и андезитах: $Pl + Px$, $Pl + Px + Amf \pm Q$, $Pl + Ol + Px + Amf + Q$; в базальтах и андезитобазальтах: Ol , $Ol + Px$, $Ol + Amf + Px \pm Bi \pm Pl$, $Pl + Ol$, $Pl + Ol + Px + Q$, $Pl + Px$.

Химический состав наиболее типичных базальтов приводится в табл. 4. Шире других распространены на Камчатке плагиобазальты типа базальта Ключевского вулкана (анализы 1 и 3). В нормативном составе этих пород содержатся гиперстен и кварц. По этим признакам они могут быть отнесены к пересыщенным толеитам². Другие типы базальтов более редки, хотя и занимают в отдельных районах значительные площади. Так, мегаплагиофировые базальты и андезитобазальты (анализ 4) составляют около 35-40% объема всех четвертичных вулканитов Центральной Камчатской депрессии, а анортитсодержащие базальты (анализ 2) являются характерными породами Восточной и Южной Камчатки. В широтной полосе (вулкан Харчинский - верховья р. Тигиль), простирающейся вкост вулканических зон депрессии и Срединного хребта, широко развиты оливин-толеитовые базальты. Действительно редкими породами являются амфибол и биотитсодержащие базальты (тефрито-базальты). Из табл. 4 видно, что анортитсодержащие базальты соответствуют островным толеитам (согласно, например, [4]), отличаясь от примитивных океанических толеитов несколько повышенным содержанием K_2O . Оливин-толеитовые базальты (анализы 5 и 6) при низком содержании K_2O и суммы щелочных окислов содержат заметное количество CaO и MgO . В их нормативном составе отсутствует кварц, но появляется оливин. Мегаплагиофировые (анализ 4) и амфибол- или биотитсодержащие базальты (анализ 7) по существу являются тефрито-базальтами и могут рассматриваться как члены группы щелочного базальта. Пересчет на нормативный состав некоторых анализов, вошедших в средний состав мегаплагиофировых лав, показывает присутствие в этих лавах нормативного оливина и нефелина [5].

Между всеми перечисленными типами базальтов существуют переходные различия пород. Указанные типы базальтов проявляются часто совместно или, чередуясь, в разрезах. Известны случаи последовательного извержения мегаплагиофирового и оливин-толеитового базальтов; в ассоциации с ними обычно развиты также плагиобазальты. На вулкане Харчинском, где обнаружены биотитсодержащие базальты (тефрито-базальты), широко распространены оливин-толеитовые базальты. Анортитсодержащие или низкокалиевые высокоглиноземистые базальты вулканов Восточной и Южной Камчатки сосуществуют с плагиобазальтами.

Химические анализы андезитов различных вулканов также приведены в табл. 4. По содержанию щелочей и кальция, за одним исключением (анализ 13, вулкан Хангар), камчатские андезиты занимают промежуточное положение между из-

¹ Pl - плагиоклаз, Px - пироксен, Amf - амфибол, Bi - биотит, Q - кварц, Ol - оливин.

² Здесь и далее терминология Г.С. Йодера и К.Э. Тилли [3].

Таблица 4

Химический состав главных типов вулканических пород Камчатки

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	50,13	1,08	17,58	3,78	6,05	0,13	6,62
2	49,51	0,66	20,07	2,65	6,53	0,19	5,50
3	52,90	0,96	16,80	3,94	5,66	0,17	6,28
4	53,30	1,10	19,20	2,80	4,90	0,10	3,10
5	49,43	1,16	13,98	5,50	3,56	0,25	10,45
6	49,92	0,96	14,17	4,27	5,13	0,17	9,60
7	49,92	0,96	14,17	4,27	2,47	0,15	8,82
8	52,70	0,65	16,67	4,49	1,59	0,13	4,19
9	59,37	0,73	17,62	3,42	2,92	0,15	3,12
10	59,95	0,73	17,40	3,65	3,04	0,13	2,73
11	60,27	0,73	16,75	2,94	2,97	0,15	3,40
12	59,34	1,09	17,00	2,75	3,80	0,18	2,77
13	60,03	1,05	17,23	1,92	3,91	0,12	2,45
14	59,72	0,68	19,15	2,33	3,26	0,09	2,69
15	58,48	0,80	17,24	3,05	4,88	0,17	3,02
16	58,38	0,70	16,29	3,34	4,31	0,21	3,42
17	59,15	0,75	16,33	2,95	5,53	0,13	2,98
18	64,81	0,51	18,11	2,26	1,94	0,12	1,09
19	64,29	0,62	16,45	3,30	1,67	0,15	2,10
20	65,52	0,56	16,53	3,97	1,10	0,14	1,23
21	64,65	0,72	16,06	1,78	2,32	0,22	1,22
22	65,60	0,50	16,87	1,15	4,16	-	1,29
23	65,36	0,69	16,38	1,94	2,64	0,13	1,61
24	65,36	0,69	16,38	1,94	0,86	0,12	0,22
25	71,70	0,52	13,94	0,89	1,39	0,14	0,70
26	73,00	0,24	13,85	0,61	0,86	0,07	0,38
27	72,85	0,26	14,35	1,09	0,80	0,08	0,53

Примечание. 1 - 7 - базальты: 1 - средний базальт ареальной зоны Среднего хребта, 2 - анортитсодержащий базальт, среднее из анализов вулканов Мутновский и Малый Семячик, 3 - плагиобазальт влк. Ключевский, 4 - мегаплагиофировый базальт, Ключевская группа вулканов, 5 - оливин-толеитовый базальт, Ключевская группа вулканов, 6 - оливин-толеитовый базальт, влк. Харчинский, 7 - субщелочной биотитовый базальт, влк. Харчинский; 8 - 16 - андезиты вулканов: 8 - Шивелуч, 9 - Безымянный, 10 - Большая и Малая Удина, 11 - Дзэнзур, 12 - Ка-

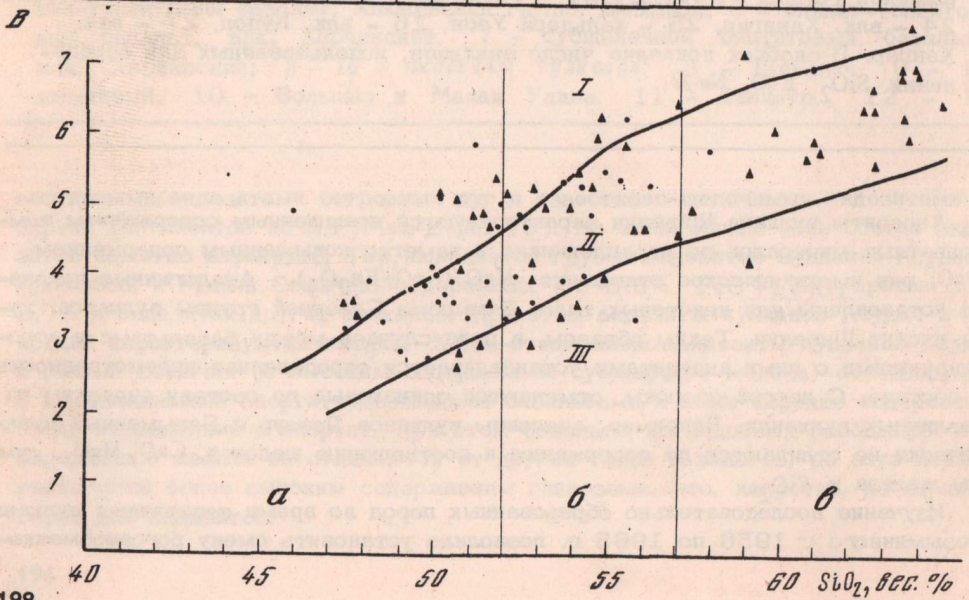
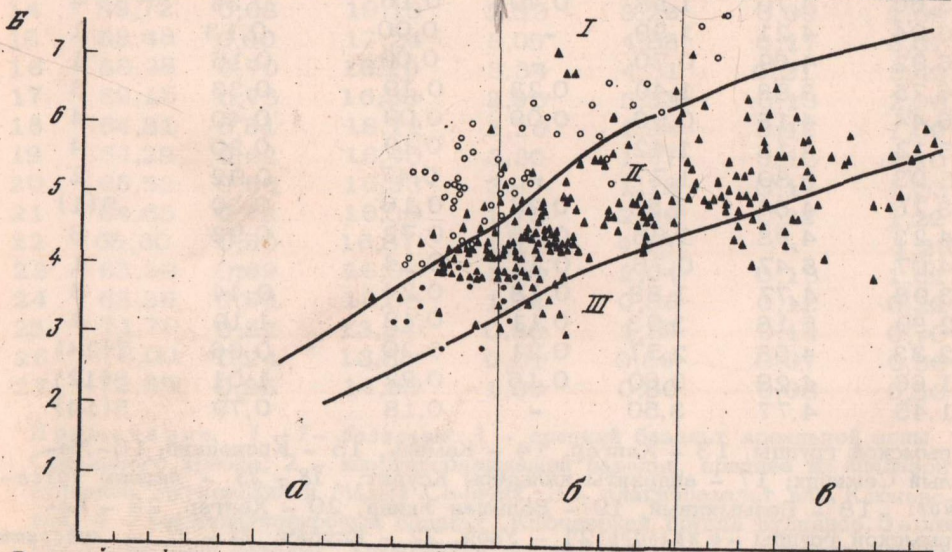
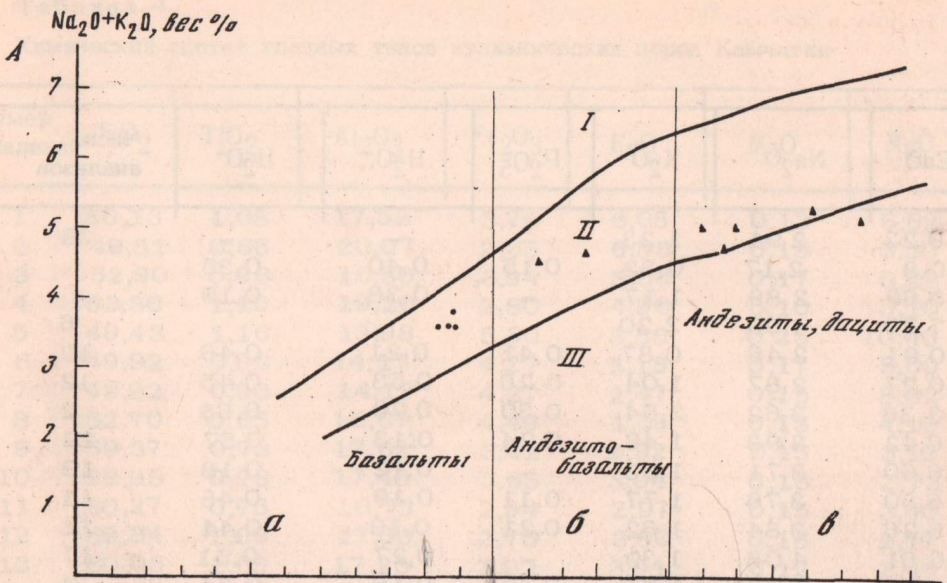
вестковыми андезитами островных дуг и известково-щелочными андезитами окраин континентов по А.Р.Мак-Берни [6]. На этом общем фоне состав андезитов заметно варьирует. Так, выделяется группа андезитов вулканов Ксудая, Кроноцкий и Малый Семячик, содержащих 7,6-8,5% FeO + Fe₂O₃ против 5,4-6,7% в андезитах других вулканов. При этом андезиты вулканов Ксудач и Кроноцкий характеризуются низким K/Na-отношением. Андезиты вулканов Ксудач и Малый Семячик (с высоким содержанием суммарного железа) ассоциируют с малокальцевыми анортитсодержащими базальтами и сами нередко содержат среди вкрапленников анортит. При этом базальты из подобных ассоциаций по содержанию железа не отличаются от других типов базальтов, но зато характеризуются более высоким содержанием глинозема, что, напротив, не характерно для андезитов.

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Число анализов
	9,23	2,91	1,23	-	-	-	39
	10,8	2,17	0,32	0,15	0,40	0,35	
	8,69	2,89	1,17	-	0,38	0,19	
	7,70	4,00	2,20				6
	10,91	2,46	0,87	0,41	0,21	0,46	10
	10,27	2,87	1,04	0,26	0,53	0,45	12
	3,36	3,62	2,54	0,30	0,70	0,63	2
	6,42	3,93	1,49	0,24	0,13	0,57	22
	6,60	3,71	1,33	-	0,12	0,18	19
	6,30	3,76	1,77	0,11	0,19	0,48	11
	6,26	3,84	1,62	0,21	0,19	0,44	12
	6,61	4,06	1,39	-	0,27	0,51	17
	5,66	4,70	1,98	0,40	0,16	0,34	4
	6,04	4,21	1,99	-	0,00	0,13	1
	6,92	4,69	0,70	-	0,09	0,15	1
	6,75	3,88	1,49	0,23	0,19	0,33	3
	6,44	4,15	0,96	0,09	0,09	0,40	4
	5,12	4,13	1,42	-	0,19	0,20	4
	5,03	3,80	1,77	-	0,47	0,92	2
	3,76	4,54	2,50	0,26	0,16	0,30	5(1)
	4,23	4,98	1,86	0,16	0,72	0,93	6
	4,07	5,47	0,76	0,17	0,14	-	1
	3,98	4,77	1,88	0,18	0,24	0,44	8
	2,39	5,16	3,03	0,11	0,12	1,19	4
	2,33	4,55	2,57	0,21	0,20	0,66	7(24)
	1,66	4,29	3,60	0,16	0,22	1,01	8(12)
	1,45	4,77	3,50	-	0,18	0,79	5(14)

рымской группы, 13 - Хангар, 14 - Камень, 15 - Кроноцкий, 16 - Малый Семячик; 17 - андезиты кальдеры Ксудач; 18 - 23 - дациты вулканов: 18 - Безымянный, 19 - Большая Удина, 20 - Хангар, 23 - Карымской группы - и кальдер: 21 - Узон, 22 - Ксудач; 24 - 27 - липариты: 24 - влк. Хангар, 25 - кальдера Узон, 26 - влк. Купол, 27 - влк. Хангар. В скобках показано число анализов, использованных для определения SiO₂, K₂O, Na₂O.

Андезиты вулкана Шивелуч характеризуются повышенным содержанием темновесных минералов во вкрапленниках и заметно повышенным содержанием MgO, они имеют высокое отношение MgO/(FeO+Fe₂O₃). Аналогичные признаки установлены для некоторых типов базальтов Северной группы вулканов, куда входит Шивелуч. Таким образом, в ряде случаев между базальтами и ассоциирующими с ними андезитами устанавливается определенная преемственность в составе. С другой стороны, отмечаются одинаковые по составу андезиты на различных вулканах. Например, андезиты вулканов Дзэнзур и Безымянный практически не отличаются по содержанию и соотношению щелочей, CaO, MgO, суммы железа и SiO₂.

Изучение последовательно образованных пород во время извержения вулкана Безымянного с 1956 по 1965 г. позволило установить смену роговообманко-



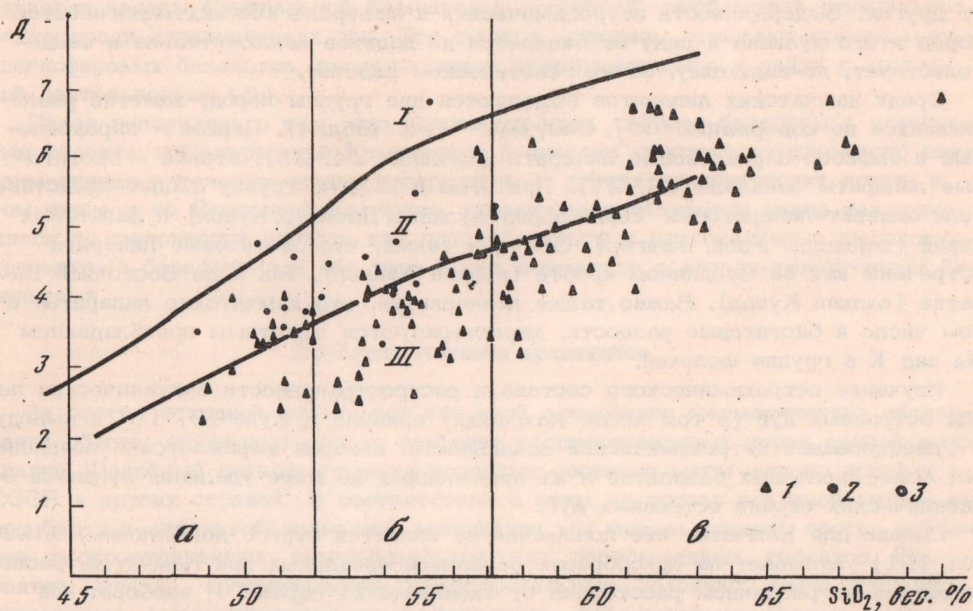
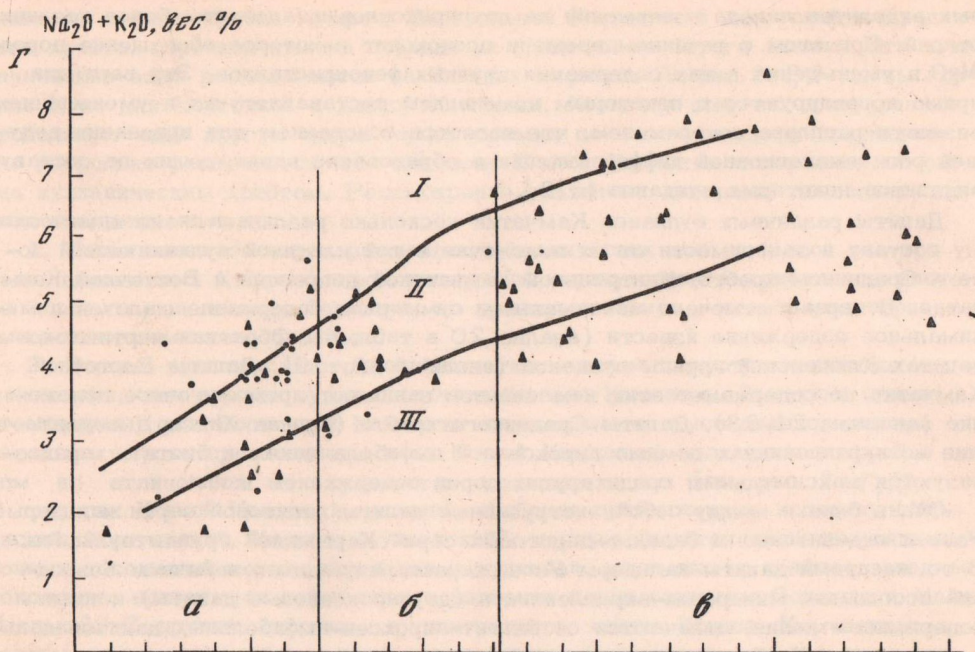


Рис. 2. Диаграмма Х.Куно для четвертичных вулканических пород хребта Кумрач (А), центральной Камчатской депрессии (Б), Срединного хребта (В), Южной (Г) и Восточной (Д) Камчатки

1 - вулканы центрального типа; 2 - ареальные шлаковые и лавовые конусы; 3 - мегаплагиофировые лавы: а - базальты, б - андезитобазальты, в - андезиты, дациты. I, II, III - серии Х.Куно для щелочных базальтов, высокоглиноземистых базальтов и толеитов соответственно

вых андезитов начала извержения на двупироксеновые андезиты более поздних стадий. При этом с течением времени происходит некоторое обогащение пород MgO и уменьшение в них содержания крупных фенокристаллов. Эти вариации прямо коррелируются с некоторым изменением состава летучих и уменьшением вязкости расплава со временем, что является основанием для признания ведущей роли эманационной дифференциации в образовании варьирующих по составу андезитов некоторых вулканов [7,8].

Дациты различных вулканов Камчатки несколько различаются по химическому составу в зависимости от их положения в той или иной вулканической зоне — Срединном хребте, Центральной Камчатской депрессии и Восточной Камчатке. В первых отмечено максимальное суммарное содержание щелочей и минимальное содержание извести (анализ 20 в табл. 4). Обратная картина — в дацитах Ключевской группы вулканов (анализы 18, 19). Дациты Восточной Камчатки по содержанию этих компонентов занимают промежуточное положение (анализы 21–23). Дациты Срединного хребта (вулкан Хангар), содержащие во вкраплениях помимо пироксена и амфибола также и биотит, характеризуются максимальным среди других пород содержанием калия.

Очень близки между собой экструзивные дациты дацитовой серии кальдеры Узон и андезитовых и базальт-дацитовых серий Карымской группы вулканов. В то же время дациты кальдеры Узон, характеризующиеся наличием безводной ассоциации минералов-вкрапленников (двупироксеновые дациты) и низким содержанием калия, отличаются от биотит-пироксен-амфиболовых дацитов кальдеры вулкана Хангар также дацитовой серии пород; эти же различия сохраняются и в липаритах названных вулканов. Очень низким содержанием калия и низким отношением K_2O/Na_2O дациты кальдеры Ксудач заметно отличаются от других. Выдержанность петрохимических и минералогических особенностей пород этого вулкана в ряду от базальтов до дацитов исключительна и свидетельствует, по-видимому, об их генетическом родстве.

Среди камчатских липаритов выделяются две группы пород, заметно различающихся по содержанию SiO_2 , CaO, K_2O (см. табл. 4). Первая — пироксеновые и амфибол-пироксеновые липариты (анализы 24, 25), вторая — биотитовые липариты (анализы 26, 27). При этом в каждую группу входят представители андезит-липаритовых серий пород (вулканы Дзензур, Купол) и дацитовых серий (кальдеры Узон, Хангар). Отметим также, что биотитовые липариты встречаются как на Срединном хребте (вулкан Хангар), так и на Восточной Камчатке (вулкан Купол). Важно также подчеркнуть, что камчатские липариты, в том числе и биотитовые разновидности, характеризуются заметным преобладанием Na над K в группе щелочей.

Изучение петрохимического состава и распространенности вулканических пород островных дуг (в том числе Камчатки) привело Х. Куно [9, 10] к выводу о существовании петрохимической зональности, которая выражается в появлении все более щелочных базальтов и их производных по мере удаления вулканов от океанических окраин островных дуг.

Однако для Камчатки это положение не является строго доказанным. Э.Н. Эрлих [11] указывает на однообразие базальтов ареальных зон Камчатки, расположенных на различном расстоянии от океанических окраин. И наоборот, он отметил некоторое изменение петрохимических характеристик пород (уменьшение насыщенности кремнеземом и увеличение железистости и щелочности) вдоль простирания островных дуг по мере их удаления от континентальных платформ. Повышение щелочности в некоторых типах базальтов и их производных связывается не столько с изменением состава исходных магм, сколько с особенностями их дифференциации в очагах или подводных каналах [5, 11].

Реальная картина соотношения пород различной щелочности для четвертичных лав Камчатки показана нами на диаграмме Куно (рис. 2). На диаграмме нанесены 605 анализов из различных вулканических зон¹. На рис. 2, А, Б, В

¹ Не показаны малочисленные анализы лишь самых кислых пород (липаритов).

показаны породы хребта Кумроч, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта, перечисленные в порядке их удаления от берега океана. Эти вулканические зоны располагаются на близких широтах. На рис. 2, Г, Д даны графики Куно для Восточной и Южной Камчатки. Хотя эти зоны по простиранию продолжают одна другую вдоль берега океана, по геологическому положению они несколько различаются, так как зона Южной Камчатки отгорожена от океана вулканическим хребтом. Рассмотрение указанных диаграмм позволяет сделать следующие выводы.

1. Точки анализов пород различных вулканических зон занимают все три поля, выделенных Х. Куно: пород толеитовой серии, серии высокоглиноземистого базальта и щелочного базальта, но преимущественно — поле пород серии высокоглиноземистого базальта.

2. Породы вулканов Восточной Камчатки в целом являются несколько менее щелочными, чем породы вулканов остальных зон Камчатки. Заметим, однако, что типичные для Восточной Камчатки низкокальциевые высокоглиноземистые базальты широко представлены и на Южной Камчатке, вулканы которой в целом не отличаются от вулканитов остальных зон (см. рис. 2, Г, Д). В пределах Южной Камчатки вулканы, наиболее приближенные к океану (Ильинский, Желтовский, Ксудач, Мутновский), характеризуются наличием низкощелочных ассоциаций пород, тогда как в вулканах, занимающих крайнее западное положение, появляются субщелочные разновидности пород (вулканы Большая и Малая Ипелька). С другой стороны, в центральной части Южной Камчатки известны проявления обоих этих типов пород (ареальные образования, вулкан Горелький).

3. Наибольшее число точек в поле пород серии щелочных базальтов характеризует породы Центральной Камчатской депрессии, занимающей центральное место среди вулканических зон. Эти точки в основном отражают состав мегаплагиофировых базальтов, проявляющихся преимущественно в связи с ареальной деятельностью [5].

Ранее говорилось о том, что плагиобазальты, тефрито-базальты и оливиновые толеиты в Центральной Камчатской депрессии пространственно тесно связаны иногда в течение одного извержения. В других вулканических зонах, в том числе и на Восточной Камчатке, совместно проявляются такие различающиеся по щелочности породы, как плагиобазальты и низкокальциевые высокоглиноземистые базальты или оба типа пород совместно с оливин-толеитовыми базальтами.

Проблема генезиса вулканитов

За состав исходной магмы той или иной ассоциации магматических образований обычно принимают состав наиболее распространенных пород данной ассоциации. Подобный подход к оценке исходных составов магм широко признан в СССР и других странах. В соответствии с этим за состав исходной магмы пород базальт-андезитобазальтовой ассоциации мы можем принять состав наиболее распространенных плагиобазальтов или пересыщенных толеитов. Вероятно, однако, существование самостоятельных исходных магм типа низкокальциевых высокоглиноземистых базальтов для пород некоторых вулканов Восточной и Южной Камчатки, занимающих фронтальное положение у берега океана, и оливиновых толеитов в районах на широте Харчинского вулкана.

На Камчатке мы не наблюдаем общей петрохимической зональности (по щелочности), связанной с положением вулканических зон относительно океанических окраин. Возможно, что следует говорить о существовании петрохимической зональности в пределах этих отдельных зон, тесно связанных с тектоническим положением вулканов (см. рис. 1). Разнообразие пород базальт-андезитобазальтовой ассоциации для тех районов Камчатки, в которых преобладают плагиобазальты, мы должны связывать с эволюцией единой родоначальной магмы, имеющей состав пересыщенного толеита. Прямые определения сейсмологи-

ческими методами глубин генерации подобной магмы в верхней мантии на Камчатке дают значения от 35 до 80 км [12, 13 и др].

Данные табл. 5 позволяют оценить направление дифференциации магмы в случае фракционирования кристаллов.

В мегаплагифирированных базальтах и плагиобазальтах с существенно плагиоклазовым составом вкрапленников основная масса обогащается щелочами и обедняется глиноземом. Аналогичных этим основным массам пород среди четвертичных вулканов Камчатки не встречено. Лишь в оливин-толеитовых базальтах процесс фракционирования может привести к образованию жидкости, близкой по составу к плагиобазальтам. Однако, как говорилось, оливин-толеитовые базальты могут рассматриваться как аналоги исходной магмы лишь для отдельных ограниченных территорий. Приведенные примеры свидетельствуют также о малой вероятности фракционирования плагиоклаза в исходной магме. Более реальным кажется фракционирование темноцветных минералов. Расчеты показывают возможность образования оливин-толеитовых базальтов из плагиобазальтов при условии фракционирования лишь оливина и пироксена.

Вероятно, что простое фракционирование исходной магмы не является, однако, универсальным процессом, могущим объяснить все особенности состава базальтов и андезитобазальтов, не говоря уже об образовании пород среднекислого состава. В образовании субщелочных базальтов (мегаплагифирированных или амфибол- и биотитсодержащих) наряду с фракционированием, по-видимому, определенную роль играет концентрация в магме легколетучих компонентов, прежде всего щелочей и воды.

Значительно более сложной является проблема происхождения дифференцированных по составу пород ассоциаций. В пределах этих ассоциаций, выделенных нами по общим петрологическим и структурным признакам, представлены различные серии пород: пространственно связанные с базальтами (контрастные - базальт-дацитовые или с постепенным переходом - базальт-андезито-дацито-

Таблица 5

Общий валовой состав и состав основной массы (вес.%) некоторых типов базальтов Камчатки

Окисел	Мегаплагифирированный базальт (тефритобазальт)		Плагиобазальт (пересыщенный толеит)		Базальт, близкий к оливинному толеиту	
	Валовой состав (1)*	Основная масса (1)	Валовой состав (60)	Основная масса (18)	Валовой состав (27)	Основная масса (5)
SiO ₂	52,64	54,98	52,82	53,33	51,96	53,11
TiO ₂	1,02	1,42	1,08	1,22	0,99	1,07
Al ₂ O ₃	18,50	15,62	17,12	15,92	15,49	16,55
Fe ₂ O ₃	3,55	3,02	2,98	3,55	3,22	2,49
FeO	5,44	6,18	6,10	7,14	6,20	6,55
MgO	3,08	3,15	5,75	6,20	7,87	6,22
CaO	7,93	6,96	8,73	7,62	9,48	9,38
Na ₂ O	4,20	3,72	3,29	3,41	2,91	3,24
K ₂ O	2,36	2,72	1,13	1,31	0,96	0,97

*В скобках указано число использованных анализов.

вые) и не связанные или слабо связанные с базальтами (среднекислого состава). Примерами первых могут служить породы вулканов Крашенинникова, Малый Семячик, Горелый, Ксудач и др., на которых объем пород, более кислых, чем андезитобазальт, постепенно сокращается в соответствии с увеличением их кислотности. Кислые разности пород здесь связаны с формированием кальдер и представлены главным образом пирокластическими образованиями. Примерами вторых будут такие типичные андезитовые вулканы, как Шивелуч, Безыманный, Ааг, Арик, Бакенинг или вулканы, сложенные в среднем дацитами типа Хангар, Ичинский, Узон. Средневаловой состав отмеченных серий будет варьировать от андезитобазальта до дацита, характеризуя состав исходных магм или другой серии.

Отмеченные нами ранее случаи наследования кислыми породами петрохимических и минералогических особенностей базальтов, равно как и подчиненная роль кислых пород на кальдерных вулканах, говорят в пользу происхождения кислых пород за счет дифференциации базальтовой магмы. На генетическую связь кислых пород с основными может указывать присутствие в первых более кальциевых генераций плагиоклазов и их большая неравновесность (по отношению к химизму породы) по сравнению с плагиоклазами основных пород.

С другой стороны, для серий пород, прямо не связанных с базальтами и имеющих средний состав андезита, андезиодацита или дацита, реально предположить палингенное происхождение. В последние годы в породах среднекислого состава на Камчатке обнаружено значительное количество ксенолитов, в том числе плавленных ксенолитов, амфиболитов — в андезитах и гранитов или гранито-гнейсов — в дацитах, что может указывать на развитие процессов палингенеза по породам соответствующих фаций метаморфизма.

Земная кора Камчатки близка к континентальному типу и обладает мощным (до 20 км) "гранитным" слоем. В нижней части или основании этого слоя на глубине 15–20 км геофизиками в ряде случаев зафиксированы крупные магматические очаги как раз под дифференцированными по составу пород ассоциациями [14]. Таким образом, эти данные согласуются с петрологическими выводами о возможности палингенеза.

Наконец, укажем на возможную роль сложных процессов, сочетающих дифференциацию основной магмы и плавление коры в ее апикальных частях с последующим перемешиванием этих расплавов, в образовании контрастных по составу серий пород или переслаивающихся лав, а также полосчатых лав [15].

В настоящее время появился ряд экспериментальных работ, свидетельствующих о возможности выплавления магм среднего и кислого состава непосредственно из мантии [16]. Предполагается при этом, что мантия характеризуется сравнительно высоким содержанием воды. Г.С. Горшков [17], акцентируя внимание на широком развитии андезитов на участках островных дуг с тонкой корой, развивает идеи мантийного происхождения андезитовых магм. Геохимические исследования показывают возможность выплавления андезитовых магм как в низах коры, так и в верхней мантии [18]. Таким образом, при петрологических построениях гипотеза мантийного происхождения андезитов может рассматриваться как равноправная наряду с другими гипотезами.

ABSTRACT

The paper discusses the association of volcanic rocks of Kamchatka in relation to their tectonic position as well as to their bulk composition. Quantitative-mineralogical and petrochemical characteristics of the main rock types as well as data on a composition of rock-forming minerals are listed. Volcanites of Kamchatka are in the main represented by basalts and andesite-basalts with 50–54% SiO₂. It is shown that petrochemical characteristics of rocks are related to their tectonic position. The common transverse zonal development of alkalinity is denied, however there

is distinguished a type of low-potassium basalts occurring predominantly along the ocean beach. Rock associations of basalt-andesite-basalt composition are assumed to be of mantle origin. The formation of rock associations of intermediate and acid composition is related to differentiation of primary basalt melt as well as to palingenesis and displacement of magmas of different composition.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.А. Ермаков, Е.Е. Милановский, А.А. Таракановский. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — Вестник МГУ. Серия геол., 1974, № 3.
2. E.N. Erllich, I.V. Melekestsev. Quaternary acid volcanism of Kamchatka. — Mod. Geol., 1972, 3, N 4, 183–193.
3. H.S. Joder, C.E. Tilley. Origin of basalt magmas. — J. Petrol., 1962, 3, N 3, 342–532.
4. P. Jakes, A.J.R. White. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, 83, N 1, 29–40.
5. В.А. Ермаков. Мегацлагиофировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Серия. геол., 1971, № 10.
6. А.Р. Мак-Берни. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
7. Ю.М. Дубик, О.Н. Волюнец. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагноклаза. — Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48.
8. В.А. Ермаков. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — Бюлл. вулканол. станций, 1974, № 50.
9. H. Kuno. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, N 1, p. 121–145.
10. Х. Кунно. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
11. Петрохимия койнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
12. С.А. Федотов, А.И. Фарберов. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., "Наука", 1966.
13. П.П. Фирстов, В.А. Широков. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
14. С.Т. Балеста, К.К. Утмасин, В.И. Аносов. Строение земной коры под вулканами различных геоструктурных зон по геофизическим данным. — В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм, Петропавловск-Камчатский, 1974.
15. О.Н. Волюнец. О неоднородности составов пород в потоках и экструзиях кислых лав. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973.
16. J. Kushiro, H.S. Yoder, M. Nishikawa. Effect of water on the melting of enstatite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, 79, N 2.
17. Г.С. Горшков. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
18. С. Тейлор. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., "Мир", 1972

Г. П. Авдейко, Г. П. Пономарев,
Б. И. Самойленко, К. А. Скрипко

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В ПОДУШЕЧНЫХ СПИЛИТАХ РАЙОНА БУХТЫ ЛАВРОВА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ КАМЧАТКИ

Известно, что в подушечных лавах спилитов обычно хорошо проявлены как структурно-текстурные неоднородности, так и вариации химического состава между краевыми зонами закалки и центральными частями подушек. Большинство авторов, отмечающих вариации химического состава в пределах подушек, объясняют их вторичными изменениями, привнесом одних и выносом других компонентов. Наряду с этим в литературе сообщается о неоднократных наблюдениях, указывающих на наличие в обособленных лавовых шарах и подушках явлений кристаллизационно-гравитационной дифференциации, из чего следует, что в подушечных лавах должны быть и первичные неоднородности химического состава, возникшие в процессе кристаллизации и остывания расплава, обусловленные отсадкой кристаллической фазы. Так, гравитационная отсадка крупных кристаллов плагиоклаза в подушке спилитизированных базальтов была описана А.Ф. Белоусовым [1], пироксена в подушках спилитов — Г.Ю. Рёслером [2], гравитационная отсадка кристаллов оливина известна в подушках пикрит-базальтов о-ва Кипр [3].

Для изучения неоднородностей строения подушечных спилитов нами были проанализированы и подвергнуты детальному петрографическому изучению четыре подушки из лавового потока в районе бухты Лаврова (северо-восточное побережье Камчатки). В этом районе лавовые потоки шарового строения, в которых существенную роль играют спилиты, встречаются в составе раннегеосинклинального комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций палеоген-неогенового возраста [4, 5].

Незначительное (менее 1%) количество пор (миндалин) в подушечных лавах, которое является показателем глубинности излияний [6], отсутствие пирокластического материала, глубоководный характер ассоциирующих с лавами осадочных пород, отсутствие в них донной фауны, а также общие соображения об условиях образования геосинклинальных кремнисто-вулканогенных формаций указывают на то, что излияния шаровых спилитов происходили на глубинах не менее 1 км [5].

Все четыре исследованные подушки имеют примерно одинаковые размеры (1-1,2) × (1,5-2) м. Две из них располагаются в центре 50-метрового потока, две другие — в 4-5 м от кровли того же потока. Макроскопически подушки из кровли и из центра потока идентичны. В них отчетливо видны отслаивающиеся корки закалки толщиной не более 3-4 см. Остальной объем занимают однородные, без видимых зональных различий монолитные лавы, разбитые радиальными трещинами, которые заполнены кальцитом, кварцем, хлоритом, эпидотом. Концентрические трещины слабо проявлены лишь в краевых частях подушек из кровли потока, в подушках из центра потока они практически отсутствуют. Упаковка подушек и шаров в потоке очень плотная. Нижние части подушек и шаров облекают микрорельеф нижележащих тел. Пространства между

подушками не сообщаются друг с другом и занимают не более 10% объема потока. Они выполнены яшмовидными породами зонального строения: на контакте с подушками яшмовидные породы имеют голубовато-дымчатый цвет, постепенно сменяясь сургучно-красными в центральных частях.

Для выявления неоднородностей, связанных с гравитационной дифференциацией, отбор проб производился с учетом залегания подушек (верх - низ). Из каждой подушки было отобрано по пяти проб: из корки закалки мощностью 2-3 см в подошве и кровле подушек, из промежуточной зоны в 5-10 см от корки закалки, в верхней и нижней частях подушки и из центра. Схема отбора проб показана в табл. 1.

Петрографически обе лавовые подушки, отобранные вблизи кровли потока, являются однородными по всему объему подушек, включая краевые зоны закалки. Породы состоят из идиоморфных фенокристаллов сосюритизированного основного плагиоклаза размером до 2 мм (15-25%), свежего авгита (1,5-2,5%) и сравнительно однородной хлоритовой основной массы. В основной массе довольно равномерно рассеяны микролиты плагиоклаза размером до 0,2 мм по длинной оси (6,5%) и мелкие изометричные зерна пироксена (около 1%). Плагиоклаз микролитов также сосюритизирован. Результаты количественных минералогических подсчетов приведены на рис. 1.

Подушки из центра 50-метрового потока характеризуются концентрически-зональным строением, которое улавливается при микроскопическом изучении по степени раскристаллизации пород и по составу фенокристаллов и микролитов плагиоклаза. В каждой из этих подушек между краевой зоной закалки и центральным ядром выделяется промежуточная зона толщиной до 30 см (см. рис. 1). Краевые зоны закалки и центральные ядра по петрографическому облику близки к подушкам из кровли потока и сложены хлоритовой основной массой с плавающими в ней фенокристаллами и микролитами сосюритизированного основного плагиоклаза и авгита. В отличие от краевой зоны закалки и центрального ядра основная масса промежуточной зоны примерно на 40% состоит из игольчатых микролитов плагиоклаза (микролиты II генерации), образующих метелковидные агрегаты, причем как микролиты, так и фенокристаллы плагиоклаза в этой зоне представлены внешне совершенно свежим альбитом состава An_{4-7} .

Породы промежуточной зоны подушек из центра потока, состоящие из свежего альбита, моноклинного пироксена и сравнительно небольшого количества хлоритизированного стекла, являются типичными спилитами, тогда как корки закалки и центральные части этих подушек представлены палеогипными базальтами, отличающимися от спилитов как меньшей степенью раскристаллизации ос-

Таблица 1

Схема отбора проб из лавовых подушек

Зоны лавовых подушек	Подушки из кровли потока		Подушки из центра потока	
	1	2	3	4
Верхняя часть корки закалки	452-1	452-6	621-4	621-5
Верхняя часть промежуточной зоны	452-2	452-7	621-3	621-6
Центр подушки	452-3	452-8	621-2	621-7
Нижняя часть промежуточной зоны	452-4	452-9	621-1	621-8
Нижняя часть корки закалки	452-5	452-10	621	621-9

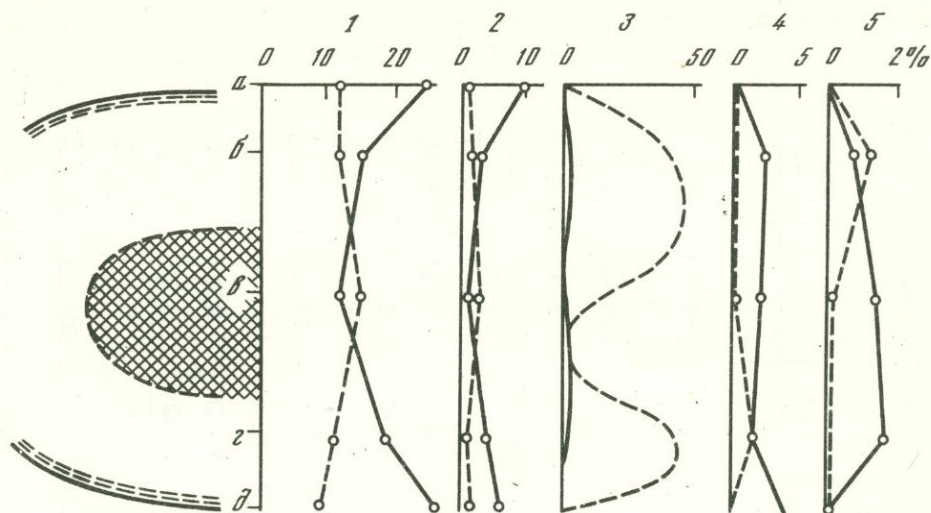


Рис. 1. Средние содержания минералов по зонам лавовых подушек из кровли (сплошные кривые) и из центра потока (штриховые кривые)

1 - фенокристаллы плагиоклаза; 2 - микролиты плагиоклаза I генерации; 3 - микролиты плагиоклаза II генерации (приближенная оценка); 4 - фенокристаллы пироксена; 5 - пористость

a - зона закалки, верхняя часть; *б* - промежуточная зона, верхняя часть; *в* - центральное ядро; *г* - промежуточная зона, нижняя часть; *д* - зона закалки, нижняя часть

новой массы, так и тем, что плагиоклаз вкрапленников и микролитов в них представлен интенсивно сосюртитизированным основным плагиоклазом, а в спилитах - альбитом. Подушки из кровли потока в отличие от подушек из центра потока однородны и от корки до ядра сложены палеотипными базальтами.

Таким образом, спилиты, сосуществуя с палеотипными базальтами в пределах одной подушки и единого лавового потока, представляют собой петрографическую фацию. В изученном потоке подушечных лав они занимают вполне определенную геологическую позицию: в промежуточной зоне подушек из центра потока.

Важно отметить, что в подушках из центра потока палеотипные базальты со слабо раскристаллизованной основной массой развиты как в корке закалки, так и в центральных частях подушек. Это свидетельствует о том, что в этих подушках центральные ядра затвердели раньше, чем промежуточные зоны. После отвердевания центрального ядра в промежуточной зоне происходила кристаллизация микролитов плагиоклаза II генерации.

При этом в подушке 3 (см. табл. 1) нераскристаллизованное центральное ядро занимает положение вблизи нижней корки закалки, так что верхняя часть промежуточной зоны стала значительно больше нижней. В геометрическом центре подушки (проба 621-2) находятся спилиты с хорошо раскристаллизованной основной массой, относящиеся к верхней части промежуточной зоны, а проба 621-3 представляет собой нераскристаллизованный палеотипный базальт. Нижняя часть промежуточной зоны между пробами 621-3 и 621-4, по данным непрерывного петрографического изучения, имеет толщину около 3 см. Такое положение нераскристаллизованного ядра вблизи подошвы подушки объясняется, по-видимому, его отсадкой после отвердевания. По данным петрографического изучения некоторая отсадка нераскристаллизованного ядра отмечена также и в подушке 4.

Структурно-текстурные и минералого-петрографические различия между подушками из кровли и центра потока, по-видимому, во многом обусловлены различием времени их остывания. При оценке времени затвердевания подушек

Таблица 2

Химические анализы шаровых спилитов

Окисел	Номер проб									
	452-1	452-2	452-3	452-4	452-5	452-6	452-7	452-8	452-9	452-10
Подушки из кровли потока										
SiO ₂	48,32	49,22	48,50	48,90	46,83	46,58	54,62	56,42	51,66	47,14
TiO ₂	0,92	0,97	0,83	1,04	1,12	0,72	0,43	0,36	0,39	0,26
Al ₂ O ₃	18,93	17,61	18,23	18,15	18,53	19,37	17,20	16,17	17,86	18,43
Fe ₂ O ₃	2,71	2,49	2,50	2,69	3,37	4,17	2,17	1,89	2,45	3,22
FeO	6,26	6,92	6,72	6,75	7,15	6,61	5,89	5,51	5,83	7,24
MnO	0,16	0,18	0,19	0,19	0,16	0,16	0,15	0,13	0,13	0,17
MgO	4,78	5,16	5,21	5,16	5,35	4,91	4,03	3,99	4,57	5,50
CaO	6,30	4,97	5,73	6,03	6,63	6,75	4,76	4,04	5,24	6,93
Na ₂ O	1,43	2,51	2,51	2,59	1,10	1,18	3,02	4,15	2,70	1,35
K ₂ O	5,78	5,04	4,75	3,98	5,32	5,20	4,05	3,74	4,68	5,10
H ₂ O ⁻	0,38	0,32	0,24	0,22	0,32	0,42	0,30	0,24	0,44	0,46
H ₂ O ⁺	3,42	3,48	3,36	3,64	3,74	3,55	2,61	2,60	2,93	3,58
P ₂ O ₅	0,48	0,43	0,43	0,42	0,51	0,48	0,40	0,42	0,52	0,54
CO ₂	0,27	0,28	0,30	0,42	0,32	0,32	0,37	0,25	0,30	0,27
Сумма	100,14	99,57	99,50	100,18	100,45	100,42	100,0	99,91	99,70	100,19

Таблица 2 (окончание)

Окисел	Номер проб									
	621	621-1	621-2	621-3	621-4	621-5	621-6	621-7	621-8	621-9
	Подушки из центра потока									
SiO ₂	45,98	50,60	51,40	58,37	45,12	44,85	57,78	50,90	54,39	47,28
TiO ₂	1,16	1,16	0,94	0,94	1,28	1,28	1,04	1,11	0,62	1,18
Al ₂ O ₃	21,23	18,18	18,70	16,13	19,65	21,32	16,60	18,69	17,67	20,00
Fe ₂ O ₃	3,27	4,08	1,99	1,67	5,83	3,75	1,03	2,25	2,00	4,32
FeO	7,04	5,37	6,25	6,03	5,46	7,38	5,92	6,01	6,09	5,97
MnO	0,15	0,17	0,13	0,14	0,18	0,14	0,13	0,15	0,15	0,17
MgO	4,37	4,20	2,98	2,47	3,57	4,08	2,60	3,53	4,16	3,99
CaO	4,16	4,52	6,57	3,01	10,55	4,29	3,75	7,26	4,76	6,63
Na ₂ O	0,72	4,53	4,66	4,53	0,83	0,54	4,65	4,56	4,75	0,61
K ₂ O	6,95	2,96	2,14	3,00	2,60	6,47	2,77	0,93	2,40	4,76
H ₂ O ⁻	0,40	0,24	0,12	0,14	0,34	0,60	0,14	0,26	0,18	0,40
H ₂ O ⁺	3,25	3,46	3,41	2,72	4,10	4,80	2,78	3,52	2,87	4,10
P ₂ O ₅	0,51	0,50	0,44	0,40	0,49	0,61	0,41	0,51	0,40	0,55
CO ₂	0,30	0,37	0,30	0,35	0,42	0,32	0,45	0,55	н/оп.	0,40
Сумма	99,49	100,34	100,03	99,90	100,42	100,40	100,05	100,13	100,44	100,36

Примечание. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Института вулканологии, аналитик Н.Р.Гусакова. Схема расположения проб в лавовых подушках дана в табл. 1.

в зависимости от их положения в потоке за температуру затвердевания мы приняли 800°C , при которой начинает плавиться щелочной базальт при давлении воды 4000 бар [7], а за температуру изливающегося расплава — 1170°C .

При излиянии потока подушечных лав происходит захват морской воды в промежутках между подушками. При захвате 10% (по объему) воды средняя температура системы расплав — вода понижается до 1000°C . Расчеты показывают (рис. 2), что нераскристаллизованные подушки вблизи кровли потока остывают от 1000 до 800°C менее чем за 40 суток, а в центре 50-метрового потока на это потребуется более двух лет. Изолированный шар в этих условиях остывает за 11 ч. Таким образом, расплав в подушках из центра 50-метрового потока остывает до 800°C примерно в 15–20 раз дольше, чем из кровли потока.

По результатам полного силикатного анализа (табл. 2) также намечаются определенные черты сходства и различия подушек из кровли и из центра потока. В обоих типах подушек краевые зоны закалки сильно обеднены кремнеземом и особенно натрием по сравнению с центрами шаров и промежуточными зонами (рис. 3). Характер изменения содержаний этих компонентов по зонам однозначно свидетельствует об их выносе из корки. С выносом кремнезема из периферических частей подушек, по-видимому, связано образование яшм, выполняющих промежутки между подушками. Поскольку натрий, несомненно, выносится из периферических частей подушек, вряд ли можно считать морскую воду дополнительным источником натрия в процессе образования спилитов из нормальных базальтов. Однако, даже если допустить вхождение в расплав всей воды, заключенной в межшаровые пространства (о возможности такого вхождения мы будем говорить ниже), растворенные в ней соли могли бы увеличить

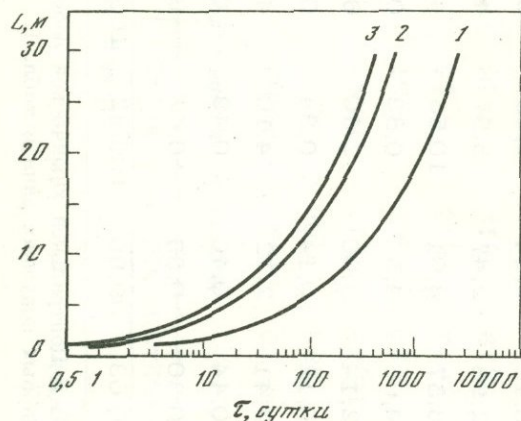
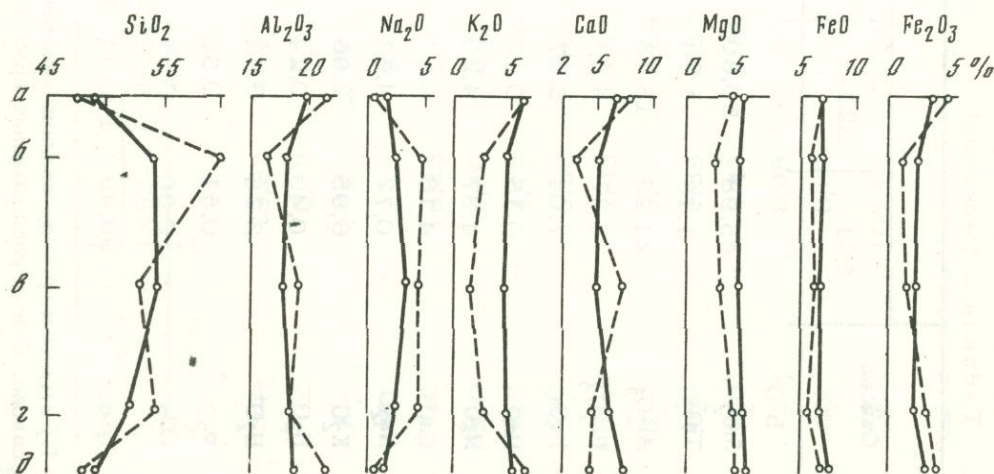


Рис. 2. Зависимость продолжительности остывания τ от 1170 до 800°C от мощности L лавовых потоков

1,2 — монолитный лавовый поток в воздухе и в воде соответственно; 3 — подушечный (пористый) лавовый поток в воде

Рис. 3. Вариации химического состава по зонам лавовых подушек

Обозначения зон а–д см. на рис. 1



среднее по подушке содержание натрия лишь на 0,07% (при объеме межшарового пространства 10% от объема потока и содержании хлористого натрия в морской воде 35%). Это, в свою очередь, указывает на то, что наблюдаемые во внутренних частях подушек из центра потока высокие содержания натрия (4,5 - 4,7%) отражают его первичное высокое содержание в расплаве и приблизительно соответствуют содержанию натрия в расплаве, изливавшемся на дно моря.

Распределение калия по зонам подушек обратно распределению натрия. В корке закалки содержание калия достигает 5-7%, уменьшаясь во внутренних зонах подушек до 2-3%. Характер распределения калия по зонам и высокое содержание его в корке закалки определенно свидетельствуют о том, что он в отличие от натрия и кремния не выносится из подушек в межшаровое пространство, а концентрируется в корке закалки, по-видимому, в ее основной массе. При этом не исключено также вторичное обогащение калием за счет растворов, проникающих между подушками после их остывания.

Увеличение содержания алюминия и частично кальция в зоне закалки является кажущимся за счет уменьшения содержания кремнезема. Кроме того, зона закалки богаче Fe_2O_3 и H_2O^+ .

Заслуживают внимания различия в изменении содержаний отдельных компонентов во внутренних зонах подушек обоих типов. В подушках из центра потока максимальное содержание кремнезема отмечено в верхней части промежуточной зоны, а минимальное, исключая корки закалки, в центральном ядре. В подушках же из кровли потока содержание кремнезема во внутренних зонах постепенно увеличивается к центру подушки. Аналогичные различия между этими двумя типами подушек, только в более слабой форме, отмечены и по изменению содержаний Na_2O . По характеру распределения CaO намечается обратная тенденция: в подушках из кровли потока содержание CaO уменьшается к центру, а в подушках из центра потока минимальные содержания характерны для промежуточной зоны, а максимальные - для центрального ядра.

По нашему мнению, неоднородности химического состава в пределах подушек обусловлены первичным перераспределением элементов во время остывания и кристаллизации лавового потока. Можно полагать, что радиальные перемещения от центра подушки к периферии и наоборот вызваны наличием градиента температуры и градиентов химических потенциалов. Отличия в характере распределения элементов по зонам в подушках из кровли и центра потока объясняются различной длительностью остывания этих двух типов подушек. За короткое время остывания в подушках из кровли потока возникает зона резкого изменения состава в корке закалки и прилегающей части под коркой, из которых происходит интенсивный вынос натрия и кремния и, как результат, увеличивается содержание алюминия и кальция. В более глубоких частях подушек наблюдается лишь незначительное увеличение содержания натрия и кремния (и уменьшение содержания алюминия и кальция) к центру подушек.

В отличие от них в длительно остывающих подушках из центра потока имеется область максимальных содержаний натрия и кремния - в промежуточной зоне, сразу под коркой. Появление этой зоны, по-видимому, связано с тем, что привнос натрия и кремния в нее из центральных частей подушек превосходит вынос их в периферические зоны. Возникновение зоны экстремальных содержаний компонентов в промежуточной зоне подушек из центра потока, вероятно, обусловлено тем, что в них сразу под коркой закалки длительное время сохраняется расплав, коэффициенты диффузии в котором на несколько порядков выше, чем в отвердевшей корке закалки. Отсюда следует, что наблюдаемые в промежуточной зоне подушек из центра потока содержания натрия и кремния могут быть несколько выше, а в центральном ядре должны быть ниже, чем в однородном по составу расплаве, изливавшемся на дно моря.

При детальном петрографическом изучении мы пытались выявить также явления кристаллизационно-гравитационной дифференциации в исследованных подушках. Однако количественными минералогическими подсчетами (см. рис. 1) не зафиксированы какие-либо различия между этими зонами, за

исключением появления микролитов плагиоклаза II генерации в промежуточной зоне длительно остывающих подушек. Отношение вкрапленников плагиоклаза к пироксену в среднем для каждой зоны практически постоянно и колеблется в пределах от 8,5 до 9. С другой стороны, в подушках из центра потока как бы намечается тенденция к накоплению MgO и Fe_2O_3 в нижних частях подушек и к увеличению содержания SiO_2 в верхних частях, в то время как в подушках из кровли потока содержания этих компонентов довольно стабильны по всем зонам.

Напомним теперь основные особенности, выявленные при изучении потока подушечных спилитов. Собственно, спилиты, т.е. породы, плагиоклаз в которых представлен альбитом, имеются только в длительно остывающих подушках из центра потока. При этом спилиты развиты только в промежуточных зонах этих подушек, а их корки закалки и центральные ядра сложены палеотипными базальтами с вкрапленниками сосюритизированного основного плагиоклаза, такими же, как в быстро остывающих подушках из кровли потока. Спилиты от сосуществующих с ними в пределах одной подушки палеотипных базальтов отличаются не только составом плагиоклаза, но и значительно лучшей степенью раскristаллизации основной массы. Лучшая степень раскristаллизации основной массы в промежуточной зоне (появление обильных микролитов II генерации) и отсадка слабо раскristаллизованного центрального ядра подушки указывают на то, что центральные части подушек в центре потока кристаллизуются раньше, чем их промежуточные зоны. Эти данные проливают свет на физико-химические условия остывания и кристаллизации расплавов внутри обособленных подушек и шаров и в конечном итоге являются важным звеном в решении проблемы петрогенезиса спилитов.

Лучшая раскristаллизация основной массы в промежуточной зоне подушек из центра 50-метрового потока по сравнению с центральными частями тех же подушек, на наш взгляд, связана с различным парциальным давлением воды в этих зонах. Известно, что каждый процент растворенной воды понижает температуру плавления силикатных систем более чем на 30° [8]. С увеличением содержания воды сильно понижается и вязкость расплава. Приближенные оценки показывают, что с увеличением содержания воды в расплаве от 0 до 5% вязкость расплава при температуре $1100^{\circ}C$ падает на два порядка [9]. Снижением вязкости расплава обусловлена, в частности, упоминаемая выше отсадка слабо раскristаллизованного ядра подушек.

Увеличение содержания воды в промежуточной зоне может быть вызвано как термодиффузией от более нагретых внутренних частей подушек к менее нагретым, так и диффузией в магму морской воды, захваченной в промежутках между подушками и нагретой в них до температуры многих сотен и даже до $1000^{\circ}C$ (такова, по нашим оценкам, средняя температура системы расплав - вода после излияния потока и изоляции воды в пространствах между подушками).

Наличие в одних и тех же подушках сильно сосюритизированного основного плагиоклаза в корке закалки и центральном ядре и альбита в промежуточной зоне, несомненно, связано с разным парциальным давлением воды и других летучих в этих зонах и, следовательно, с различным временем остывания и конечной температурой затвердевания расплава.

ABSTRACT

Petrographical and petrochemical heterogeneities were studied in four pillows from a 50 m thick flow. Two of them, located 4-5 m below the roof of the flow, are petrographically homogeneous. They consist entirely, including the chilled crust, of paleotypical basalts with slightly crystallized chloritic groundmass and phenocrysts of saussuritized basic plagioclase and fresh augite. Two pillows from the center of the flow are composed of the same paleotypical basalts, but between the chilled crust and central core they have a zone of typical spilites differing from paleotypical basalts in both considerably

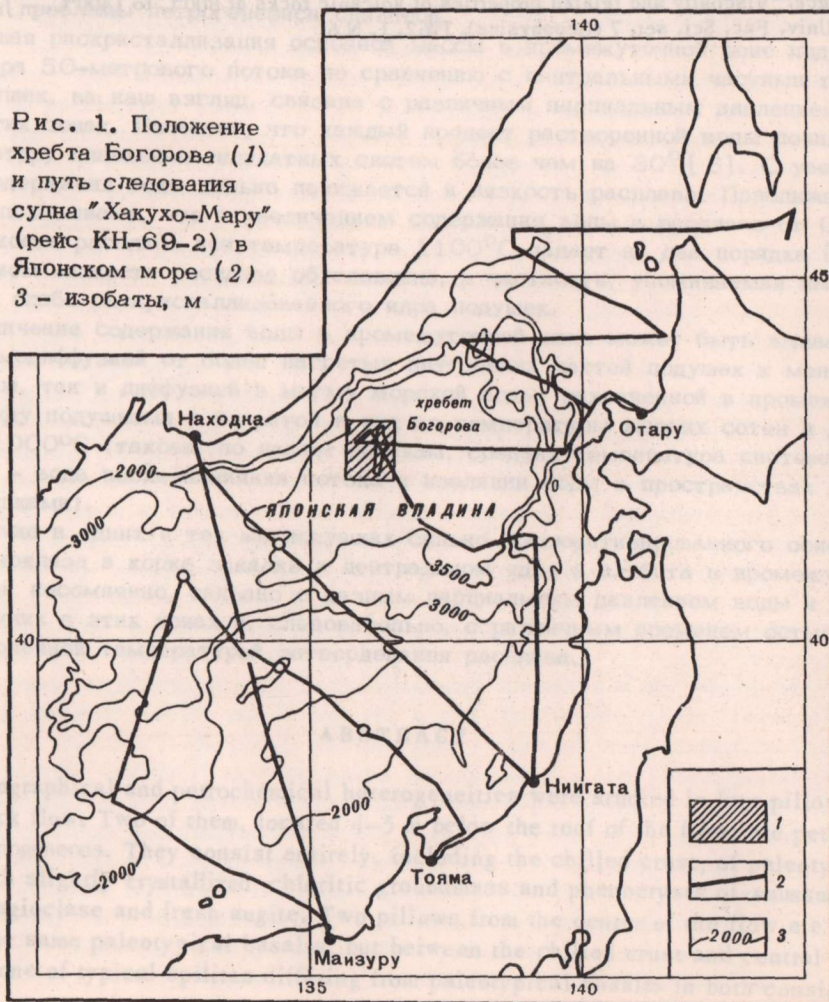
fuller groundmass crystallization due to emergence of microlites of generation II (up to 40%) and the fact that plagioclase of their phenocrysts and microlites is represented by fresh albite. The earlier solidification of central cores of pillows from the center of the flow and their gravitational sinking were established. Chemical heterogeneities are well correlated with petrographical heterogeneities and are mainly caused by thermal diffusion. The peculiarities in pillow structure are accounted for by the temperature decrease of melt crystallization as a result of water diffusion in magma. Time of cooling and magma crystallization in pillows from different parts of the flow is estimated.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Ф. Белоусов. Своеобразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах. — Геол. и геофиз., 1965, №2.
2. Г.Ю. Реслер. Петрологические исследования основных магматитов. IV Гравитационная кристаллизационная дифференциация в пиллоу-лавах. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1969.
3. D.L. Searle, F.M. Vokes. Layered ultrabasic lavas from Cyprus. — Geol. Mag., 1969, 106, N6.
4. G.P. Avdeiko. Evolution of geosynclines on Kamchatka. — Pacific Geol., 1971, N 3.
5. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, "Наука", 1974.
6. J.G. Jones. Pillow lavas as depth indicators. — Amer. J. Sci., 1969, 267, N 2.
7. Г.С. Йодер, К.Э. Тилли. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
8. А.Н. Заварицкий, В.С. Соболев. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
9. T. Murase. Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800°C to 1400°C. — J. Hokkaido Univ. Fac. Sci. ser. 7 (Geophysics), 1962, 1, N 6.

**ОБРАЗЦЫ ПОРОД С ПОДВОДНОГО ХРЕБТА БОГОРОВА
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ**

Японская впадина – глубоководная котловина с глубинами около 3600 м – занимает большую площадь в центральной части Японского моря (рис. 1). Над очень ровным и плоским дном впадины возвышается несколько изолированных подводных гор и хребтов. Хребт Богорова, названный так в 1959 г. в честь советского океанографа В.Г. Богорова, является одной из наиболее четко выраженных подводных возвышенностей. Он расположен в центральной части Японской котловины, поэтому изучение происхождения этого хребта важно для выяснения происхождения Японского моря.



Советским нис "Витязь" в 1967 г. на хребте Богорова были проведены площадные полигонные гравиметрические, геомагнитные и сейсмические съемки, отбор донных проб, глубоководное фотографирование и эхолотирование, при этом были собраны многочисленные образцы [1-4]. В том же 1967 г. исследовагельское судно "Мейо" Японской гидрографической службы провело здесь детальную топографическую съемку [5].

Рейс КН-69-2 судна "Хакухо-Мару", принадлежавшего Институту исследований океана Токийского университета, имел целью проведение геологических и геофизических исследований Японского желоба, Охотского и Японского морей [6]. Во время этого рейса проводились эхолотирование при помощи пневмопушки и драгирование в районе хребта Богорова. В статье изложены некоторые предположения относительно происхождения хребта Богорова, основанные на данных, полученных во время этого рейса.

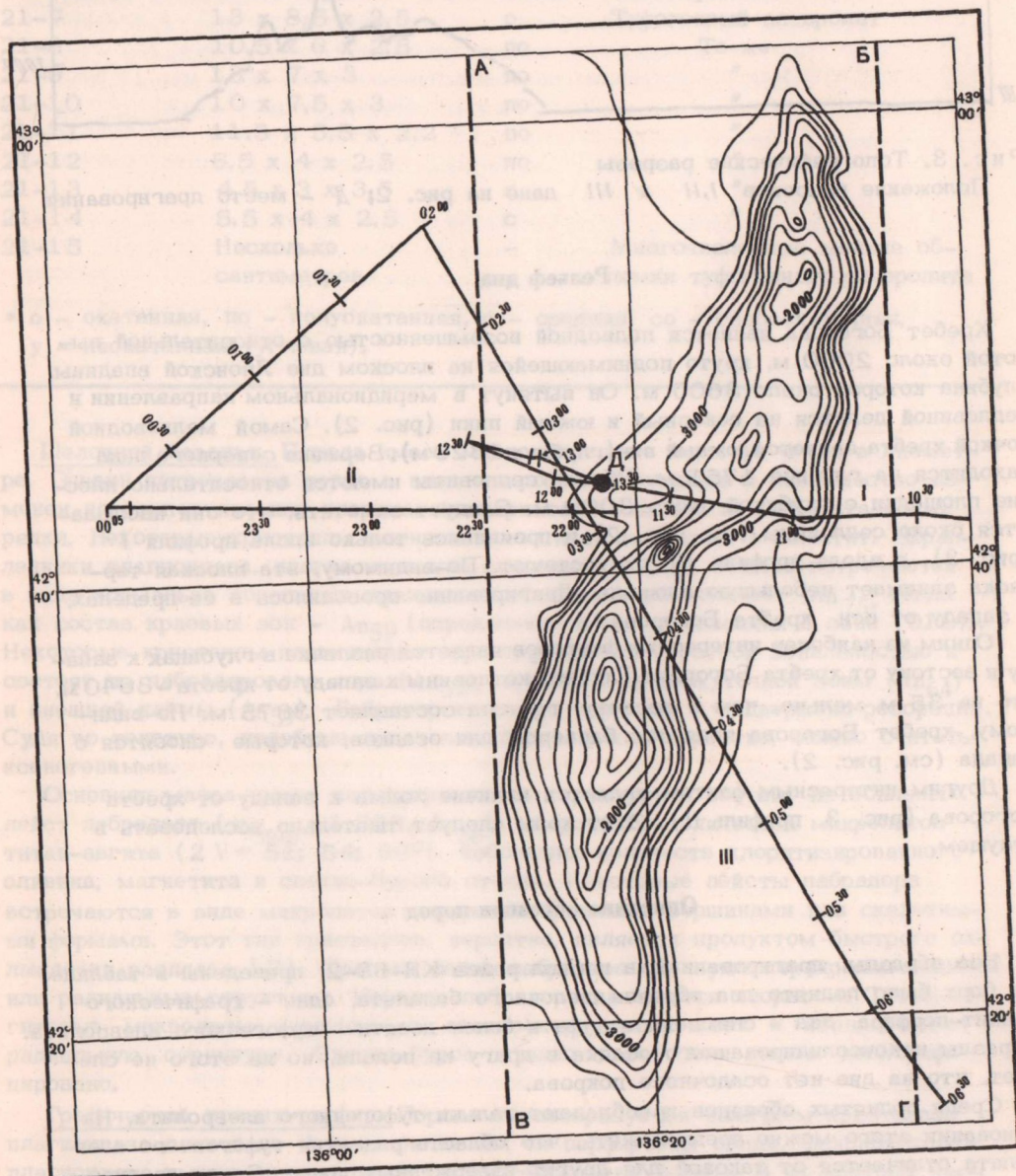


Рис. 2. Батиметрическая карта окрестностей хребта Богорова
Точка Д - место драгирования; изобаты в пределах площади АBBГ проведены через 200 м; I, II, III - разрезы

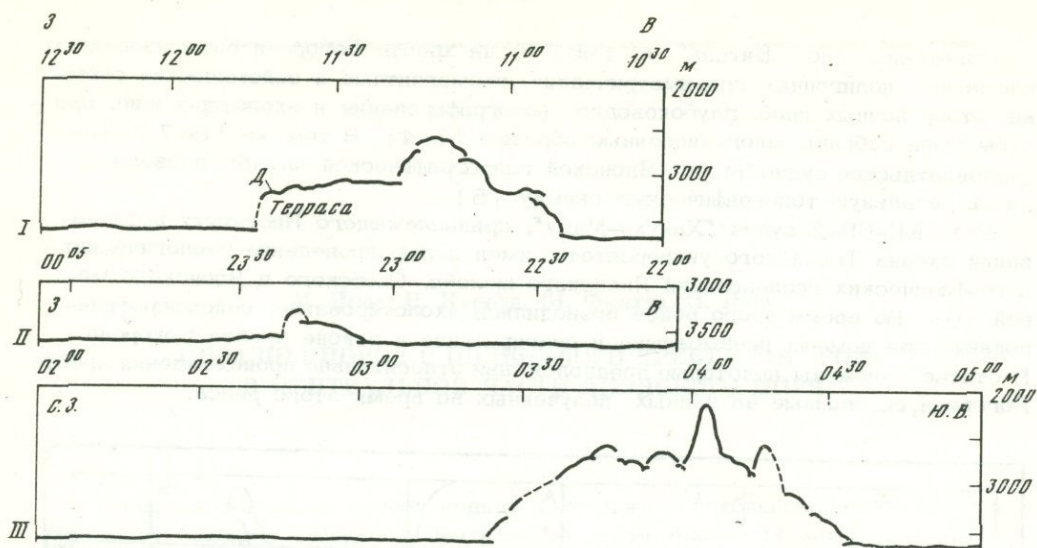


Рис. 3. Топографические разрезы

Положение разрезов I, II и III дано на рис. 2; Д - место драгирования

Рельеф дна

Хребет Богорова является подводной возвышенностью с относительной высотой около 2000 м, круто поднимающейся на плоском дне Японской впадины, глубина которой около 3600 м. Он вытянут в меридиональном направлении и седловиной делится на северный и южный пики (рис. 2). Самой мелководной точкой хребта является южный пик (глубина 1320 м). Вершина северного пика находится на глубине 1755 м. Вблизи седловины имеются относительно плоские площадки с глубиной около 3000 м. Следует заметить, что они наблюдаются около седловины (см. рис. 2) и проявились только вдоль профиля I (рис. 3), а вдоль профиля III отсутствуют. По-видимому, эта плоская терраска занимает небольшую площадь. Драгирование проводилось в ее пределах, к западу от оси хребта Богорова.

Одним из наиболее интересных факторов является различие в глубинах к западу и востоку от хребта Богорова. Глубина котловины к западу от хребта - 3640 м, это на 35 м мельче, чем к востоку, где она составляет 3675 м. По-видимому, хребет Богорова является барьером для осадков, которые сносятся с запада (см. рис. 2).

Другим интересным фактом является наличие холма к западу от хребта Богорова (рис. 3, профиль II). Этот холм следует тщательно исследовать в будущем.

Описание образцов пород

Все образцы, драгированные в период рейса КН-69-2, приведены в таблице. На борт было поднято два образца щелочного базальта, один - графического гранит-порфира, два - спекшегося туфа и более десяти - туфогенного алевролита. Образцы неконсолидированного осадка в драгу не попали, но из этого не следует, что на дне нет осадочного покрова.

Среди поднятых образцов преобладают гальки туфогенного алевролита. На основании этого можно предположить, что область развития туфогенного алевролита отличается от таковой для других изверженных пород. Среди драгированных образцов только обломки базальта угловаты, большинство обломков других пород имеют полукатанную или окатанную форму. Внешние поверхности обломков не покрыты корочкой марганца и железа.

Драгированные образцы

Номер образца	Размер, см	Степень окатанности	Примечание
21-1	10 x 8 x 7	у	Пористый щелочной базальт
21-2	9 x 6 x 4	о	Графический гранит-порфир
21-3	6 x 6 x 5	со	Щелочной базальт
21-4	7,5 x 4,5 x 1,5	о	Спекшийся туф
21-5	5 x 3 x 2	о	То же
21-6	Несколько миллиметров	о-по	Многочисленные гранулированные зерна
21-7	13 x 8; 5 x 2,5	о	Туфогенный алевролит
21-8	10,5 x 6 x 2,5	по	То же
21-9	13 x 7 x 3	по	"
21-10	10 x 7,5 x 3	по	"
21-11	11,5 x 5,5 x 2,2	по	"
21-12	6,5 x 4 x 2,5	по	"
21-13	4,5 x 3 x 3,5	с	"
21-14	5,5 x 4 x 2,5	с	"
21-15	Несколько сантиметров	-	Многочисленные мелкие обломки туфогенного алевролита

* о - окатанная, по - полуокатанная, с - средняя, со - слабоокатанная, у - неокатанная (угловая).

Щелочной базальт. Порода имеет многочисленные поры до 4 мм в диаметре. Оливин встречается редко в виде микрофенокристаллов и повсеместно изменен до серпентина или хлорита. Фенокристаллы авгита и магнетита также редки. Некоторые кристаллы магнетита частично изменены в гематит. Вкрапленники плагиоклаза, иногда имеющие скелетную форму, обычно встречаются в виде нормально зональных кристаллов. Состав ядра отвечает An_{75} , тогда как состав краевых зон - An_{59} (определение по углу угасания в зоне (010)). Некоторые кристаллы плагиоклаза характеризуются обратной зональностью и состоят из лабрадорowego ядра (An_{59}), пористой промежуточной зоны (An_{64}) и внешней каймы (An_{59}). Лабрадоровое ядро округлое и подвержено резорбции. Судя по текстуре, подобные кристаллы плагиоклаза, вероятно, можно считать ксеногенными.

Основная масса имеет интерсертальную структуру и состоит из обильных лейст лабрадора ($Ng_{min} = 1,558$, An_{58}), умеренного количества микролитов титан-авгита ($2V = 51; 54; 56^\circ$), небольших количеств хлоритизированного оливина, магнетита и светло-бурого стекла. Некоторые лейсты лабрадора встречаются в виде микролитов с воронкообразными вершинами или скелетными формами. Этот тип кристаллов, вероятно, является продуктом быстрого охлаждения расплава [7]. Сростки лейст лабрадора образуют перекрещивающиеся или радиальные структуры. Изредка лабрадор замещается хлоритом. Титан-авгитовые микролиты окрашены в светло-коричневый цвет и иногда имеют радиальную структуру. Светло-бурое стекло более или менее девитрифицировано.

Графический гранит-порфир. Порода характеризуется наличием кристаллов плагиоклаза длиной до 4 мм, придающих ей порфировый облик. Фенокристаллы плагиоклаза имеют эвгедральные до субгедральные формы. В их краевых частях развивается слабая нормальная зональность. Плагиоклаз "грязный" и частично изменен в серицит, как и калиевый полевой шпат. Свежие кристаллы имеют $Ng = 1,535$ и $(-) 2V_x = 80; 81^\circ$. Состав плагиоклаза примерно An_{14} .

Судя по отрицательному знаку угла оптических осей, плагиоклаз может быть близок к высокому олигоклазу.

Калиевый полевой шпат встречается в виде отдельных кристаллов и в графических сростках с кварцем. Графические сростки заметно преобладают в основной массе пород и наблюдаются на границе полевого шпата и плагиоклаза. Отдельные кристаллы полевого шпата характеризуются пертитовой структурой и наличием поперечного двойникования. Величины углов оптических осей свежего полевого шпата составляют $(-)$ $2V_x = 43; 46^\circ$. Такой калиевый полевой шпат с небольшими значениями $2V$ по классификации А.С. Марфунина принадлежит к высокому ортоклазу [8]. Зерна кварца – ксеноморфные, иногда с изрезанными краями.

Кристаллы амфибола имеют размеры до 2 мм по длинной оси и повсеместно изменены в агрегаты хлорита и эпидота, как и часть биотита. Биотит имеет цвет от желтовато-коричневого до коричневого. Магнетит редок. Редкие акцессорные минералы представлены алланитом, апатитом, цирконом и кальцитом.

Спекшийся туф. Порода характеризуется некоторым количеством крупных фенокристаллов розового калиевого полевого шпата длиной до 3 мм, большинство имеет пертитовую структуру и "грязный" облик. Величины углов оптических осей калиевого полевого шпата $2V_x = 44; 55; 56; 59^\circ$. Видимо, это высокий ортоклаз, хотя значения $2V$ выше, чем таковые для полевого шпата графического гранит-порфира.

Вкрапленики плагиоклаза, встречающиеся в виде кристаллов до 1,5 мм длиной, частично изменены в серицит. Судя по отрицательным значениям углов оптических осей $(-)$ $2V_x = 76; 82^\circ$ и углу угасания в зоне (010), плагиоклаз может быть очень близок к высокому олигоклазу An_{14} . В отношении спекшихся туфов и графического гранит-порфира на основании оптических особенностей полевых шпатов можно сказать, что эти породы консолидировались быстро в условиях температуры.

Кварц встречается в виде угловатых или неправильных фенокристаллов до 4 мм в диаметре.

Амфибол и биотит обнаружены среди фенокристаллов и в основной массе пород, причем повсеместно интенсивно замещаются хлоритом и эпидотом. Местами эти минералы опацифицированы. Фенокристаллы магнетита редки.

Плотная основная масса пород состоит преимущественно из тонкозернистого кварца с небольшим количеством олигоклазовых лейст, хлоритизированной роговой обманки и биотита, магнетита, калиевого полевого шпата. Из аксессуаров отмечены апатит и циркон.

Хотя эта порода традиционно называется "кварцевый порфир", структура течения, которую можно проследить в основной массе, напоминает структуру риолитов типа "Nõhi".

Туфогенный алевролит. Обломки алевролита мягкие и очень легко крошатся. Как видно из таблицы, большинство обломков имеют примерно одинаковые размеры. Следует заметить, что они в общем округлы, а их толщина составляет 2,5–3 см. На поверхности обломков очень много пор диаметром около 1 мм и глубиной около 2 см. Средний диаметр алевролитовых частиц 6,1 мм, а коэффициент сортировки относительно высок (1,8).

Под микроскопом ориентировка структуры зерен минералов не установлена. Минеральный состав различен во фракциях разных размеров. Прозрачное и бесцветное вулканическое стекло сконцентрировано во фракции размером 4–5 мм, а фракция крупнее 4 мм состоит преимущественно из угловых зерен кварца и кислого плагиоклаза (олигоклаз-андезин). Вторичные минералы, за исключением хлорита, развиты слабо. Процесс цементации проходит не повсеместно, а процесс десегрегации алевролита – легко.

По цвету, мягкости, минералогическому составу и наличию на его поверхности покрытых окислами железа трубчатых пор этот туфогенный алевролит сходен с миоценовыми туфогенными алевролитами, которые обнажаются на континентальном склоне бухты Посьет, залив Петра Великого [9]. Поэтому мягкие туфогенные алевролиты, слагающие континентальный склон, могли бы быть

эквивалентом драгированному туфогенному алевролиту. Но из туфогенных алевролитов континентального склона были извлечены морские диатомовые, тогда как в драгированных образцах диатомовые и пыльца не были обнаружены, и в этом отношении эти два алевролита, по-видимому, трудно рассматривать как идентичные.

Результаты сейсмопрофилирования

По записям сейсмопрофилирования имеются четкие различия в структуре осадков на западном и восточном склонах хребта Богорова (рис. 4). К западу от хребта у поверхности морского дна наблюдается довольно мощный акустически непрозрачный слой, тогда как к востоку от хребта слоистость прослеживается отчетливо.

Эти различия, как и разница в глубинах, о которых говорилось выше, по-видимому, обусловлена характером процессов транспортировки и осадконакопления — отложения мутьевых потоков (турбидиты) к западу от хребта и нормальная седиментация к востоку.

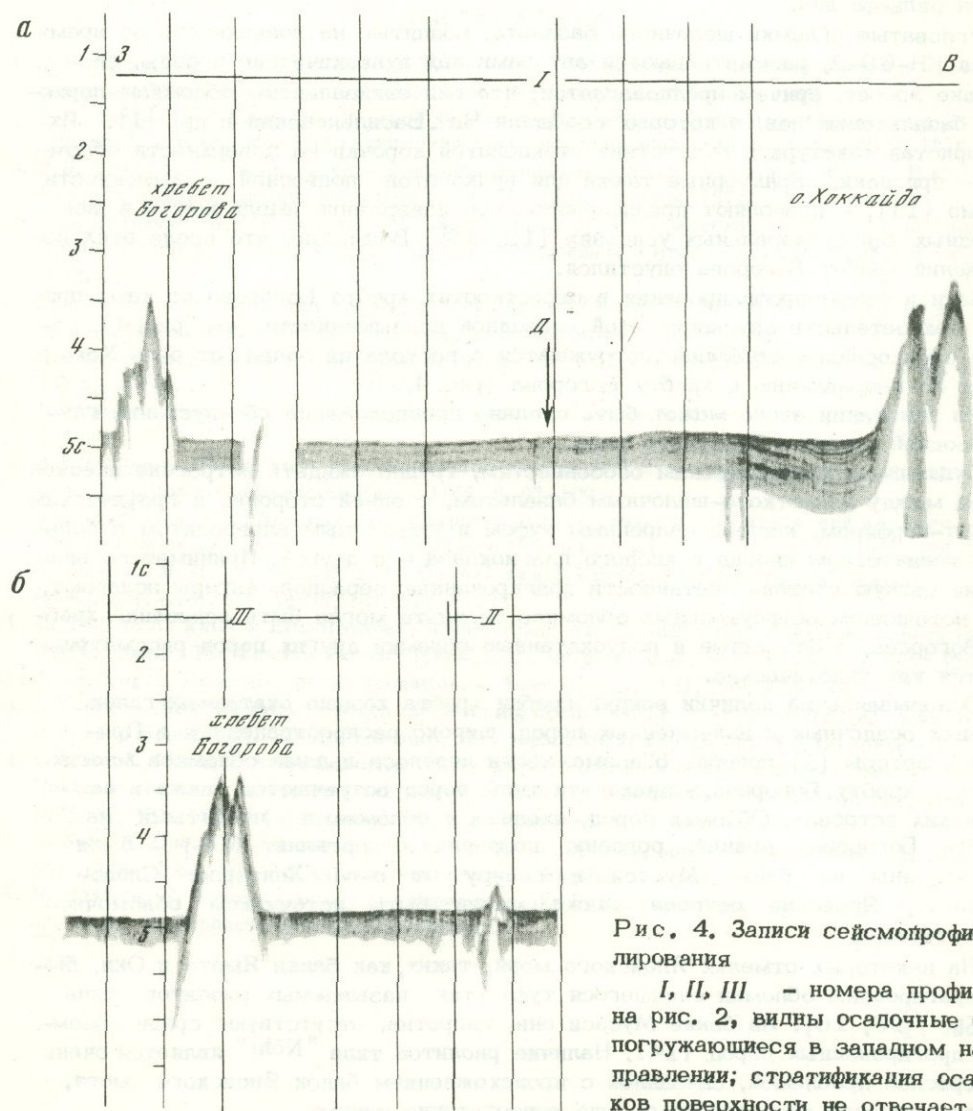


Рис. 4. Записи сейсмопрофилирования
I, II, III — номера профилей на рис. 2, видны осадочные слои, погружающиеся в западном направлении; стратификация осадков поверхности не отвечает действительной

На лентах сейсмопрофилирования также видно, что мощный акустический непрозрачный слой наблюдается на плоской площадке, где проводилось драгирование. Этот слой осадков, по-видимому, заполняет понижение в рельефе. Последнее позволяет предположить, что эта плоская терраска не является эрозионной поверхностью.

Обсуждение результатов и выводы

На подводном хребте Богорова посредством траления или драгирования [1, 10] были собраны образцы многих типов пород: базальты, графические гранит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, роговики и туфогенные алевролиты. Н.П. Васильковский и др. [1] рассматривали этот хребет как вулкан, поскольку обломки пористой базальтовой лавы, как сообщалось, были драгированы в пределах пиков этой подводной возвышенности. Вблизи поверхности хребта присутствуют высокомагнитные породы, а на дне моря вокруг южного пика залегает слой вулканического пепла мощностью в несколько сантиметров [1]. Такой же вывод может быть сделан на основании изучения рельефа дна.

Угловатые обломки щелочного базальта, поднятые на поверхность во время рейса КН-69-2, рассматриваются авторами как вулканические породы, слагающие хребет, причем предполагается, что они эквивалентны обломкам пористых базальтовых лав, о которых сообщали Н.П. Васильковский и др. [1]. Их пузыристая текстура и отсутствие стекловатой корочки на поверхности обломков — признаки, характерные также для вулкаников подводной возвышенности Эримо [11], — позволяют предположить, что извержения имели место в мелководных или субаэральных условиях [12, 13]. Возможно, что после этих извержений хребет Богорова опустился.

Записи сейсмопрофилирования в окрестностях хребта Богорова не дают прямых доказательств опускания этой подводной возвышенности (см. рис. 4), однако слою осадков отчетливо погружаются с востока на запад, от о-ва Хоккайдо по направлению к хребту Богорова (рис. 4, а).

На основании этого может быть сделано предположение об опускании глубоководной впадины Японского моря.

Судя по петрографическим особенностям, трудно ожидать петрогенетической связи между известково-щелочным базальтом, с одной стороны, и графическим гранит-порфиром, кислым сваренным туфом и туфогенным алевролитом с большим количеством кварца и кислого плагиоклаза — с другой. Принимая во внимание разную степень окатанности драгированных образцов, авторы полагают, что источником остроугольных обломков базальта могло быть основание хребта Богорова, а окатанные и полуокатанные обломки других пород рассматриваются как экзотические.

Основываясь на наличии вокруг гребня хребта хорошо окатанных галек древних осадочных и изверженных пород, широко распространенных в Приморье, авторы [1] говорят о возможности переноса льдами обломков многих пород к хребту Богорова. Однако эти типы пород встречаются также и на Японских островах. Обломки пород, сходных с обломками, поднятыми на хребте Богорова: гранит, роговик, порфирит и аргиллит [14] — были драгированы на банке Мусаси к северу от о-ва Хоккайдо. Следовательно, Японские острова также могли быть источником обломочного материала.

На некоторых отмелях Японского моря, таких, как банки Ямато и Оки, были драгированы обломки спекшегося туфа (так называемых риолитов типа "Nōhi") [15, 16]. На банке Мусаси они, напротив, отсутствуют среди обломков драгированных пород [14]. Наличие риолитов типа "Nōhi" является очень интересной проблемой, связанной с происхождением банок Японского моря, но для решения этой проблемы еще недостаточно данных.

АБСТРАКТ

Surveys of the Bogorov Seamount by echosounding, seismic profiling with airgun and dredging were carried out during KH-69-2 cruise of the R/V Hakuho-Maru of the Ocean Research Institute, University of Tokyo in 1969. In this paper the origin of the Bogorov Seamount is discussed based on our data and other informations known hitherto.

Dredged samples were as follows: two angular to subangular gravels of alkali basalt, two rounded gravels of welded tuff, one rounded gravel of graphic granite porphyry and more than ten rounded to medium gravels of tuffaceous silstone. Angular gravels of alkalis basalt dredged during KH-69-2 cruise are thought to be volcanic rocks composing the seamount. Their vesicular texture suggests its eruption occurred in shallower water or in subaerial conditions. That is, the seamount may have suffered subsidence after the eruption. Although no direct evidence of subsidence of the seamount is observed in seismic profiling records, sedimentary layer apparently dips seawards off the Hokkaido island. This may suggest the subsidence of the central part of the Japan Basin.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.П. Васильковский, И.М. Белоусов, В.М. Ковылин. Исследования Японского моря в 42-м рейсе нис "Витязь". - В кн.: Океанология, IX, вып. 2, М., "Наука", 1969.
2. П.А. Строев, В.Л. Пантелеев. Морские гравиметрические исследования в 42-м рейсе нис "Витязь". - В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. Изд-во МГУ, 1970.
3. Р.Б. Шахметов. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
4. Ю.В. Шевалдин, Б.И. Васильев, С.В. Шевалдина и др. О физических свойствах пород дна Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
5. K. Kawakami. Geomorphological and geophysical studies on the bottom of the eastern part of the Sea of Japan. - Rept. Hydrogr. Res. Japan Hydrogr. Office, 1970, 5, 1-46.
6. Ocean Research Institute, Univ. Tokyo, Preliminary report of the Hakuho-Maru cruise KH-691, 209 p., 1971.
7. D.F. Strong. Formation of the hour-glass structure in augite. - Mineral. Mag., 1969, 37, 472-479.
8. A.S. Marfunin. The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars, Cursillos y Conferencias Fasc., 1961, 8, 97-109.
9. Б.И. Васильев, Н.П. Васильковский. Открытие морских миоценовых отложений на континентальном склоне залива Петра Великого (Японское море). - ДАН СССР, 1971, 198, № 5.
10. A. Shimizu, M. Ito, T. Sato, H. Aoki. On rock samples dredged on the Bogorov Seamount (abs.). - J. Geol. Soc. Japan, 1970, 76, 75-76.
11. R. Tsuchi, N. Kuroda. Erimo (Sysoev) Seamount and its relation to the tectonic history of the Pacific Basin, The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas. - Geochemistry, 1973, 57-64.
12. J. Verhoogen. Mechanics of ash formation. - Amer. J. Sci., 1951, 249, 729-739.
13. I. Kaneoka. Relationships between the dredging depth and the vesicles of dredged rocks from the ocean floor (abs.). - Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1971, 15, 156-157 (in Japanese).
14. J. Ishii, S. Okada, I. Nomura. Studies of the marine sediments of the northwest coast of Hokkaido, Japan - Part I. On gravels dredged from the Musashi Bank. - J. Geol. Soc. Japan, 1973, 79, 325-340 (in Japanese with English abstract).
15. T. Sato, K. Ono. The submarine geology of San'in District, Southern Japan Sea. - J. Geol. Soc. Japan, 1964, 70, 434-445 (in Japanese with English abstract).
16. M. Hoshino, H. Homma. Geology of submarine banks in the Japan Sea. - Earth Sci., 1966, 82, 10-16 (in Japanese with English abstract).

О. Н. Волынец, А. В. Колосков, З. И. Пополитов,
В. М. Новиков, И. Т. Кирсанов, Г. Б. Флеров, Ю. М. Дубик

**СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИНОВ
И ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ**

Ниже излагаются результаты изучения составов оливинов и полнокристаллических включений в них в различных типах четвертичных базальтов Курило-Камчатской зоны. В работе использованы 45 общих силикатных анализов оливинов (большая часть которых выполнена по материалам авторов в Центральной химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР), 78 анализов мономинеральных проб на отдельные элементы (Mg, Fe, Ca, Cr, Ni, Co, Mn, Na, K, Rb, Li), выполненных методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО АН СССР, а также более 600 оптических определений железистых оливинов (по показателям преломления).

Вкрапленники оливина встречаются в подавляющем большинстве четвертичных базальтов Камчатки и Курил. Содержание их колеблется от долей процента до 10-12% при среднем значении около 3%. Максимальные содержания отмечаются в высокомагнезиальных базальтах. Для фенокристаллов оливинов характерны идиоморфные формы и коррозия основной массы. Слайность по (010)

Таблица 1

Состав оливинов из разных типов базальтов Камчатки и Курил

Номер по ряду	Mg	Fe	Fo	Ca
	в процентах			
1	27,05(19)	9,65(24)	86,4(34)	0,50(26)
	24,89-29,57	7,49-13,07	81,2-89,9	0,14-1,94
2	26,32(3)	11,35(3)	84,1(3)	0,42(5)
	25,49-27,55	11,27-11,42	83,7-84,7	0,32-0,53
3	24,27(14)	14,90(14)	79,2(20)	0,41(20)
	22,98-25,93	11,67-17,09	75,5-83,2	0,13-0,82
4	-	14,98(4)	-	0,31(4)
	-	14,26-15,82	-	0,24-0,36
5	-	11,01(1)	-	1,06(1)
6	24,54(1)	15,16(2)	78,1(1)	0,20(2)
	-	14,56-15,78	-	0,14-0,25
7	-	14,44(1)	78(1)	0,32(1)
	-	-	-	-
8	20,17(3)	20,17(3)	69,6(3)	0,96(3)
	19,61-20,68	19,95-20,45	69,2-70,4	0,41-1,61

и (001) иногда проявлена в наиболее магнезиальных оливинах вкрапленников и особенно во включениях.

Судя по результатам определений показателей преломления оливинов, содержание форстеритовой молекулы в них колеблется от Fo₆₀ до Fo₁₀₀. При этом заметные колебания в содержании Fo (до 15-20%) могут наблюдаться для оливинов из одного образца. Оливины вкрапленников обычно зональны с повышением содержания молекул фаялита Fa на 5-6% в краевых зонах по отношению к центральному. Вариации средних составов оливинов для различных типов базальтов, полученные на основе аналитических определений мономинеральных проб, несколько более узкие Fo₆₉-Fo₉₀ (табл. 1). Анализ табл. 1 показывает, что средние составы оливинов из различных типов базальтов отличаются по железистости. В порядке возрастания железистости оливинов намечается следующий ряд базальтов: магнезиальные Камчатки (XFa=9,65%); известково-щелочные Камчатки и магнезиальные Курил (XFa=11,35÷11,01%); низкокалиевые Камчатки и Курил; субщелочные Камчатки и известково-щелочные Курил (XFa=14,44÷15,16%); субщелочные Курил (XFa=20,17%). Однако вариации содержаний форстерита в оливинах каждого типа базальтов довольно широки и для разных типов перекрываются. В связи с этим магнезиальность оливинов близких по химизму базальтов разных вулканов может отличаться, а разных по химизму базальтов одного вулкана быть сходной. Так оливины из магнезиальных базальтов вулкана Горелый содержат Fo_{81,5}, а из аналогичных базальтов вулкана Шивелуч - Fo_{89,5}. Напротив, оливины глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана характеризуются близкими содержаниями Fo_{84,1-85,8}.

Оливины полнокристаллических включений также неодинаковы по магнезиальности (табл. 2). Четко выделяются две группы: высокомагнезиальные оливины ультраосновных бесполовошпатовых включений (оливинитов, гардбургитов, лерцолитов) - XFo = 90,8% и значительно более железистые оливины плагиоклазсодержащих включений алливалитов, троктолитов - XFo = 75,3% (Курилы), XFo = 78,2% (Камчатка). Первые близки по составу к оливинам альпинотипных гипербазитов Камчатки (XFo = 92,0%) и некоторых магнезиальных базальтов (например, вулкана Шивелуч, где XFo = 89,5%), вторые - к оливинам низкокалиевых базальтов Камчатки и Курил, в ассоциации с которыми они обычно встречаются.

	Ni	Co	Cr	Mn	Al
	в гаммах				
	1620(26)	213(26)	511(26)	0,13(17)	0,58(10)
	890-2310	150-250	130-1000	0,10-0,19	0-1,59
	1240(6)	217(7)	341(7)	0,22(3)	0,30(2)
	800-1550	100-270	140-710	0,16-0,26	0,31-0,28
	617(13)	245(13)	81(12)	0,21(14)	0,25(4)
	230-1000	210-270	10-190	0,18-0,24	0-0,52
	720(4)	245(4)	192(4)	0,27(4)	-
	540-1000	230-260	140-310	0,22-0,33	-
	1360(1)	180(1)	600(1)	0,21(1)	-
	780(2)	270(2)	90(2)	0,26(2)	-
	0,14-0,25	250-290	60-120	0,24-0,28	-
	390(2)	240(1)	160(1)	0,24(1)	-
	280-500	-	-	-	-
	290(2)	270(2)	140(2)	0,35(2)	0,67(1)
	190-390	250-290	140-140	0,34-0,36	-

Таблица 1 (окончание)

Номер по порядку	Ti	Na	K
	в процентах		
1	0,064(8) 0,0-0,12	0,054(5) 0,01-0,12	0,046(5) 0,026-0,071
2	0,54(2) 0-0,108	-	-
3	0,06(7) 0-0,16	0,076(7) 0,05-0,12	0,057(7) 0,023-0,100
4	-	0,13(2) 0,13-0,13	0,117(2) 0,125-0,120
5	-	0,13(1)	0,150(1)
6	-	0,13(1)	0,045(1)
7	-	0,09(1)	0,100(1)
8	0,06(1)	-	-

Примечание. 1 - 4 - базальты Камчатки: 1 - магнезиальные известково-щелочные и субщелочные (типа оливиновых толеитов), 2 - глиноземистые известково-щелочные (базальты с умеренным содержанием К), 3 - глиноземистые низкокальциевые (типа островных толеитов), 4 - глиноземистые субщелочные; 5-8 - базальты Курил: 5 - магнезиальные известково-щелочные, 6 - глиноземистые известково-щелочные (с умеренным содержанием К), 7 - глинозе-

В целом магнезиальность оливинов зависит от магнезиальности вмещающих их пород. Наглядное представление об этом дает рис. 1. Несмотря на широкий разброс фигуративных точек, отвечающих оливинам вкрапленников в базальтах, они располагаются полосой так, что с увеличением магнезиальности вмещающих пород в среднем магнезиальность оливинов также возрастает. Подобная закономерность наблюдается для оливинов ультраосновных бесполовошпатовых включений и интрузивных пород. Напротив, в случае оливин-плагноклазовых включений с ростом магнезиальности породы магнезиальность оливинов не возрастает и, может быть, даже несколько уменьшается.

Из рис. 1 видно, что при одной и той же магнезиальности пород оливины вкрапленников эффузивов отличаются большим содержанием Fo, чем оливины интрузивных пород. Поля фигуративных точек "вулканических" и "плутонических" оливинов четко разделены. Таким образом, "вулканические" оливины заметно более неравновесны по отношению к химическому составу пород, чем "плутонические". Подобная закономерность была отмечена ранее О.Н. Вольным и А.В. Колосковым [14] для плагноклазов из пород разных фаций глубинности на основе анализа соотношений модалных и нормативных составов этого минерала. При этом сходная степень равновесности плагноклазов вулканитов и субвулканитов интрузий и закономерное возрастание равновесности плагноклазов по мере увеличения глубины становления интрузивных пород позволили этим авторам прийти к выводу о приповерхностном уровне кристаллизации "вулканических" плагноклазов. По-видимому, такой же вывод можно сделать и в отношении уровня кристаллизации "вулканических" оливинов. Подтверждением этому может служить тот факт, что в поле "вулканических" оливинов располагаются фигуративные точки оливинов каменного литья, кристаллизовавшихся при атмосферном давлении.

Различающиеся по магнезиальности оливины характеризуются также разными концентрациями малых элементов - Ni, Co, Mn и др. (см. табл. 1, 2). При этом наблюдается прямая корреляция между содержанием форстеритовой молекулы Fo в оливинах и содержанием Ni и обратная между Fo, с одной стороны, и Mn и Co - с другой (рис. 2). Наличие подобной зависимости неоднократно отмечалось ранее [15].

Pb	Li	Ni/Co	K/Rb
в гаммах			
0,98(5) 0,54-1,57	3,3(5) 0,6-6,2	7,6	470
-	-	-	-
1,23(7) 0,57-1,70	1,4(5) 1,0-2,3	2,5	460
3,35(3) 2,4-4,3	4,4(2) 2,9-6,0	2,9	350
2,0(1)	3,7(1)	7,6	750
1,3(1)	2,3(1)	2,9	350
1,35(1)	1,5(1)	1,6	740
-	-	1,1	-

мистые низкокальциевые (типа островных толеитов), 8 - глиноземистые субщелочные. Использована типизация базальтов Камчатки, рассматриваемая в статье Л.Л. Леоновой и др. [1]. При составлении таблицы помимо материалов авторов приведены силикатные анализы оливинов из базальтов по [2, 3]. В первой строке каждого номера даны средние значения, вторая строка - интервалы значений содержания элементов (в скобках - число анализов).

На корреляционной диаграмме Fo-Cr выделяются две резко обособленные группы фигуративных точек: первая, соответствующая оливинам низкокальциевых базальтов Камчатки, глиноземистых известково-щелочных и субщелочных базальтов Курил и оливинам анортитсодержащих включений, и вторая, соответствующая оливинам магнезиальных и глиноземистых известково-щелочных базальтов Камчатки, перидотитовых включений в них и камчатских гипербазитов. Для оливинов первой группы отсутствует корреляция между Fo и Cr, для

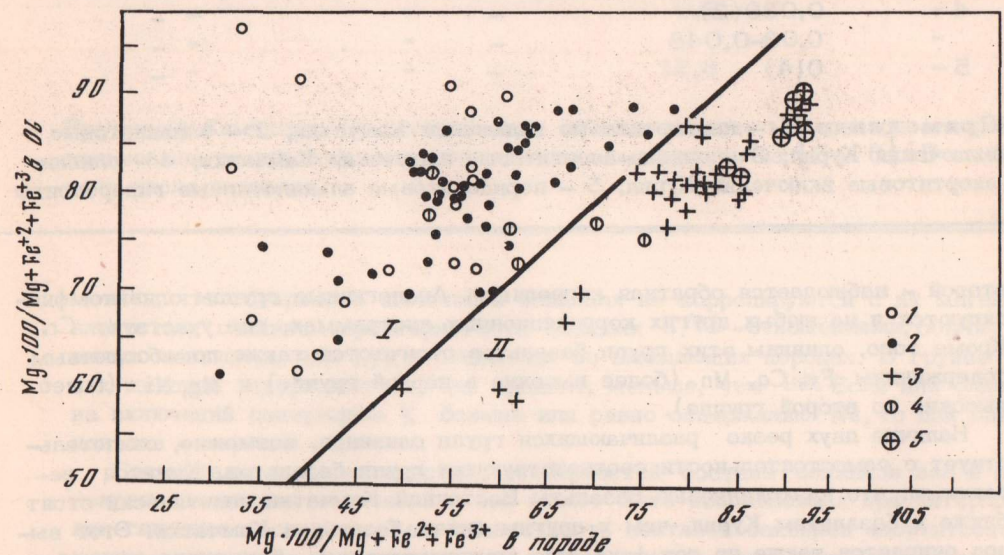


Рис. 1. Соотношение между магнезиальностью оливинов и вмещающих пород 1 - каменное литье и петругигические шлаки, 2 - базальты, 3 - интрузивные породы (гипербазиты и габбро), 4 - оливин-анортитовые включения, 5 - ультраосновные включения; I - поле "вулканических" оливинов, II - поле "плутонических" оливинов. Кроме материалов авторов при построении диаграммы использованы литературные данные [3, 5-13]

Таблица 2

Состав оливинов из разных типов включений в базальтах Камчатки и Курил,

Номер по порядку	Mg	Fe	Fo	Ca
	в процентах			
1	29,48(13) 28,19-30,73	6,89(13) 5,55-8,15	90,8(13) 89,2-92,6	0,28(14) 0-0,52
2	-	-	-	0,18(1)
3	23,94(23) 22,21-26,5	15,33(23)	78,2(23) 75,0-82,3	0,52(25) 0,12-1,00
4	23,16(3) 22,39-23,75	17,58(3) 16,67-18,33	75,3(3) 73,1-76,8	0,15(3) 0,00-0,27
5	29,94(8) 29,25-30,53	6,65(8) 5,98-7,31	91,2(8) 90,4-92,17	0,32(8) 0,19-0,46

Таблица 2 (окончание)

Номер по порядку	Ti	Na	K
	в процентах		
1	0,009(8) 0,0-0,048	0,04(1)	0,062(1)
2	-	0,03(1)	0,057(1)
3	0,092(14) 0,0-0,22	0,037(2) 0,035-0,040	0,037(2) 0,033-0,042
4	0,039(2) 0,03-0,048	-	-
5	0(4)	-	-

Примечание. 1 - перидотитовые включения Камчатки; 2 - оливинитовые включения Курил; 3 - оливин-анортитовые включения Камчатки; 4 - оливин-анортитовые включения Курил; 5 - перидотитовые альпинотипные гипербазиты

второй - наблюдается обратная корреляция. Аналогичные группы оливинов фиксируются и на любых других корреляционных диаграммах, где участвует Cr. Кроме того, оливины этих групп базальтов отличаются также по абсолютным содержаниям Fe, Co, Mn (более высокие в первой группе) и Mg, Ni (более высокие во второй группе).

Наличие двух резко различающихся групп оливинов, возможно, свидетельствует о самостоятельности соответствующих групп базальтов. Кажется вероятным, что низкокалиевые базальты Восточной Камчатки генетически стоят ближе к базальтам Курил, чем к другим типам базальтов Камчатки. Этот вывод опирается также на тот факт, что химизм оливинов согласуется с особенностями химизма вмещающих пород. Ранее это было показано на примере корреляции магнезиальности оливинов и вмещающих их пород. В отношении малых элементов подобная зависимость может быть проиллюстрирована на примере Ni/Co-отношений (табл. 3).

Наряду с элементами группы железа в оливинах также определялись содержания щелочей. Данные по ним являются предварительными, однако можно за-

а также из альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки

	Ni	Co	Cr	Mn	Al
	в гаммах				
	2141(6) 1410-2570	202(6) 180-230	215(6) 120-140	0,11(11) 0,04-0,18	0,188(8) 0-0,48
	190(1) 415(10)	1900(1) 259(10)	150(1) 52(10)	0,15(1) 0,24(19)	- 0,31(15)
	230-680 240(1)	240-280 270(1)	20-150 45(2)	0,19-0,31 0,24(2)	0,0-1,02 0,48(2)
	-	-	30-60	0,23-0,25	0,20-0,77
	2610(4) 2510-2660	207(4) 190-220	125(4) 50-240	0,09(5) 0,08-0,09	0(4) -

	Rb	Li	Ni/Co	K/Rb
	в гаммах			
	1,2(1)	1,4(1)	106	520
	0,87(1) 1,35(2)	1,5(1) 2,4(1)	100 1,6	650 270
	1,3-1,4	1,1-3,7		
	-	-	0,9	-
	-	-		
	-	-	12,6	-

Восточной Камчатки. При составлении таблицы помимо материалов авторов использованы результаты силикатных анализов оливинов из [3 - 6]. В скобках дано число анализов.

метить, что содержания щелочей в оливинах не коррелируются с их магнезиальностью, оливины характеризуются низкими K/Rb-отношениями, обычно заметно меньшими, чем K/Rb-отношения во вмещающих породах. В группе редких щелочей содержание Li, как правило, меньше, чем Rb. Если для оливинов из включений содержание K больше или равно содержанию Na, то для оливинов лав - картина обратная.

Сравнительная характеристика особенностей состава оливинов лав и полнокристаллических включений в них может быть использована при интерпретации генезиса последних. Так, идентичность составов оливинов анортитсодержащих включений и вмещающих их низкокалиевых базальтов свидетельствует о родстве этих образований. Составы оливинов из ультраосновных включений в целом близки к таковым из альпинотипных гипербазитов Камчатки. Включения этого типа вполне могут быть ксенолитами этих гипербазитов. В пользу этого свидетельствует ассоциация ультраосновных включений с ксенолитами метаморфических пород фундамента, которые в ряде районов Камчатки являются вмещающими для подобных интрузий.

Сравнение полученных данных по оливинам магматических пород Курило-Камчатской зоны с данными по другим регионам позволяет рассмотреть вопрос о региональной геохимической специфике этого минерала. Как показал анализ материалов, наиболее информативными в этом отношении являются Ni, Co и Ca (рис. 3). При сравнении использованы данные по составам оливинов из пород разных фаций глубинности и возраста трех регионов: Японии [16], Гавайских островов [15, 17] и Шотландии [15].

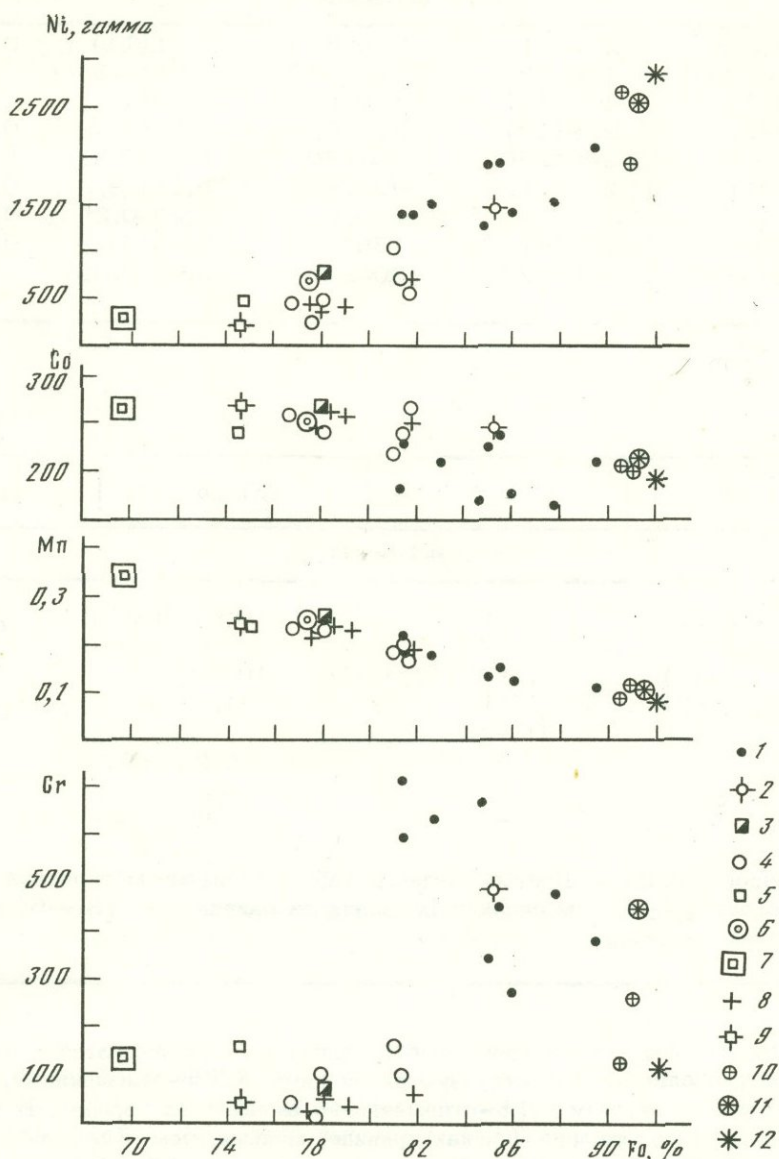


Рис. 2. Зависимость содержаний Ni, Co, Mn, Cr от содержания форстерита Fo в оливинах из различных типов пород Курило-Камчатской зоны

Базальты: 1 - магнезиальные (Камчатка); 2, 3 - глиноземистые известково-щелочные (2 - Камчатка, 3 - Курилы); 4, 5 - глиноземистые низкокальциевые (4 - Камчатка, 5 - Курилы); 6, 7 - глиноземистые субщелочные (6 - Камчатка, 7 - Курилы). Включения: 8, 9 - оливин-анортитовые (8 - Камчатка, 9 - Курилы); 10 - ультраосновные бесполовошпатовые (Камчатка); 11 - меймечиты (Камчатка); 12 - гипербазиты (Камчатка). Каждая точка соответствует среднему составу оливинов из базальтов и их включений для одного вулкана или одной интрузии

Таблица 3

Ni/Co-отношения в валовых составах базальтов и в оливинах из них

Тип базальтов	Валовой состав	Оливин
Магнезиальные базальты Камчатки	2,7	7,6
Глиноземистые известково-щелочные базальты Камчатки	1,4	5,7
Глиноземистые низкокальциевые базальты Камчатки	0,7	2,5
Глиноземистые субщелочные базальты Курил	0,5	1,1
Оливин-анортитовые включения в базальтах Камчатки	0,7	1,6
Ультраосновные включения в базальтах Камчатки	12,4	10,6
Альпийнотипные гипербазиты Камчатки	15,5	12,6

Как видно на диаграмме $Fe-Ni$ (см. рис. 3), оливины из разных регионов при сходных значениях Fe отличаются содержаниями Ni : максимальными - для Шотландии, промежуточными - для Гавайских островов и минимальными - для Камчатки, Курил и Японии. Эта закономерность прослеживается в равной степени для оливинов из лав, включений и интрузий. Любопытно совпадение полей фигуративных точек для Камчатки, Курил и Японии и смещение их для других регионов. Однако по содержанию Co оливины магматических пород Японии заметно отличаются от камчатских и курильских. По содержанию Ca оливины магматических пород Камчатки и Курил резко отличаются от оливинов других регионов (см. рис. 3). При значениях Fe_{70-90} оливины Японии, Гавайских островов и Шотландии содержат, как правило, менее, а Камчатки и Курил - более 0,25% Ca . При $Fe_{>90}$ оливины из некоторых гипербазитов Камчатки содержат менее 0,25% Ca , а для некоторых японских гипербазитов они характеризуются резко завышенным содержанием этого элемента. При $Fe_{<70}$ отмечается повышение роли Ca для некоторых шотландских оливинов, а также резко завышенное содержание Ca в субщелочных базальтах Курил.

Обобщая большой фактический материал по содержанию Ca в оливинах из различных магматических пород, Т.Симкин и Дж.Смит [15] предлагают проводить границу между "вулканическими" и "плутоническими" оливинами по значению Ca в них 0,1%, а основным фактором, определяющим степень вхождения Ca в решетку оливина, считают давление. Что касается рассматриваемых интрузивных пород, то содержание Ca во всех оливинах камчатских и японских гипербазитов выше 0,1%, а распределение этого элемента в оливинах лав, в первую очередь, определяется фактором региональной приуроченности. Региональная специализация "плутонических" оливинов в отношении Ca обнаруживается на примере высококальциевых оливинов в гипербазитах хребта Пекульней на Чукотке [18], а также в массиве Комори в Японии [19]. Что касается границы между "вулканическими" и "плутоническими" оливинами, то она отчетливо прослеживается при корреляции магнезиальности оливинов и вмещающих их пород (см. рис. 1).

Таким образом, содержание того или иного малого элемента в оливинах является не только функцией его состава (магнезиальности), но и зависит от регионального положения оливинсодержащих пород. Весьма важной особенностью является также сквозной характер региональной геохимической специфики на Ni , Co и Ca оливинов из различных типов базальтов, а также пород разных фаций глубинности (эффузивных, интрузивных, полнокристаллических включений в базальтах) и возраста. Последнее исключает возможность объяснения региональной геохимической специфики оливинов степенью консолидации региона, типом коры и характером геологических структур. По-видимому, причины региональной геохимической специфики оливинов следует искать в региональной

Ni, ppm

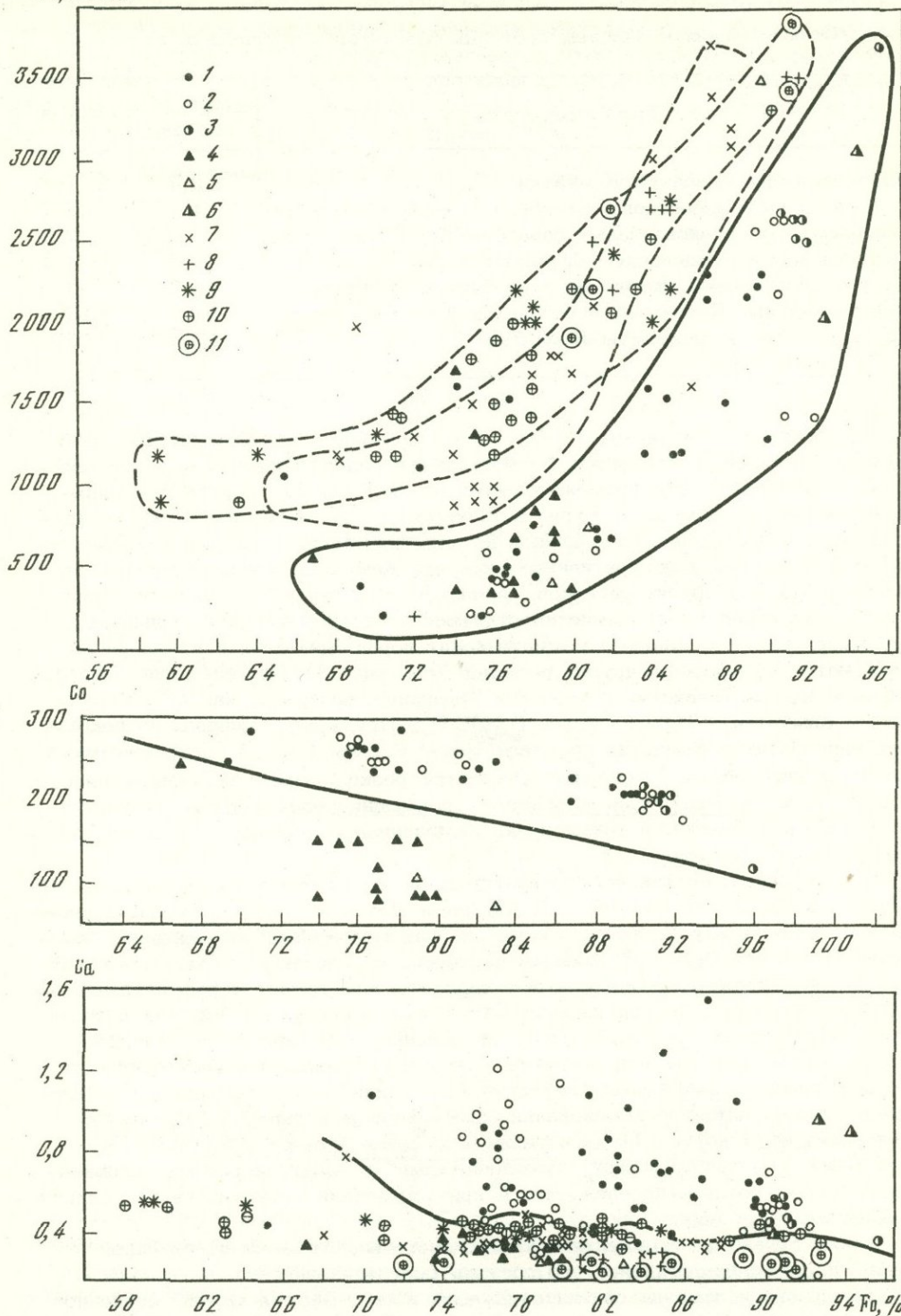


Рис. 3. Зависимость содержаний Ni, Co, Ca от содержания форстерита Fo в оливинах из магматических пород различных регионов

Камчатка и Курилы: 1 - базальты; 2 - включения в базальтах; 3 - гипербазиты; Япония: 4 - базальты; 5 - включения в базальтах; 6 - гипербазиты; Гавайские острова: 7 - базальты; 8 - включения в базальтах; Шотландия: 9 - базальты; 10 - гипабиссальные интрузии, 11 - абиссальные интрузии

геохимической специализации соответствующих магматических расплавов. В свою очередь, эта специализация определяется особенностями состава мантийного субстрата или условиями выплавки из него.

ABSTRACT

Olivine compositions from principal basalt types and associated inclusions of Kamchatka and Kurile Islands have been studied. The paper is based on results of 45 complete silicate analyses of olivines and 78 partial analyses (Mg, Fe, Ca, Mn, Co, Na, K, Rb, Li and Cr) carried out by the method of atomic absorption.

The regional geochemical peculiarities of olivines as to Ni, Co and Ca contents are traced in different basalt types as well as in rocks of different facies of depths and ages. The latter rules out the possibility of explanation of the peculiarities by the degree of consolidation of the region, by the type of the Earth's crust and by the character of geological structures.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Л. Леонова, О.Н. Волюнец и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
2. Ф.Ш. Кутыев, Э.Н. Эрлих. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов. — Бюлл. вулканол. станций, 1973, № 49.
3. С.А. Щека, В.Г. Сазно, Ж.А. Макарова, Е.А. Логовская. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивных породах Авачинской группы. — В кн: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
4. С.А. Щека, Ю.С. Чудакова, Г.И. Кувакин. Об анортитовых включениях вулкана Кихпиньч (Камчатка). — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
5. Г.Е. Боговлянская, Э.Н. Эрлих. Полевощпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. — В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., "Наука", 1969.
6. В.М. Дуничев. Обломки алливалитового состава в туфах вулкана Менделеева и их происхождение. — Геол. и геофиз., 1972, № 8.
7. Г.А. Ракин. О неравноценности двухвалентных магния и железа при образовании оливинов из силикатных расплавов. — Зап. ВМО, 1965, XCIV, вып. 2.
8. Д.Х. Грин, А.Е. Рингвуд. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород — по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
9. Л. Уйджер, Г. Браун. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
10. С.А. Щека, Р.А. Октябрьский, А.А. Вржосек, Г.Н. Старков. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
11. А.П. Кривенко. Особенности строения и некоторые вопросы генезиса габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл в Кузнецком Ала-Тау. — В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971.
12. С.С. Зимин. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., "Наука". 1973.
13. Г.Н. Старков. Кортландиты Южной Камчатки. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока, 1973.
14. О.Н. Волюнец, А.В. Колосков. Некоторые петрологические критерии фаций глубинности магматических образований. — Сов. геол., 1973, № 5.
15. Т. Simikin, J.V. Smith. Minor elements distribution in olivine. — J. Geol., 1970, 78, N 3.
16. S. Iida, H. Kuno, K. Yamasaki. Trace elements in minerals and rocks of the Izu-Hakone region, Japan. Part 1. Olivine. — Nagoya Univ. J. Earth Sci., 1961, 9, 1-13.
17. T. A. Näkli, T. L. Wright. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31, N 5.
18. В.В. Велицкий, Л.В. Алафонов. О находке кальцийсодержащих оливинов в гипербазитах хребта Пекульней на Чукотке. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972.
19. Y. Kuroda, S. Shimoda. Olivine with well-developed cleavages — its geological and mineralogical meanings. — J. Geol. Soc. Japan, 1967, 73, N 8, 377-388.

О. Н. Волюнец, Г. Е. Богоявленская

ТИПЫ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВАХ КАМЧАТКИ

Гранитоидные включения в четвертичных лавах отмечены на многих вулканах Восточной Камчатки (Узон, Большой Семячик, Малый Семячик, Карымский, Академии наук, Дзензур, Купол, Корякский, Мутновский, Ходутка, Ксудач, Ильинский и др.) и вулканах южной части Срединного хребта (Хангар, Ичинский). Однако такие включения до сих пор не известны на вулканах Центральной Камчатской депрессии и вулканах северной части Срединного хребта (рис. 1).

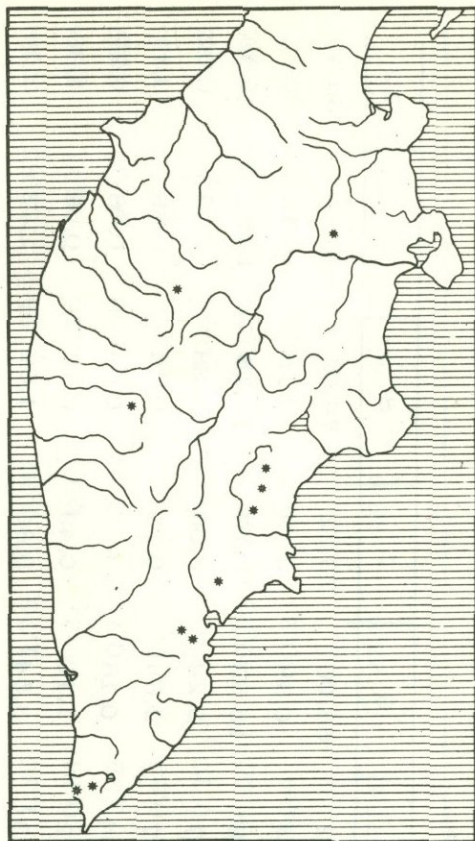
Включения гранитоидов встречаются в связи с различными типами вулканических построек: они известны на стратовулканах (Корякский), в шлаковых конусах (Мутновский), в лавовых потоках ареальных вулканов (Дзензур), экструзивных куполах (Хангар), однако чаще всего они приурочены к пемзово-пирокластическим отложениям, связанным с образованием кальдер и воронок взрыва (Узон, Гейзерная, Большой Семячик, Малый Семячик, Карымский, Ксудач и др.). В "ксенолитосодержащих" горизонтах пемзово-пирокластических отложений включения гранитоидов обычно весьма обильны и могут быть встречены практически в любом обнажении, где эти горизонты вскрываются. Во всех остальных случаях, за редким исключением (как, например, в экструзии на вулкане Хангар), гранитоидные включения являются весьма экзотическими образованиями.

Взяв за основу количественный признак — частоту встречаемости включений в породах, рассмотрим отдельно две группы включений: включения в пемзово-пирокластических отложениях и экзотические включения в лавах и шлаках.

Гранитоидные включения в пемзово-пирокластических отложениях слабо связаны с вмещающими их породами, легко извлекаются из них и обычно встречаются в виде отдельных глыб в руслах водотоков, размывающих эти отложения. Нередко включения имеют вид вулканических бомб типа хлебной корки, с характерной для подобных бомб трещиноватой поверхностью. Форма включений чаще угловатая, чем округлая. Размеры от нескольких сантиметров до 0,3–0,5 м в поперечнике. Обычно включения довольно пористые и трещиноватые. Пористость особенно характерна для включений, подвергшихся интенсивному пирометаморфическому воздействию.

Состав гранитоидных включений, наблюдающихся в пределах одного обнажения, может меняться в довольно широких пределах (например, от диоритов до гранитов, как это отмечено на вулкане Карымском). Нередко в пределах одной глыбы-включения можно видеть различные по составу породы, контактирующие по резкой границе. Несмотря на довольно пестрый набор включений, в каждом конкретном случае преобладают разности определенного состава. Состав этих преобладающих типов включений довольно отчетливо коррелируется с составом вмещающих пород (табл. 1). Так, в андезитовой пирокластике вулкана Малый Семячик ($\text{SiO}_2 = 59\text{--}60\%$) гранитоидные включения имеют преимущественно состав кварцевого диорита ($\text{SiO}_2 = 58\text{--}63\%$). В дацитовых пемзах вулканов Академии наук и Карымского ($\text{SiO}_2 = 63\text{--}69\%$) включения

Рис. 1. Действующие вулканы Камчатки, на которых обнаружены гранитоидные включения



имеют преимущественно гранодиоритовый и адамелитовый состав, хотя в целом содержание SiO_2 во включениях колеблется от 61 до 73% [1,2].

По структурным особенностям среди гранитоидных включений в пирокластике могут быть выделены следующие различия:

породы с широким набором микропегматитовых и микрографических сростков (граниты, адамелиты, некоторые гранодиориты, кварцевые диориты);

породы с гипидиоморфнозернистой структурой (некоторые гранодиориты, кварцевые диориты, а также диориты);

породы с субафитозой и пилотакситовой структурой (диориты).

Гранитоидные включения с различными типами структур, как правило, встречаются в пределах одного обнажения. Для всех типов пород характерны более или менее отчетливая порфировидность, причем роль порфировых выделений играет главным образом плагиоклаз. Основная масса пород имеет средне- или мелкозернистую структуру, причем более основные различия обычно характеризуются меньшими размерами зерен основной массы.

Общей особенностью гранитоидных включений в пирокластике является непрерывная зональность полевых шпатов. Особенно наглядно проявлена она в наиболее кислых разновидностях пород с микропегматитовой структурой основной массы. Состав полевых шпатов в этих породах практически непрерывно изменяется от андезина и даже лабрадора в ядрах кристаллов плагиоклаза через калиевый (?) олигоклаз по периферии зерен до типичного щелочного K-Na -полевого шпата (анортотлаза ?) в микропегматитовых сростках основной массы. Ядра плагиоклаза здесь отчетливо выделяются в окружающей их бесформенной мантии. Зональность в ядрах осциллярная или прямая. Переход от краевых зон ядер к периферической мантии постепенный. Олигоклазовая мантия нередко прорастается неправильными зернами кварца и, в свою очередь, постепенно переходит в щелочной полевой шпат микропегматита.

Это непрерывное изменение состава полевых шпатов отчетливо фиксируется по значению угла оптических осей. Андезин ядер имеет $(-)\ 2V = 70-80^\circ$, олигоклаз промежуточных зон - $58-62^\circ$, олигоклаз мантии - $45-57^\circ$, анортотлаз микропегматитовых сростков - $35-43^\circ$. Самостоятельные зерна щелочного полевого шпата, наблюдающиеся в этих породах, а также в породах с гипидиоморфнозернистой структурой, по величине угла оптических осей аналогичны щелочному полевоому шпату из микропегматита. Состав плагиоклаза мантии и его значения $(-)\ 2V$ в адамелитах и гранодиоритах с гипидиоморфнозернистой структурой также лежат в указанных выше пределах. В кварцевых диоритах и диоритах плагиоклаз мантии может быть несколько более основным - An_{25-35} .

Судя по знаку и величине оптических осей [5], все полевые шпаты относятся к высокотемпературной модификации. Вариации составов плагиоклазов в отдельных петрографических разновидностях пород обычно лежат в пределах An_{35-40} .

Таблица 1

Химические анализы гранитоидных включений и вмещающих пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	66,16	61,04	65,62	69,18	72,52	66,06	73,22	74,02	75,04	66,46
TiO ₂	-	1,34	0,76	0,72	0,64	0,68	0,39	0,16	0,10	0,92
Al ₂ O ₃	-	16,80	15,89	15,15	13,49	15,55	12,16	13,15	12,53	15,19
Fe ₂ O ₃	-	2,51	3,70	2,51	3,17	2,24	3,00	1,38	1,33	0,62
FeO	-	2,59	0,92	0,93	0,47	2,64	0,19	0,80	0,69	3,11
MnO	-	0,27	0,11	0,08	0,04	0,16	-	0,09	0,08	0,27
MgO	-	2,54	1,51	1,20	1,12	1,10	0,49	0,19	0,09	1,36
CaO	-	5,40	4,18	3,03	2,23	3,54	0,80	1,62	1,03	3,74
Na ₂ O	-	4,35	4,06	3,93	3,61	4,69	4,25	4,10	4,10	5,31
K ₂ O	-	2,40	1,96	2,02	3,06	2,09	3,47	2,85	3,16	1,92
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	0,58	0,28	-	-	0,06
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	0,66	0,73	1,12	1,10	0,34
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,20	0,34	0,06	0,07	0,26
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	-	-	-	-	-	100,19	99,32	99,54	99,32	99,76
Нормативный состав Pl (% An)	-	-	-	-	-	-	9,3	18	12	20,5
Модальный состав Pl (% An)	-	-	-	-	-	-	30,5	-	-	33,5

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	59,54	60,50	63,23	57,96	56,26	70,12	65,54	56,94	71,79	62,29
TiO ₂	0,12	0,90	0,66	1,01	0,98	0,73	0,43	0,50	0,16	0,57
Al ₂ O ₃	16,48	15,56	15,60	16,89	15,85	15,19	16,18	19,42	14,67	18,37
Fe ₂ O ₃	7,35	5,66	4,60	6,06	2,81	1,23	3,95	5,35	1,58	3,62
FeO	0,54	2,24	1,21	-	7,43	1,58	0,14	0,14	0,17	0,46
MnO	0,21	0,22	0,11	-	0,21	0,20	0,02	0,02	0,01	0,15
MgO	2,12	2,42	2,30	4,33	3,32	0,93	1,52	3,01	0,80	1,65
CaO	5,87	5,68	5,57	7,31	7,51	2,91	3,39	7,03	3,48	4,25
Na ₂ O	3,90	3,96	3,99	3,61	3,33	3,76	4,78	4,78	4,33	4,54
K ₂ O	1,28	1,38	2,06	1,11	1,30	1,75	2,57	1,58	2,85	1,89
H ₂ O ⁻	0,28	0,20	0,18	-	0,14	0,22	0,14	0,20	0,33	0,84
H ₂ O ⁺	0,72	0,63	0,32	-	0,39	0,74	0,30	0,58	0,00	0,87
P ₂ O ₅	0,16	0,35	0,30	0,34	0,83	0,17	0,33	0,40	0,32	0,25
CO ₂	1,12	0,75	0,31	-	0,20	-	0,45	0,55	0,13	0,15
Сумма	99,79	100,45	100,44	99,95	100,06	99,53	100,37	100,50	100,62	99,90
Нормативный состав PI(% An)	40,3	35,7	33,7	45,3	45,4	30,2	28,2	38,4	23,8	33,9
Модальный состав PI(% An)	-	-	46,0	48,8	77,6	40,9	48,3	41,6	-	-

Таблица 1 (окончание)

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	68,01	66,55	65,55	51,82	62,88	55,56	60,02	64,20	74,61	74,71
TiO ₂	0,39	0,43	0,46	0,78	0,39	1,12	0,80	0,66	0,21	0,25
Al ₂ O ₃	15,46	15,86	15,66	18,36	17,67	17,23	16,73	15,57	13,37	12,83
Fe ₂ O ₃	3,72	1,22	2,05	5,07	0,72	1,89	2,37	2,20	1,62	0,73
FeC	0,16	2,04	1,96	4,05	2,36	5,69	3,72	2,67	0,72	1,44
MnO	0,07	0,08	0,07	0,21	0,06	0,18	0,13	0,12	0,06	0,06
MgO	1,27	1,80	2,22	7,00	1,28	5,76	3,40	2,38	0,22	0,22
CaO	4,66	3,06	3,25	9,00	4,54	7,83	6,39	4,98	1,82	2,02
Na ₂ O	4,19	4,25	4,81	2,12	4,94	3,84	3,91	3,81	4,66	4,32
K ₂ O	1,61	2,22	2,48	1,51	1,80	1,13	1,49	1,73	2,14	2,47
H ₂ O ⁻	0,19	0,40	0,15	0,10	0,56	0,00	0,14	0,42	0,26	0,62
H ₂ O ⁺	0,30	1,38	0,35	0,50	2,13	0,14	0,31	1,00		
P ₂ O ₅	0,25	0,29	0,25	0,09	0,14	0,23	0,10	0,17	0,02	0,02
CO ₂	0,25	0,55	0,55	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,53	100,13	99,81	100,70	99,47	100,16	99,51	99,91	99,71	99,69
Нормативный состав Pl (% An)	32,7	-	24,1	64	31,9	43,7	40,3	37,6	-	-
Модальный состав Pl (% An)	36,1	-	-	-	37,6	59,1	-	-	-	-

Примечание к таблице 1. *Вулканы Карымской группы* (Карымский, Академии наук, Однобойкий): 1 - пемза, вмещающая включения; 2 - диорит; 3 - гранодиорит (среднее из трех анализов); 4 - адамелит (среднее из трех анализов); 5 - гранит (среднее из пяти анализов). *Кальдера Узок*: 6 - агломератовый туф, вмещающий включения; 7 - частично плавленый микропегматитовый гранит; 8 - стекло из гранита начальной стадии плавления; 9 - стекло из интенсивно плавленного гранита; 10 - гранодиорит без следов плавления. *Вулкан Малый Семячик*: 11 - андезит, обломок из агломератового туфа, вмещающего включения; 12 - кварцевый диорит; 13 - гранодиорит; 14 - частично плавленый диорит; 15 - андезитобазальт из бомбы, вмещающей включения (образец 16); 16 - адамелит, переплавленный в пемзу (включение в образец 15). *Кальдера Хангар*: 17 - дацит, вмещающий включения; 18 - частично плавленый диорит (включение в образец 17); 19 - стекло из образца 18; 20, 21 - перекристаллизованный гранодиорит (включение в образец 17) (20 - внешняя зона включения, 21 - центральная зона включения); 22 пемза, вмещающая включения (образец 23); 23 - гранодиорит (перекристаллизованное включение в пемзе). *Вулкан Коряжский*: 24 - базальт, вмещающий включения; 25 - частично плавленый гранодиорит. *Вулкан Дзензур*: 26 - андезитобазальт из потока, в котором встречено включение; 27 - андезитобазальт, непосредственно вмещающий включения и частично контаминированный гранитоидным материалом; 28 - частично плавленый кварцевый диорит (включение в образец 27). *Вулкан Ильинский*: 28-30 - частично плавленные граниты в пемзово-пирокластических отложениях взрывной воронки. Анализы 1 - 5 приведены по материалам Б.В. Иванова [1, 2], 6 - 10 - по материалам Г.Е. Богоявленской [3], 24, 25 по материалам Ю.П. Масуренкова [4]. Остальные анализы - неопубликованные данные О.Н. Волинец.

Любопытной морфологической особенностью плагиоклазов гранитоидных включений в пирокластике является также наличие сложных крестовидных и Т-образных сростков, особенно обильных в породах с субофитовой структурой.

Темноцветные минералы во включениях представлены моноклинным и ромбическими пироксенами, амфиболом и биотитом (последние два минерала обычно встречаются в наиболее кислых разностях). В гранитах, адамелитах и гранодиоритах иногда в пределах одного зерна можно наблюдать весь реакционный ряд темноцветных минералов: моноклинный пироксен замещается ромбическим, ромбический пироксен - амфиболом, а последний в свою очередь - биотитом. Однако чаще один или два минерала в этом ряду выпадают.

Необходимо также отметить, что в некоторых наиболее мелкозернистых разностях гранитоидов в интерстициях сохраняется остаточное стекло в количестве 3-5% от общего объема породы.

Приведенные петрографические данные, на наш взгляд, определенно свидетельствуют о том, что гранитоиды, наблюдающиеся как полнокристаллические включения в пемзово-пирокластических отложениях, образовались за счет кристаллизации магмы в приповерхностных условиях. На это указывают следующие признаки [6]: 1) широкое развитие микропегматитовых и микрографических структур; 2) высокотемпературный оптический тип полевых шпатов; 3) непрерывное изменение состава полевых шпатов от лабрадора и андезина до кислого олигоклаза и анортоклаза; 4) широкие вариации составов плагиоклазов; 5) наличие сложных крестовидных и Т-образных сростков плагиоклазов; 6) незавершенность реакций в ряду темноцветных минералов; 7) сохранение остаточного стекла в некоторых породах.

Еще одним подтверждением образования включений в приповерхностных условиях является расположение фигуративных точек на рис. 2 (использованном ранее [6] для определения фациальной принадлежности гранитоидов), где они попадают в поле эффузивов и приповерхностных интрузий.

С другой стороны, наличие отчетливой корреляции химического состава гранитоидных включений и состава вмещающих пород позволяет предположить родственность этих образований.

Таким образом, гранитоидные включения в пемзово-пирокластических отложениях представляют собой, по-видимому, продукты приповерхностной кристаллизации магматических расплавов, при массовом извержении которых образовались эти вулканогенные толщи.

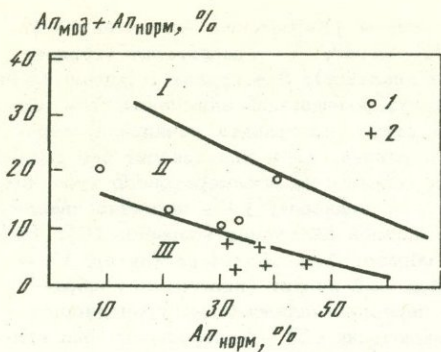


Рис. 2. Соотношение модальных и нормативных составов плагиоклазов в гранитоидных включениях из четвертичных лав Камчатки

I-III — поля плагиоклазов (по [6]); I — каменного литья, II — эффузивов и приповерхностных интрузий, III — гипабиссальных и более глубинных интрузий. 1 — включения в пемзово-пирокластических отложениях; 2 — экзотические включения в лавах

В пределах большинства кальдер, в связи с которыми известны большие объемы пемзово-пирокластических отложений, содержащих включения гранитоидов, нередко наблюдаются отрицательные гравиметрические аномалии. Последние обычно интерпретируются как интрузии кислого состава. Проведенный петрологический анализ гранитоидных включений в пемзово-пирокластических отложениях подтверждает эту точку зрения.

Сходные соображения о генезисе подобных включений высказывались ранее в работах [1, 2, 7, 8].

Экзотические включения гранитоидов в лавах и шлаках обычно крепко впаены во вмещающие породы. Форма включений округлая, реже угловатая. Размеры от 1 до 50 см. Иногда наблюдается дезинтеграция включений и вытягивание их в полосы по направлению движения лавы (вулкан Дзензур). Отмечены гранитоидные включения в центральных частях андезитобазальтовых бомб (вулкан Малый Семячик).

Состав включений меняется от диоритов до гранитов, а состав вмещающих их пород от базальтов до дацитов (см. табл. 1). Корреляции между составом вмещающих пород и составом включений не наблюдаются. Так, например, гранодиоритовые включения встречаются в базальтах Мутновского и Коряжского вулканов и дацитах вулкана Хангар (см. табл. 1). Никаких общих особенностей, как это было в случае гранитоидных включений в пемзово-пирокластических отложениях, здесь не устанавливается. В каждом случае включения несут свои характерные черты. Так, включения гранитоидов в дацитовом куполе вулкана Хангар отличаются равномернoзернистой структурой, наличием андалузита и ассоциацией с включениями метаморфических пород. Включения гранодиоритов в базальтовых шлаках Мутновского вулкана характеризуются микропегматитовой структурой и наличием из темноцветных минералов только ромбического пироксена. В гранодиоритовом включении в базальтах Коряжского вулкана интенсивно пелитизирован плагиоклаз. Примеры несходства включений можно умножить.

Судя по петрологическим критериям, среди включений данной группы есть продукты кристаллизации магмы в приповерхностных и более глубинных условиях. К первым, по-видимому, относятся гранодиоритовые включения вулкана Мутновского, ко вторым — гранодиоритовые включения вулканов Коряжского, Дзензур и Хангар.

На рис. 2 гранитоидные включения трех последних вулканов попадают в поле гипабиссальных и более глубинных пород и вследствие этого могут, по-видимому, рассматриваться как ксеногенные [6].

Контактное воздействие расплавов на гранитоидные включения проявляется по-разному и интенсивность его в общем случае, видимо, определяется разницей в составе расплавов и включений, а также длительностью нахождения включения в расплаве. В этом отношении родственные включения мало отличаются от ксеногенных. По интенсивности контактного воздействия могут быть выделены следующие этапы переработки включений: метасоматическое изменение, перекристаллизация, часто с последующим местным плавлением, прямое пирометаморфическое плавление. Необходимо отметить, что перекрис-

таллизация и плавление, как правило, также сопровождаются и метасоматическим изменением пород.

Гранитоидные включения в базальтах и андезитобазальтах во всех изученных случаях (вулканы Мутновский, Корякский, Дзэнзур, Малый Семячик) подверглись интенсивному пирометаморфическому плавлению. Гранитоидные включения в андезитовых и дацитовых пемзово-пирокластических отложениях могут быть свежими, без заметных следов метасоматического воздействия (вулканы Карымский, Академии наук), метасоматически измененными (вулкан Малый Семячик), перекристаллизованными (вулкан Хангар), либо частично расплавленными (кальдера Узон, вулканы Ходутка и Малый Семячик). Любопытно, что в некоторых случаях совместно наблюдаются как частично расплавленные, так и неизмененные (кальдера Узон) или только метасоматически измененные включения (вулкан Малый Семячик). При этом в пирокластике кальдеры Узон плавлению подверглись наиболее кислые разновидности гранитоидов (граниты), тогда как более основные (гранодиориты) не изменены. Плавленные включения в пирокластике на вулкане Малый Семячик приурочены к тонким прослоям андезитобазальтовых шлаков, тогда как остальные включения встречаются в преобладающих по объему андезитовых агломератовых туфах. Необходимо также подчеркнуть, что в пирокластических отложениях кальдеры Узон наряду с преобладающим дацитовым материалом отмечаются также шлаки андезитового и базальтового состава. Изложенные факты позволяют предполагать, что даже в том случае, когда включения гранитоидов встречаются в близких к ним по составу вмещающих породах, прямое плавление включений связано с применением к средним и кислым расплавам, родственными гранитоидам, некоторого объема более основных и нагретых расплавов.

Частично расплавленные, а также перекристаллизованные с начальными следами плавления гранитоидные включения отмечены в дацитовом куполе на вулкане Хангар. При этом плавлению подверглись включения даже более основного состава, чем перекристаллизованные. Перекристаллизованные включения в дацитах купола весьма близки к составу подобных включений в пемзах этого вулкана (см. табл. 1). Наблюдающиеся отличия в степени переработки включений в этом случае можно, по-видимому, объяснить длительностью нахождения включений в расплаве и глубиной их захвата.

Анализируя весь имеющийся материал, можно составить общую картину термального воздействия расплавов на гранитоидные включения. В начальные стадии происходит метасоматическая переработка включений. Пироксены в большей или меньшей степени замещаются тонкозернистым агрегатом слюдястых и рудных минералов. По средним плагиоклазам развиваются неправильные пятна олигоклавов. Увеличивается по сравнению с нормальными гранитоидами количество плагиоклазов, сдвойникованных по переклинову закону. Калиевый полевой шпат политизируется. Резко увеличивается трещиноватость всех минералов.

В перекристаллизованных включениях породы преобразованы в мелкозернистый кварцево-полевошпатовый агрегат со слюдой, рудным минералом и пироксеном и приобретают роговиковый облик. В мелкозернистой массе (размеры зерен 0,01–0,03 мм) встречаются отдельные реликты крупных зерен кварца и плагиоклаза, а также дезинтегрированные реликты темноцветных минералов, замещенные слюдисто-магнетитовым агрегатом с полевым шпатом и пироксеном. В слабо гранулированных образцах порода разбивается тонкими жилками слюдястого кварцево-полевошпатового материала. Темноцветные минералы в таких образцах обычно полностью замещены, но сохраняют форму первичных кристаллов. Полевые шпаты интенсивно политизированы и содержат многочисленные мельчайшие включения рудного минерала и бурой слюды. Почти все кристаллы плагиоклаза приобретают решетчатый вид за счет широкого развития альбитовых и переклиновых двойников с очень тонкими двойниковыми полосками. На отдельных участках зерна плагиоклаза замещаются тонкозернистым роговиковым агрегатом. Весьма характерна пятнистая зональность плагиоклаза с развитием неправильных выделений олигоклаза. Судя по оптическим

данным, реликтовые плагиоклазы перекристаллизованных включений характеризуются неупорядоченным структурным состоянием. Реликтовые полевые шпаты и кварц интенсивно трещиноваты.

Иногда наблюдаются зонально построенные включения, внешние зоны которых почти целиком перекристаллизованы, тогда как во внутренних — перекристаллизация только начинается. Примером может служить перекристаллизованное гранодиоритовое включение в дацитовом куполе вулкана Хангар. Характерно, что внешняя зона этого включения заметно более основная по составу, чем внутренняя (см. табл. 1), и даже более основная, чем вмещающий дацит.

На отдельных участках в зонах перекристаллизации появляются пятна бесцветного или буроватого стекла, иногда с очень тонкими новообразованиями игольчатых пироксенов (?).

Иная картина наблюдается при прямом пирометаморфическом плавлении гранитоидных включений. Перекристаллизация для подобных включений не характерна и проявляется слабо, хотя полевые шпаты и кварц интенсивно трещиноваты. Метасоматическая переработка заключается в появлении пятен кислого олигоклаза в центральных частях зерен плагиоклаза, пелитизации калиевого шпата и развитии в ряде случаев слюдисто-магнетитового агрегата по пироксену и амфиболу.

Стекло появляется прежде всего на границе зерен кварца и калиевого полевого шпата, кварца и кислых олигоклазовых кайм плагиоклаза. В связи с этим в породах с микропегматитовыми структурами и широкими олигоклазовыми мантиями вокруг ядер плагиоклаза, проросшими кварцем, возникают сотовые структуры, в которых каждое включение кварца отделено от полевого шпата. Полевой шпат микропегматита нередко растворяется раньше кварца, и можно наблюдать своеобразные, типа микропегматитовых сростки кварца со стеклом. При увеличении степени плавления стекло появляется во всех межзерновых пространствах, разделяя практически все зерна.

Краевые зоны полевых шпатов пропитываются стеклом с образованием характерных ситовидных, губчатых, дактилоскопических структур. При увеличении степени плавления такие структуры захватывают зерна полевых шпатов (особенно калиевых полевых шпатов) целиком. Появление подобных структур знаменует, по мнению большинства исследователей, начало плавления полевых шпатов и обуславливается предпочтительным плавлением их зерен вдоль плоскостной спайности. Кристаллы полевых шпатов приобретают при этом мозаичный блеск и состоят из отдельных маленьких кристаллов, сохраняющихся даже в участках максимального плавления как единое целое с единой оптической ориентировкой. В ряде случаев, особенно в породах с невысоким содержанием калиевого полевого шпата, характер изменения морфологических особенностей плагиоклазов при плавлении несколько иной — углы кристалла плагиоклаза сглаживаются и они приобретают округлый облик. Однако и здесь на отдельных участках проявляются губчатые и дактилоскопические структуры.

Кварц остается чистым во все стадии плавления. Границы его со стеклом резкие, но не правильные, часто наблюдаются бухтообразные заливы стекла в зернах кварца. Нередко жилки стекла разбивают зерна кварца на отдельные изолированные участки с единым угасанием.

Биотит и амфибол сначала в краевых зонах, а потом и целиком, распадаются с образованием магнетита, ромбического и моноклинного пироксена и плагиоклаза.

Пироксены гранулируются, разбиваются по трещинам спайности на отдельные кристаллики-столбики, мутнеют и покрываются мелкой "сыпью" окислов железа. Моноклинные пироксены с краев нередко обрастают шестоватыми кристалликами гиперстена.

Стекло плавленых пород под микроскопом прозрачное, в основном бесцветное, но иногда окрашено в бурые тона вокруг кристаллов магнетита и опашитизированных зерен темноцветных минералов. В одних случаях (частично плавленные включения вулканов Мугновский и Малый Семячик) в стекле наблюдаются многочисленные неправильные мелкие реликты кварца и плагиоклаза; в

других — стекло совершенно чистое (плавленные включения кальдеры Узон); в третьих — в стекле отмечаются новообразования микролитов ромбического и моноклинного пироксена, а также плагиоклаза (плавленные включения вулканов Дзензур и Корякского). При раскристаллизации стекла (плавленные включения в дацитах вулкана Хангар) образуются сноповидные сферолитовые или фельзосферолитовые агрегаты, представляющие собой тонкие прорастания кварца и полевого шпата.

Показатель преломления стекол 1,494–1,500, и во включениях, содержащих 20–40% стекла, величина его практически не зависит от валового состава включений. Такие показатели преломления соответствуют породам гранитного состава. Кислый (гранитный) состав стекол подтверждается химическими анализами (см. табл. 1). Выплавление стекла гранитного состава из диорита (плавленные включения в дацитах вулкана Хангар), а также низкие (1,499–1,500) показатели преломления стекол в плавленных включениях кварцевых диоритов и гранодиоритов (вулканы Мутновский и Дзензур) свидетельствуют о том, что гранитоидные включения плавятся селективно.

Приблизительное представление о температурах плавления включений можно получить на основе плагиоклазового геотермометра А.М. Кудо и Д.Ф. Уэйлла [9]. Рассчитанные с помощью методики, предложенной этими авторами, температуры плавления некоторых включений приведены в табл. 2. Для сравнения в таблице приведены также данные о плавленом включении гранодиорита в андезите, рассчитанные А.М. Кудо и Д.Ф. Уэйлом. Как видно из приведенных данных, рассчитанные температуры плавления зависят, с одной стороны, от состава включений, а с другой — от степени расплавления.

Породы, подверженные пирометаморфическому плавлению, становятся интенсивно пористыми, общий объем пор нередко достигает 30–35% от всего объема породы. Стекло пронизывает всю породу, фиксируясь в виде жилок и прослоев. В максимально плавленных включениях количество стекла достигает 60–75%, и породы приобретают вид настоящих эффузивов, вкрапленниками в которых являются минералы материнских пород.

Образовавшиеся в результате пирометаморфизма расплавы плохо смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы, — границы большинства частично плавленных включений резкие, четкие; в шлифах переход между стеклом включений и стеклом основной массы вмещающих пород не резкий, но очень быстрый. Однако в некоторых случаях такое смешение все же может иметь место. Так, вблизи дезинтегрированного, вытянутого в полосы включения кварцевого диорита в андезитобазальтах вулкана Дзензур наблюдаются реликтовые вкрапленники кварца и плагиоклаза, окруженные каемками чистого бесцветного стекла, аналогичного по составу стеклу включений. Вкрапленники плагиоклаза имеют тот же состав, что и плагиоклаз включений.

О значении плавленных включений гранитоидов в понимании петрогенезиса вулканических пород. Приведенные материалы показывают принципиальную возможность образования пород эффузивного облика за счет пирометаморфического плавления кристаллических пород гранитоидного состава более основными магмами. Следуя теоретическим расчетам [10], в глубинных условиях на контакте с крупными массами базальта нужно ожидать интенсивное плавление кристаллического субстрата и образование вторичных очагов кислой магмы. Однако имеющийся фактический материал не позволяет пока оценить достоверность этой теоретической модели в отношении масштабов глубинного пирометаморфического плавления. Развитые в пределах Восточной и Южной Камчатки кислые вулканические породы обычно обнаруживают более или менее отчетливое петрохимическое родство с более основными (андезитовыми или даже базальтовыми) породами, в ассоциации с которыми они встречаются.

Однако некоторые наблюдения, привлекающие внимание к гипотезе глубинного пирометаморфического плавления, имеются. Так, для вулканических пород Центральной Камчатской депрессии характерно, с одной стороны, минимальное проявление кислых разностей (в небольших объемах здесь отмечены дациты, а липариты отсутствуют вовсе), а с другой стороны, — практически полное

Таблица 2

Температура плавления гранитоидных включений в вулканических

Место взятия проб	Состав включений	Содержание SiO ₂ во включениях, %	Содержание стекла во включениях, %	Температура плавления вклю- чений, °C		
				Сухие условия	P _{H₂O} = =0,5 кбар	P _{H₂O} = =1 кбар
Вулканы Камчатки:						
Малый Семячик	Адамелит, пе- реплавленный в пемзу	70,12	95			
Хангар	Диорит	56,94	38			
Узон	Гранит	73,22	40			
Калифорния	Гранодиорит	69,26	42			

отсутствие гранитоидных включений (при довольно обычных включениях ультраосновных пород, габброидов, амфиболитов и основных по составу кристаллических сланцев).

В то же время в пределах Восточной и Южной Камчатки с ее обширными полями кислых лав и пирокластов гранитоидные включения обычны. Важно подчеркнуть, что здесь наряду с гранитоидными включениями, которые родственны вмещающим их вулканическим породам, наблюдаются также явно ксеногенные включения, например, включения в базальтах Корякского вулкана и в андезитобазальтах вулкана Дзэнзур.

Сравнение минералогического состава таких частично плавленых ксеногенных включений с составом кристаллической фазы вмещающих их лав в ряде случаев дает основание более определенно говорить о роли глубинного пирометаморфического плавления. В качестве примера рассмотрим частично плавленное гранитоидное включение в андезитобазальтовом потоке из ареальной зоны у подножия вулкана Дзэнзур. Химические анализы включения, непосредственно вмещающей его лавы и лавы, удаленной от включения, представлены в табл. 1. Включение заметно дезинтегрировано и вытянуто в полосы по направлению движения лавы. Как следует из данных химических анализов, лава вблизи контакта с включением несколько контаминирована материалом включения.

Включение имеет состав кварцевого диорита. Средний модалный состав плагиоклаза в нем An₄₅. При этом в 75% кристаллов плагиоклаза состав ядер лежит в пределах An₄₀₋₅₁. Зональность в ядрах прямая или осциллярная. Еще в 15% кристаллов центральные ядра представляют собой неправильные пятна кальциевого лабрадора-битовнита (An₆₅₋₇₅) в широких зонах того же кальциевого андезина (An₄₀₋₅₁). Вблизи включения в андезитобазальтах отмечены реликтовые кристаллы кварца и плагиоклаза (An₄₀₋₅₁), окруженные каемками кислого стекла.

Собственно вкрапленники плагиоклаза в андезитобазальтах вблизи включения и в удалении от места нахождения его более чем на 2 км весьма гетерогенны. С одной стороны, выделяются вкрапленники с битовнитовыми

породах

Состав вмещающих пород	Вмещающие образования	Температура плавления вклю- чений, °C		
		Сухие условия	P _{H₂O} = =0,5 кбар	P _{H₂O} = =1 кбар
Андезитоба- зальт	Вулканиче- ская бомба	938	898	846
Дацит	Экструзив- ный купол	906	867	809
Дацит	Пемзово-пи- рокластиче- ские отложе- ния	856	814	724
Андезит	Некк	857	811	718

(An₆₇₋₉₀), а с другой - с андезиновыми (An₄₀₋₅₁) ядрами. Внешние зоны вкрапленников в обоих случаях сложены лабрадорами (An₅₇₋₆₇). Такой же преимущественно состав имеют микролиты плагиоклаза (правда, в ядрах некоторых зональных минералов отмечается и более основной плагиоклаз - вплоть до An₈₀₋₉₀). Битовнитовые ядра плагиоклаза характеризуются осциллярной или прямой зональностью, многие из них переполнены включениями бурого стекла, за счет чего приобретают ситовидный облик. Андезиновые ядра вкрапленников по внешнему виду и составу совершенно аналогичны плагиоклазу из включения. Границы андезиновых ядер и внешних зон часто имеют коррозийный облик, нередко к этим границам приурочены включения стекла. Кристаллы с ядрами An₄₀₋₅₁ составляют около 40% всех вкрапленников плагиоклаза в андезитобазальтах. Еще около 5-10% приходится на долю кристаллов с пятнистой (пятна An₆₅₋₇₅ в широкой андезиновой оболочке) зональностью в ядре.

В породе присутствуют также вкрапленники относительно магнезиального оливина (Fo₈₃₋₈₅), гиперстена (En₆₂₋₆₃) и моноклинного пироксена. Состав цветных минералов близок к составу подобных минералов в базальтах. Резкая гетерогенность состава вкрапленников плагиоклаза в изученных андезитобазальтах позволяет предполагать гибридный генезис этих пород. Аналогия состава части вкрапленников плагиоклаза андезитобазальтов с плагиоклазом из плавленого включения дает основание думать, что андезитобазальты образовались за счет контаминации какого-то более основного расплава гранитоидным материалом, близким по составу и плавленому включению. При этом возможны два варианта: либо прямое усвоение исходным расплавом гранитоидного материала (ассимиляция), либо частичное пирометаморфическое плавление кристаллического гранитоидного субстрата основной магмой и последующее смещение генерированного и генерирующего расплавов. Исходя из относительного количества андезиновых вкрапленников в андезитобазальте (около 40% от общего количества вкрапленников плагиоклаза) и принимая состав частично плавленого включения за состав материала, которым был контаминирован исходный расплав, можно оценить состав этого первичного расплава.

Согласно проведенным расчетам это был базальт с содержанием SiO_2 , равным 50–51%.

Многие андезиты и базальты других вулканов группы, к которой принадлежит вулкан Дзэнзур, также характеризуются резко гетерогенным составом вкрапленников, близким к описанной ассоциации. Так, в базальтах и некоторых андезитах вулканов Ааг и Арик, по данным М.Ф. Федорова [11], вкрапленники плагиоклаза с андезиновыми ядрами и лабрадор-битовнитовыми внешними каймами ассоциируют с вкрапленниками битовнит-лабрадора, кварца и магнезиального оливина (микролиты в таких породах по составу обычно отвечают лабрадору). Таким образом, приведенный пример образования андезитобазальтовых лав Дзэнзура может иметь и более общее значение.

Заключение

Среди гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки могут быть выделены две группы: родственные вулканическим породам и ксеногенные по отношению к ним. Родственные включения обычно приурочены к пемзово-пирокластическим отложениям, количество их велико, химический состав преобладающих типов включений коррелируется с составом вмещающих пород, а целый ряд петрологических наблюдений свидетельствует об их образовании за счет кристаллизации магмы в приповерхностных условиях. Ксеногенные включения в лавах и шлаках единичны, и химический состав их не коррелируется с составом вмещающих пород.

Контактовое воздействие расплавов на включения проявляется в их метасоматической переработке, перекристаллизации в тонкозернистые роговикового облика породы либо в частичном плавлении. Интенсивность контактового воздействия определяется разницей в составе расплавов и включений, а также длительностью нахождения включений в расплавах. При частичном плавлении включений в начальные стадии выплавляются жидкости гранитного состава независимо от состава включений. Температуры, при которых во включениях появляются заметные количества (20–40%) кислого расплава, лежат в пределах 700–900°C.

Сравнение минералогического состава гранитоидных включений с составом вкрапленников вмещающих их лав в ряде случаев позволяет достаточно уверенно высказать предположение о существенной роли глубинного пирометаморфического плавления в происхождении вулканических пород.

ABSTRACT

Granitoid inclusions in the Quaternary lavas of Kamchatka can be subdivided into two groups – cognate and xenogenic. Cognate inclusions are usually associated with pumiceous-pyroclastic deposits, their amount is great, the composition of predominant inclusion types is correlated with that of enclosing rocks, and a number of petrologic observations testify to their formation due to crystallization of magma in subsurface conditions. Xenogenic inclusions are single, their composition is not correlated with that of enclosing rocks but is often similar to that of the basement rocks.

A comparison of mineralogic composition of inclusions with that of phenocrysts from enclosing lavas allows us in a number of cases to speak with certainty of the essential role of deep pyrometamorphic fusion of crystalline substratum in the origin of volcanic rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Б.В. Иванов*. Ксенолиты гранитоидного состава вулканов Карымской группы на Камчатке. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
2. *Б.В. Иванов*. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970.
3. *Г.Е. Боговулянская*. Melted xenoliths of intrusive rocks in the piroclastic deposits of the Uzon and Semyatchinskaya ring structures (Kamchatka). — Bull. Volcanol., 1972, 36, 3.
4. *Ю.П. Масуренков, О.Н. Волюнец*. Реликтовые минералы в вулканических породах. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
5. *У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман*. Породообразующие минералы. Т. 4. М., "Мир", 1966.
6. *О.Н. Волюнец, А.В. Колосков*. О петрологических критериях фаций глубинности кислых магматических образований. — Сов. геол., 1972, № 5.
7. *Н. Купо*. Petrology of Nakone volcano and adjacent areas, Japan. — Bull. Geol. Soc. America, 1950, 61, N 9.
8. *Ю.П. Масуренков, Г.Е. Боговулянская, Б.В. Иванов, В.И. Андреев*. Образование современных интрузий под вулканами Курило-Камчатской зоны. — Материалы IV Всесоюз. петрографического совещ. Баку, Изд-во АН АзССР. 1969.
9. *А.М. Kudo, D.F. Weill*. An igneous plagioclase thermometer. — Contrib. Mineral. and Petrol. 1970, 25, N 1.
10. *Г.Ф. Ожиг*. Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.
11. *М.Ф. Федоров*. О неоднородности магматического расплава вулканов Ааг и Арик. — Бюлл. вулканол. станций, 1972, № 48.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
-----------------------	---

I

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ДЕФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОВ

<i>С.А. Федотов, П.И. Токарев, А.М. Кондратенко, В.Д. Феофилактов.</i> Сейсмичность Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг в 1969–1972 гг.	7
<i>И. Йокояма.</i> Деформации земной коры и сильные землетрясения, связанные с вулканической активностью	14
<i>В.Б. Эрман.</i> Деформации земной поверхности в области сильных камчатских землетрясений 1971 г.	23
<i>К. Накамура.</i> Вулкан как возможный индикатор поля тектонических напряжений	27
<i>С.Т. Балеста, М.И. Зубин, В.К. Утмасин, Г.И. Аносов.</i> Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии	35
<i>К. Оно, К.Ито, С. Иидзука, И. Хасегава, Т. Хиросима, Т. Какута, К. Исикава, Х. Судзуки.</i> Исследование района вулкана Сакурадзима методом взрывной сейсмологии	43

II

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ

<i>Г.П. Авдейко, П.И. Токарев, И.А. Меняйлов, А.П. Хренов, Г.Б. Флеров, В.А. Широков.</i> Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алайд в 1972 г.	55
<i>П.И. Токарев, П.П. Фирстов.</i> Извержение вулкана Карымского в 1970–1973 гг. Геофизические исследования	65
<i>Д. Симодзуру.</i> Эксплозивная активность вулкана Асама в 1973 г.	77
<i>П.И. Токарев.</i> Закономерности вулканического процесса и прогноз извержения вулканов	85
<i>С. Мацуо, М. Судзуки, Й. Мидзутани.</i> Отношение содержаний азота и аргона в вулканических газах	95
<i>И.А. Меняйлов.</i> Вулканические газы и вулканическая активность	103

III

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК

<i>В.И. Белоусов, В.М. Сугробов.</i> О соотношении вулканизма и гидротермальной деятельности в геотермальных районах Камчатки	110
<i>С. Ехара.</i> Тепловой режим земной коры и верхней мантии района о-ва Хоккайдо по данным теплового потока	116
<i>К. Юхара.</i> Роль гидротермальной тепловой разгрузки в Японии	126
<i>Я. Оки, Т. Хирако, С. Хирага.</i> Геотермальная активность вулкана Хаконе	137

IV

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

<i>Т. Судзуки.</i> Палеовулканизм и метаморфизм внешней зоны юго-западной Японии	148
<i>С. Арамаки.</i> Пирокластические потоки и кальдеры Японии	164

<i>Т. Конда.</i> Базальты среднемиоценового возраста в северо-восточной части Японской островной дуги	173
<i>Т. Уи.</i> Пирокластическое извержение на юге о-ва Кюсю, происшедшее 6000 лет назад	182
<i>В.А. Ермаков, О.Н. Волюнец, А.В. Колосков, И.Т. Кирсанов, К.Н. Рудич.</i> Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки	190
<i>Г.П. Авдейко, Г.П. Пономарев, Б.И. Самойленко, К.А. Скрипко.</i> Кристаллизация и дифференциация в подушечных спилитах района бухты Даврова на северо-востоке Камчатки.	205
<i>М. Иноэ, Н. Курода, С. Фудзиси, Н. Насу.</i> Образцы пород с подводного хребта Богорова в центральной части Японского моря	214
<i>О.Н. Волюнец, А.В. Колосков, Э.И. Пополитов, В.М. Новиков, И.Т. Кирсанов, Г.Б. Флеров, Ю.М. Дубик.</i> Состав и геохимические особенности оливинов и включений в них в четвертичных базальтах Курило-Камчатской зоны	222
<i>О.Н. Волюнец, Г.Е. Боголюбенская.</i> Типы и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки	232

CONTENTS

Foreword	5
--------------------	---

I

SEISMICITY AND DEFORMATIONS OF VOLCANIC REGIONS. DEEP STRUCTURE OF VOLCANOES

<i>S.A. Fedotov, P.I. Tokarev, A.M. Kondratenko, V.D. Pheophylaktov.</i> The seismicity of Kamchatka and the area of junction of the Kurile-Kamchatka and Aleutian Island Arcs (1969–1972)	7
<i>I. Yokoyama.</i> Crustal deformations and remarkable earthquakes associated with volcanic activities	14
<i>V.B. Enman.</i> Deformations of the earth's crust in the region of the 1971 strong Kamchatka earthquakes	23
<i>K. Nakamura.</i> Volcano as a possible indicator of tectonic stress field	27
<i>S.T. Balesta, M.I. Zubin, V.K. Utnasin, G.I. Anosov.</i> Structure of the Kamchatka crust from deep-seismic sounding and gravimetric data	35
<i>K. Ono, K. Ito, S. Iizuka, I. Hasegawa, T. Hiroshima, T. Kakuta, K. Ichikawa, H. Suzuki.</i> Explosion seismic studies near and around Sakurajima volcano	43

II

VOLCANIC ACTIVITY

<i>G.P. Avdeiko, P. I. Tokarev, I.A. Menyailov, A.P. Khrenov, G.B. Flerov, V.A. Shirokov.</i> The eruption of the Olimpiysky side crater of the Alaid volcano	55
<i>P.I. Tokarev, P.P. Firstov.</i> The 1970–1973 eruption of Karymsky volcano. Geophysical investigations	65
<i>D. Shimozuru.</i> The 1973 explosive activity of Asama volcano	77
<i>P.I. Tokarev.</i> Some regularities in the volcanic process and prediction of eruptions	85
<i>S. Matsuo, M. Suzuki, Y. Mizutani.</i> Nitrogen to argon ratio in volcanic gases	95
<i>I.A. Menyailov.</i> Volcanic gases and volcanic activity	103

III

HYDROTHERMAL ACTIVITY AND HEAT FLOW

<i>V.I. Belousov, V.M. Sugrovov.</i> On correlation of volcanism and hydrothermal activity in geothermal areas of Kamchatka	110
---	-----

S. Ehara. Thermal structure of the Earth's crust and upper mantle in and around Hokkaido deduced from terrestrial heat flow data	116
K. Yuhara. Hydrothermal role in heat discharge from Japan	126
Y. Oki, T. Hirano, S. Hiraga. Geothermal activity of Hakone volcano	137

IV

GEOLOGICAL AND PETROLOGICAL INVESTIGATIONS

T. Suzuki. Paleo-volcanism, and metamorphism in the outer zone of southwestern Japan	148
S. Aramaki. Pyroclastic flows and calderas of Japan	164
T. Konda. Basalt of Middle Miocene in the Northeast Japan Arc	173
T. Ui. Pyroclastic eruption of 6000 years ago in southern Kyushu	182
V.A. Ermakov, O.N. Volynets, A.V. Koloskov, I.T. Kirsanov, K.N. Rudich. Petrology of the Quaternary volcanic rocks of Kamchatka	190
G.P. Audeiko, G.P. Ponomarev, B.I. Samoilenko, K.A. Scripko. Crystallization and differentiation in pillow spilites in the region of the Lavrov Bay of the northeastern Kamchatka	205
M. Inoue, N. Kuroda, S. Fujii, N. Nasu. Samples of rocks collected from the submarine Bogorov Ridge in the central part of the Sea of Japan	214
O.N. Volynets, A.V. Koloskov, E.I. Popolitov, V.M. Novikov, I.T. Kirsanov, G.B. Flerov, Yu.M. Doubik. Composition and geochemical peculiarities of olivines and of their inclusions of the Quaternary basalts of the Kuril-Kamchatka zone	222
O.N. Volynets, G.E. Bogoyavlenskaya. Types and problems of genesis of the granitoid inclusions in the Quaternary lavas of Kamchatka	232

Сейсмичность Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг в 1969-1972 гг. Федотов С.А., Токарев П.И., Кондратенко А.М., Феофилактов В.Д. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 7

В работе рассматриваются данные детальных сейсмических наблюдений на Камчатке в 1969-1972 гг. В это время сейсмичность Камчатки возросла после девятилетнего спокойного интервала. Произошли землетрясения с $M = 7,7$ в ноябре 1969 г., с $M = 7,2$ - в ноябре и с $M = 7,7$ - в декабре 1971 г. Первое землетрясение было сильнейшим сейсмическим событием в нашем веке на северной оконечности Курило-Камчаткой фокальной зоны. Третье землетрясение произошло в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Обсуждаются особенности сейсмичности Камчатки в 1969-1972 гг. в связи с проблемами тектоники, геодинамики и вулканологии.

Ил. 8. Библиогр. 15 назв.

Деформации земной коры и сильные землетрясения, связанные с вулканической активностью. Йокояма И. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 14.

Обсуждаются на примерах две модели источника давления, разработанные для интерпретации деформаций земной коры, связанных с вулканической активностью. Из анализа деформации известно, что источники давления располагаются на глубинах 2-10 км под вулканами. На этих глубинах магма проникает во вмещающие породы в виде даек и силлов, при этом давление жидкой магмы вызывает деформации земной поверхности, и одновременно ее внедрение снижает предельную прочность пород при фиксированном давлении. Это приводит иногда к возникновению вблизи вулканов тектонических землетрясений перед извержением или в период извержения. Рассмотрены примеры подобных землетрясений.

Ил. 12, библиогр. 11 назв.

Деформации земной поверхности в области сильных камчатских землетрясений 1971 г. Энман В.Б. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с.23.

Приведены краткие сведения о вертикальных смещениях земной поверхности во время сильных землетрясений 24 ноября ($M = 7,2$) и 15 декабря ($M = 7,7$) 1971 г. с эпицентрами в районах Петропавловска и Усть-Камчатска. Изложены основные проблемы изучения движений земной коры на Камчатке и программа геодезических работ на 10 лет. Приведена схема и принципы построения высотных и плановых геодезических построений для изучения региональных и локальных тектонических движений.

Ил. 2.

Вулкан как возможный индикатор поля тектонических напряжений. Накамура К. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 27.

Подводящие каналы полигенных вулканов обычно достаточно протяженны и цилиндрикообразны, в то время как латеральные кратеры полигенных вулканов имеют подводящие каналы в виде трещин, что позволяет отнести их к моногенным вулканам.

Эти различия в очертаниях подводящих каналов, а также наблюдения за современными латеральными извержениями и изучение эродированных палеовулканических структур позволяют говорить о том, что латеральные извержения в общем являются поверхностным выражением формирования радиальных даек на глубине вокруг плутонической массы, которая представляет собой подводящий канал полигенного вулкана.

Ил. 4, библиогр. 21 назв.

Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии. Балеста С.Т., Зубин М.И., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 35.

Проведение глубинных сейсмических зондирований на территории Камчатки дало новые данные об особенностях строения земной коры в вулканических районах и послужило основой для интерпретации региональных гравиметрических съемок.

Под Ключевской и Авачинской группой вулканов поверхность М не выражена в виде единой границы раздела. В низах коры здесь выделяется слой мощностью 7-8 км со скоростями 7,8-7,4 км/с. Этот слой рассматривается как "коро-мантейная смесь" и устанавливается только под современными вулканическими поясами. Построение схем рельефа мелового и кристаллического фундамента выявляет приуроченность вулканических поясов к прогибам фундамента и позволяет по-новому трактовать положение основных тектонических элементов Камчатки.

Ил. 4, библиогр. 5 назв.

УДК 550.34:551.21

Исследование района вулкана Сакурадзима методом взрывной сейсмологии. Оно К., Ито К., Иидзюка С., Хасегава И., Хиросима Т., Какута Т., Исикава К., Судзюки Х. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с.45

Для изучения глубинной структуры и возможных аномалий в прохождении волн в районе южного окончания острова Кюсю использовалась сейсморазведка с веерной расстановкой сейсмоприемников и метод преломленных волн. По профилю преломленных волн длиной 119 км было выделено три слоя. Скорости продольных волн и глубина границ между ними следующие (сверху вниз): вблизи ПВ I (западный конец) 3,7 км/с, 0,9 км; 4,9 км/с, 3,3 км; 6,1 км/с ?; вблизи ПВ II (восточный конец) 3,8 км/с, 1,5 км; 4,8 км/с, 5,6 км; 5,6 км/с ?

В средней части профиля определено заметное увеличение времени запаздывания. Среди нескольких рассмотренных моделей, включавших депрессию и уменьшение скорости, выбран вариант грабена шириной 16-19 км с амплитудой погружения 0,7 км; расчетное время запаздывания для него очень хорошо совпадает с полученным значением. Эта грабенообразная структура располагается в северной части залива Кагосима.

Ил. 12, библиогр. 5 назв.

УДК 551.21

Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алайд в 1972 г. Авдейко Г.П., Токарев П.И., Меняйлов И.А., Хренов А.П., Флеров Г.Б., Широков В.А. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 55.

Извержение на вулкане Алайд происходило из побочного кратера с 18 июня по 12 сентября 1972 г. Тип извержения - вулканско-стромболианский. В результате извержения сформировалось несколько эксплозивных воронок, шлаковый конус и лавовый поток. Общий объем изверженных продуктов составил 0,2 км³. Тепловая энергия извержения оценивается в $3,6 \cdot 10^{24}$ эрг. Температура лавы достигала 1020 - 1060°С. По составу лавы и пирокластики извержения относятся к высокоглиноземистым базальтам с повышенной щелочностью. Вулканические газы отличались большим содержанием HCl.

Табл. 3, ил. 3, библиогр. 3 назв.

УДК 551.21

Извержение вулкана Карымского в 1970-1973 гг. Геофизические исследования. Токарев П.И., Фирстов П.П. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 65.

Новый цикл активности вулкана Карымский начался пароксизмальным извержением 10 мая 1970 г. По данным сейсмической станции "Семьячик", расположенной в 35 км восточнее вулкана, с 10 по 14 мая выделяются три этапа в деятельности вулкана, которые хорошо согласуются с геологическими данными. Оценивается скорость поступления материала на поверхность. Максимальная скорость наблюдается во время излияния агломератовых потоков и оценивается в $8 \cdot 10^5$ т/ч.

В дальнейшем наблюдения за сейсмическим режимом вулкана проводились на сейсмической станции "Карымская", расположенной в 3,5 км от кратера вулкана. В качестве сейсмической характеристики извержения с июня 1970 г. по июль 1973 г. взяты следующие месячные параметры: ΣE - суммарная энергия взрывных землетрясений; N_1 - число взрывных землетрясений; N_2 - число землетрясений II типа; k - средний энергетический класс взрывных землетрясений. Параметры сейсмического режима извержения описывают характер активности и могут служить для прогностических целей в изменении деятельности вулканов с одновременным периодом извержения.

Ил. 9, библиогр. 7 назв.

УДК 551.21

Эксплозивная активность вулкана Асама в 1973 г. Симодзуру Д. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 77.

Предвестником извержений вулкана Асама с 1 февраля по 26 апреля 1973 г. явилось увеличение количества землетрясений типа В с одновременным увеличением количества землетрясений типа А. Непосредственно перед извержением количество землетрясений типа В уменьшилось. На стадии покоя вулкана преобладали периоды землетрясений типа В, равные 0,8 с, на преруптивной стадии - 0,5 с. Максимальная вертикальная амплитуда была относительно большей в преруптивную стадию, чем на стадии покоя. В мартовские ночи 1970-1973 гг. на восточном склоне вулкана регистрировались своеобразные рои землетрясений, однако природа их спускового механизма осталась невыясненной.

Табл. 3, ил. 8.

УДК 551.21

Закономерности вулканического процесса и прогноз извержения вулканов. Токарев П.И. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 85.

При извержениях большинства центральных полигенных вулканов поступление вещества на поверхность Земли происходит в среднем равномерно во времени в течение сотен и тысяч лет. Отсюда следует, что генерация магмы в области магматического очага происходит с постоянной скоростью. Дискретность извержений вызвана условиями выхода вещества на поверхность Земли. В деятельности вулканов наблюдается определенная цикличность. Эта закономерность может быть использована для долгосрочного прогноза активности вулканов.

Конечной причиной извержений является постепенное увеличение давления в выводящем канале и магматическом очаге вулкана. Возрастание давления вызывает изменение физического поля вулкана (деформации земной поверхности, вулканические землетрясения и т.п.). Изменения физического поля вулканов могут быть использованы для краткосрочного прогноза времени, места, энергии и вулканической опасности извержений.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 13 назв.

УДК 551.231:/546.17+546.293/

Отношение содержания азота и аргона в вулканических газах. Мацуо С., Судзуки М., Мидзутани Й. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 95.

Изучено отношение N_2/Ar в вулканических газах. В газах дацитового купола Сэва-Синдзан (вулкан Усу, Япония), в 1957 г., спустя 13 лет после его формирования, это отношение достигало 400. В последующие годы оно ежегодно уменьшалось, приближаясь к отношению этих газов в атмосфере, равному 84. Этот факт объясняется добавлением азота, образующегося при разрушении органических веществ в осадочных породах, к первичным вулканическим газам в наиболее раннюю стадию деятельности вулкана. Когда вулканическая активность уменьшается, добавка термометаморфического азота, извлеченного из осадочных пород, также становится меньше. На основании близкой корреляции отношения N_2/Ar и соотношения изотопов Ar^{40}/Ar^{36} предполагается, что аргон в более раннюю стадию более богат радиоизотопом Ar^{40} .

Отношение N_2/Ar в вулканических газах островных дуг, таких, как Япония, обычно выше, чем в атмосфере. Этот факт объясняется добавлением к вулканическим газам азота из осадочных пород, мощность которых в Японии довольно значительна. Не может быть также исключена и возможность участия (как ис-

точника азота) осадков океанической плиты, подвигающейся под Японскую островную дугу. Газы вулкана Килауэа (Гавайи) характеризуются более низкими значениями отношения N_2/Ar , иногда даже значительно более низкими, чем их отношение в атмосфере. Близость этих цифр к отношению N_2/Ar в современной мантии, рассчитанному на основании предположения, что дегазация мантии представляет собой процесс, описываемый уравнением первого порядка, указывает на поступление "первородных" или ювенильных газов.

Табл. 5, ил. 1, библиогр. 14 назв.

УДК 551.21

Вулканические газы и вулканическая активность. Меньяйлов И.А. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 103.

Дегазация магмы в процессе активного вулканизма (на примере вулканов Ключевской группы) сопровождается дифференциацией летучих компонентов. Относительно плохо растворимые в магме CO_2, H_2, H_2S, SO_2 преимущественно отделяются на начальном пароксизмальном этапе эруптивных циклов вулканов. Более растворимые в магме HF и HCl отделяются на конечном этапе эруптивных циклов. Вместе с тем на начальном этапе отдельных извержений в эруптивных циклах выделяются $CO_2, CO, H_2, H_2S, SO_2$, обогатившие фумаролы на эксплозивных образованиях, а на последующем этапе извержений — преимущественно выделяются HF и HCl, обогатившие фумаролы на эффузивных образованиях.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 19 назв.

УДК 551.21

О соотношении вулканизма и гидротермальной деятельности в геотермальных районах Камчатки. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 110.

На участках распространения геотермальных районов и гидротермальных систем в области современного вулканизма существует длительное время тепловой поток аномальной высокой мощности, который трансформируется в ходе развития субповерхностной геологической структуры. Первоначально вынос тепла идет за счет извержения продуктов андезитобазальтового вулканизма, которые служат исходным материалом для туфогенно-осадочных отложений, слагающих структуру геотермального района. Под действием теплового потока в верхней части коры создаются условия селекционного плавления, результатом которого являются кислые экструзии, пемзовые потоки и спекшиеся туфы, образованные, в частности, за счет туфогенно-осадочной толщи. Туфогенно-осадочные породы и внедрившиеся экструзии создают геолого-структурные условия, обеспечивающие формирование гидротермальных систем.

Для Паужетского района приближенные расчеты показывают, что вынос тепла андезитобазальтовыми лавами в десять раз превосходит вынос тепла продуктами кислого вулканизма. Интенсивность теплопотерь в плейстоцене составляет $2 \cdot 10^7$ кал/с, увеличиваясь в голоцене до $12,5 \cdot 10^7$ кал/с. С учетом гидротермальной деятельности, которая выражается тепловой мощностью в 10^8 кал/с (при продолжительности 10 тыс. лет), она возрастает до $2,25 \cdot 10^8$ кал/с.

Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 550.361; 551.21

Тепловой режим земной коры и верхней мантии района о-ва Хоккайдо по данным теплового потока. Ехара С. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 116.

В настоящее время тепловой поток замерен более чем в тридцати местах на о-ве Хоккайдо. Эти данные позволили проанализировать географическое распределение теплового потока на о-ве Хоккайдо и в окружающих областях. Основные отличительные черты распределения — высокие значения потока в юго-западной части и, возможно, также в северо-восточной низкие или нормальные — в юго-восточной и центральной частях.

Геологические структуры древнее палеогеновых наблюдаются в центральной зоне и по юго-восточному берегу о-ва Хоккайдо, а неогеновые вулканы широко распространены в юго-западной и северо-восточной частях.

Показана тесная связь между распределением теплового потока и геологическими структурами в этих областях.

Ил. 11, библиогр. 16 назв.

УДК 550.361; 551.21

Роль гидротермальной тепловой разгрузки в Японии. Юхара К. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с.126.

Полная тепловая разгрузка горячих источников Японии достигает $1,1 \cdot 10^{24}$ эрг/год.

Основная часть горячей воды этих горячих источников может быть отнесена к метеорной воде. Вода, инфильтрующаяся внутрь Земли, нагревается региональными или аномальными источниками тепла и разгружается на поверхности. Кондуктивный тепловой поток на площади формирования гидротермальной системы отличается от действительного глубинного (конвективного) теплового потока, который связан с тектоническими структурами земной коры. Определенные нами коэффициенты тепловой разгрузки колебались от $1 \cdot 10^{-7}$ мккал/см²·с до $29,10^{-7}$ мккал/см²·с. Они представляют собой конвективный тепловой поток.

Для того чтобы говорить о полном тепловом потоке, мы к данным фонового земного теплового потока добавляем величину конвективного теплового потока.

Табл. 5, ил. 8, библиогр. 5 назв.

УДК 551.21

Геотермальная активность вулкана Хаконе. Оки Я., Хирано Т., Хирага С. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 137.

Вулкан Хаконе выделяет энергию в виде термальной воды и пара от $3 \cdot 10^7$ до $4 \cdot 10^7$ кал/с.

На основании относительных содержаний главных анионов, таких, как Cl^- , SO_4^{2-} и HCO_3^- , была построена карта зональности термальных вод и отмечены четыре зоны: I — кислые сульфатные воды; II — гидркарбонатные сульфатные воды; III — высокотемпературные субповерхностные потоки хлоридно-натриевых вод; IV — смешанные в различных соотношениях хлоридно-натриевые, сульфатные и бикарбонатные воды.

На основе выделенных зон строится генетическая модель гидротермальной системы Хаконе: подземные воды, ограниченные подножием центральных конусов, движутся с запада на восток, встречаются с высокотемпературным плотным паром, богатым хлоридом натрия, проходящим вверх через вулканический канал, и таким образом формируют высокотемпературные хлоридно-натриевые воды; на периферии образуются смешанные хлоридно-натриевые и гидрокарбонатные воды.

Активность землетрясений на Хаконе может коррелироваться с кипением термальных вод на небольшой глубине вулканического канала. Температурная аномалия, наблюдаемая с 1967 г. в термальных водах и некоторых горячих источниках в восточной части Ками-Яма, хорошо объясняется на описанной здесь геотермальной модели.

Ил. 10, библиогр. 23 назв.

УДК 551.21+552.16

Палеовулканизм и метаморфизм внешней зоны юго-западной Японии. Судзуки Т. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 148.

Хорошо известно, что породы внешней зоны юго-западной Японии в большей или меньшей степени претерпели низкотемпературный региональный метаморфизм, по типу относимый к изменениям при высоком давлении и низкой температуре. Породы в поясах Самбагава и Микабу и значительная часть пород в поясе Титибу были метаморфизованы в течение среднего и позднего мезозоя. Породы в поясе Симанто были в большей или меньшей степени метаморфизованы в течение третичного периода. Степень метаморфизма во внешней зоне юго-западной Японии убывает в сторону Тихого океана, и в этом направлении наблюдается постепенная смена эпидотовых и эклогитовых амфиболитов через переслаивание голубых и зеленых сланцев зелено-каменными породами вплоть до пород, принадлежащих к пренит-пумпеллиитовой метаграувакковой фации.

Ил. 7, библиогр. 43 назв.

Пирокластические потоки и кальдеры Японии. Арамаки С. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 164.

Под пирокластическими потоками в широком смысле понимают также низко-температурные турбулентные потоки, состоящие из смеси твердых частиц и газа или воды. Примерами таких потоков являются "сухие лавины", образованные при разрушении вулканического сооружения газовыми взрывами. Высокотемпературные пирокластические потоки (в узком смысле) характеризуются объемами от 10^{-5} до 10^2 км³ за один цикл извержений. Самые крупные из лавины содержат слабопористые обломки. Существуют непрерывные переходы от крупных кратеров обнаружения через кальдеры типов "Харуна" (более 2 км в диаметре) и "Кратер-Лейк" к большим вулcano-тектоническим депрессиям - все они возникли в результате пирокластических извержений, основными продуктами которых были пирокластические потоки. Крупнейшие из пирокластических потоков не обязательно связаны с вулканами центрального типа, но всегда возникают в ходе образования кальдер типа Кратер-Лейк или многоугольных вулcano-тектонических депрессий. Однако структуры проседания имели в действительности значительно меньший размер, чем кальдеры в границах ныне существующих уступов.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. 33 назв.

Базальты среднемиоценового возраста в северо-восточной части Японской островной дуги. Конда Т. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 173.

В северо-восточной части Японской дуги максимум вулканизма относится к стадиям Нисикуросава и Оннагава (средний миоцен) и характеризуется глубоким погружением в геосинклинальной обстановке. Вулканизм представлен контрастной базальт-липаритовой серией.

Максимум активности базальтового вулканизма не был проявлен одновременно в пределах всей островной дуги, а смешался к западу, в пределы внутреннего пояса так называемой зелено-туфовой геосинклинали. Неясно, носят ли изменения химизма поперек островной дуги непрерывный или дискретный характер, поскольку данных по тыловому хребту недостаточно. Следует отметить, однако, что отношение K_2O к SiO_2 в базальтах и долеритах стадии Оннагава увеличивается в прибрежной полосе Японского моря.

Характер распределения базальтов и долеритов в Японии и на окружающих территориях обнаруживает черты, сходные с расположением петрографических провинций четвертичных вулканических пород, выделенных на основе их щелочности.

Табл. 2, ил. 9, библиогр. 17 назв.

Пирокластическое извержение на юге о-ва Кюсю, происшедшее 6000 лет назад У и Т. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 182.

6000 лет назад произошло дацитовое пирокластическое извержение. По полевым данным выявлены четыре эруптивные стадии извержения пеплового материала и пирокластических потоков. Материал, изверженный на второй эруптивной стадии, который был назван отложениями пирокластического потока Койя, обладает уникальными характеристиками. Мощность этих отложений не более 2 м, они прослеживаются в радиусе 60 км от кратера. Отмечается отсутствие четкой приуроченности отложений к какому-либо направлению. Объем отложений составляет приблизительно 1 км³. В пользу пирокластического потока свидетельствует следующее: материал отложений слабо сортирован; в отложениях присутствует обуглившаяся древесина; с удалением от кратера мощность отложений уменьшалась; мощность слоя и диаметр пемзовых обломков резко уменьшались за топографическим барьером. Так как обломки пемзы концентрируются локально даже в пределах отдельных выходов, в отложениях в радиусе 30 км от кратера встречаются донные структуры; пористость отдельных обломков выше пористости пемз пирокластических потоков. Можно сказать, что отделение газовых фаз и рост объема эруптивного облака продолжались долгое время после извержения потока.

Ил. 7, библиогр. 9 назв.

Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. Ермаков В.А., Волюнец О.Н., Колосков А.В., Кирсанов И.Т., Рудич К.Н. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 190.

Рассматривается ассоциация вулканических пород Камчатки в связи с их тектоническим положением и вещественный состав вулканитов. Приводятся количественно-минералогические и петрохимические характеристики основных типов пород, а также данные по составу породообразующих минералов. В общем объеме вулканитов Камчатки преобладают базальты и андезитобазальты с 50–54% SiO_2 . Показана связь петрохимических особенностей пород с их тектоническим положением. Общая поперечная зональность по щелочности отрицается, однако выделен тип низкокальциевых базальтов, развитых преимущественно вдоль берега океана. Для ассоциаций базальт–андезитобазальтового состава предполагается мантийное происхождение. Образование ассоциаций среднего и кислого состава связывается с процессами дифференциации исходного базальтового расплава, а также с палингенезом и смешением магм разного состава.

Табл. 5, ил. 2, библиогр. 18 назв.

УДК 552.11 (571.66–11)

Кристаллизация и дифференциация в подушечных спилитах района бухты Лаврова на северо-востоке Камчатки. Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Самойленко Б.И., Скрипко К.А. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с.205.

Изучены петрографические и петрохимические неоднородности в четырех подушках из 50-метрового потока подушечных лав. Две из них, находящиеся в 4–5 м от кровли потока, петрографически однородны и по всему объему подушек, включая корни закалки, представлены палеотипным базальтом со слабо раскристаллизованной хлоритизированной основной массой и вкрапленниками сосюртитизированного основного плагноклаза и свежего авгита. В обеих подушках из центра потока между коркой закалки и центральным ядром, сложенными такими же палеотипными базальтами, появляется зона типичных спилитов, отличающихся от палеотипных базальтов как значительно лучшей раскристаллизацией основной массы за счет появления микролитов II генерации (до 40%), так и тем, что плагноклаз вкрапленников и микролитов представлен свежим альбитом. Установлено более раннее отвердевание центральных ядер подушек из центра потока и их гравитационная отсадка. Неоднородности химического состава хорошо коррелируются с петрографическими неоднородностями и обусловлены в основном термодиффузией. Особенности строения подушек объясняются понижением температуры кристаллизации расплава в результате диффузии воды в магму. Оценивается время остывания и кристаллизации магмы в подушках из различных частей потока.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 551.21 551.35; 551.462

✓ Образцы пород с подводного хребта Богорова в центральной части Японского моря. Иное М., Курода Н., Фудзии Ш., Насу Н. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 214.

Исследования подводного хребта Богорова посредством эхолотирования, сейсмопрофилирования с использованием воздушной пушки и драгирования проводились в 1969 г. во время рейса КН-69-2 нис "Хакухо-Мару", принадлежащего Институту океанических исследований (Токийский университет). Драгой были подняты следующие образцы: два угловатых или субугловатых обломка щелочного базальта, две окатанные гальки спекшегося туфа, одна окатанная галька графического гранит-порфира и более десяти окатанных галек туфогенного алевролита среднего размера. Угловатые обломки щелочного базальта, драгированные во время рейса КН-69-2, рассматриваются как образцы вулканических пород, слагающих хребет. Их пористая структура вызывает предположение о том, что извержения имели место на небольших глубинах или в субаэральных условиях. Это значит, что хребет погрузился после извержений вместе с погружением центральной части глубоководной котловины Японского моря.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 16 назв.

Состав и геохимические особенности оливинов и включений в них в четвертичных базальтах Курило-Камчатской зоны. Волюнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов З.И., Новиков В.М., Кирсанов И.Т., Флеров Г.Б., Дубик Ю.М. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 222.

Изучены составы оливинов из главных типов базальтов Камчатки и Курил и включений в них. В работе использовано 45 полных силикатных анализов оливинов и 78 анализов мономинеральных проб на отдельные элементы (Mg, Fe, Ca, Cr, Ni, Co, Mn, Ba, K, Rb, Li), выполненных методом атомной абсорбции.

Показано влияние фактора региональной приуроченности на содержание в оливинах ряда малых компонентов, в первую очередь, Ni, Co, Ca. Сохранение региональной геохимической специфики оливинов на эти элементы независимо от типа магматических образований, фаций глубинности и возраста их свидетельствует о региональной геохимической специализации соответствующих магматических расплавов, которые определяются особенностями состава мантийного субстрата или условиями выплазки.

Табл. 3, ил. 3, библиогр. 19 назв.

УДК 552.31

Типы и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки. Волюнец О.Н., Богоявленская Г.Е. Сб. "Вулканизм островных дуг". М., "Наука", 1977, с. 232.

Среди включений гранитоидов в четвертичных лавах Камчатки могут быть выделены две группы: родственные и ксеногенные включения. Родственные включения обычно приурочены к пемзово-пирокластическим отложениям, количество их велико, состав преобладающих типов включений коррелируется с составом вмещающих пород, а целый ряд петрологических наблюдений свидетельствует об образовании их за счет кристаллизации магмы в приповерхностных условиях. Ксеногенные включения единичны, состав их не коррелируется с составом вмещающих пород, но часто сходен с составом пород фундамента.

Сравнение минералогического состава включения с составом вкрапленников вмещающих лав в ряде случаев позволяет достаточно уверенно высказать предположение о существенной роли глубинного пирометаморфического плавления кристаллического субстрата в происхождении вулканических пород.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 11 назв.

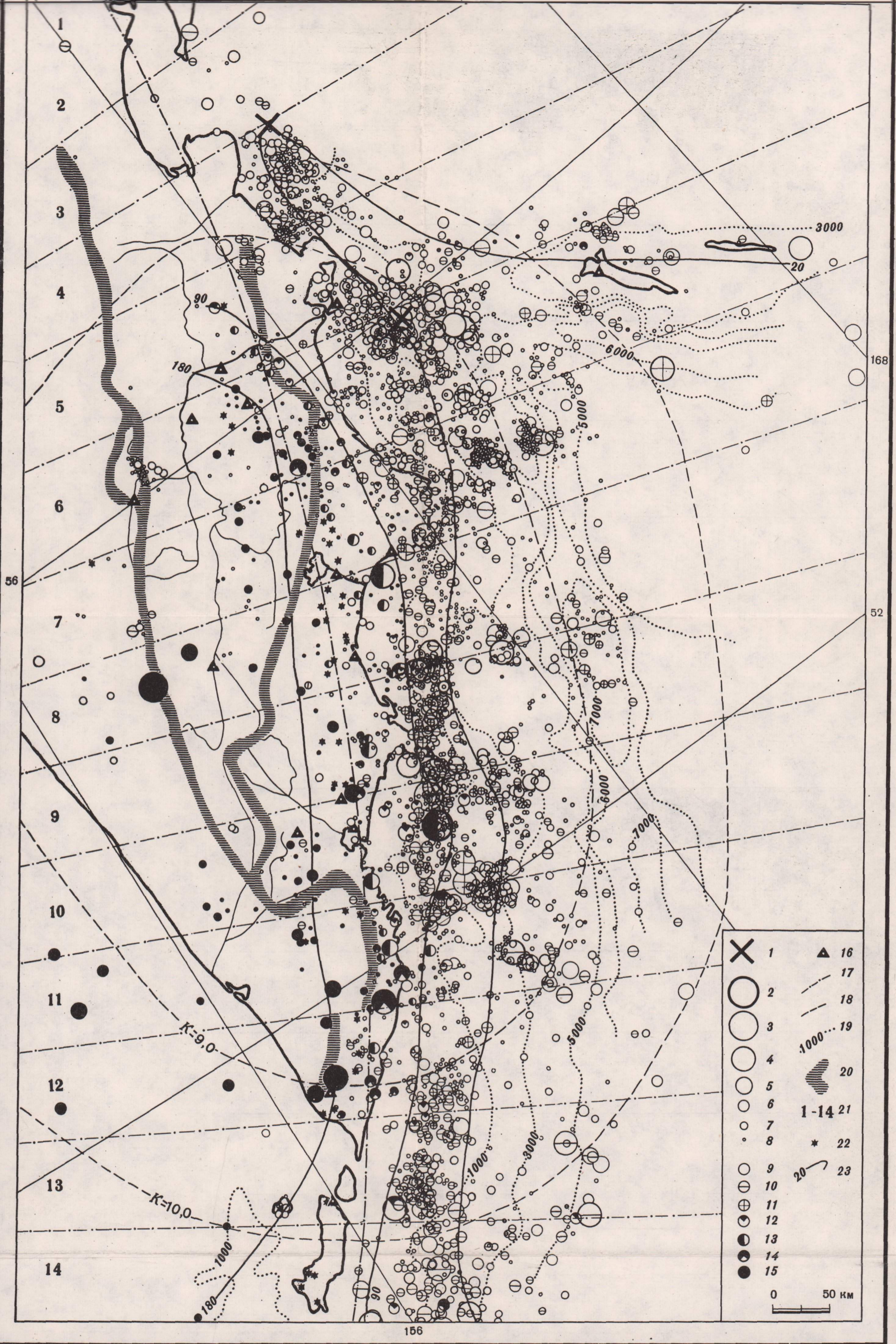


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Камчатки и Командорских островов за 1969-1972 гг. с $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 9$

Энергия землетрясений: 1 - $M = 7,7$; 2 - $M = 7,2$; 3 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 14$; 4 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 13$; 5 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 12$; 6 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 11$; 7 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10$; 8 - $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9$. Глубина очага, км: 9 - 0-25; 10 - 26-50; 11 - 51-75; 12 - 76-100; 13 - 101-125; 14 - 126-200; 15 - $\rightarrow 200$.

16 - сейсмические станции; 17 - ось вулканической дуги; 18 - границы областей уверенной регистрации землетрясений с $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9,0$ ($M = 2,5$) и $K_{S1,2}^{\Phi 68}$

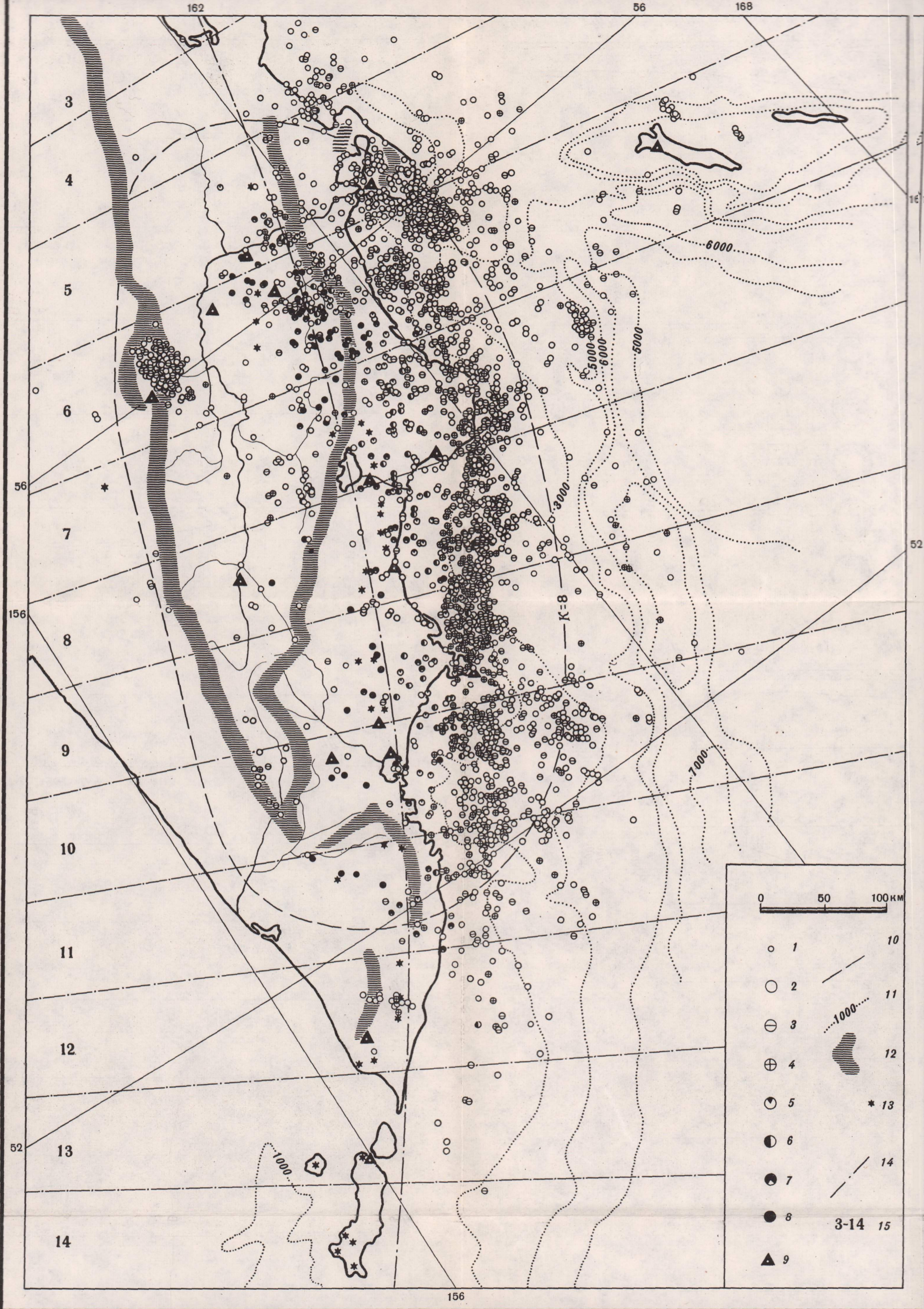


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Камчатки и Командорских островов за 1969-1972 гг. с $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8$

1 - эпицентры землетрясений. Глубина очага, км: 2 - 0-25, 3 - 26-50, 4 - 51-75; 5 - 76-100; 6 - 101-125; 7 - 126-200; 8 - 200; 9 - сейсмические станции; 10 - граница надежной регистрации землетрясений с $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8$; 11 - изобаты; 12 - основные горные хребты; 13 - вулканы; 14 - ось вулканической дуги; 15 - секторы вулканической дуги.

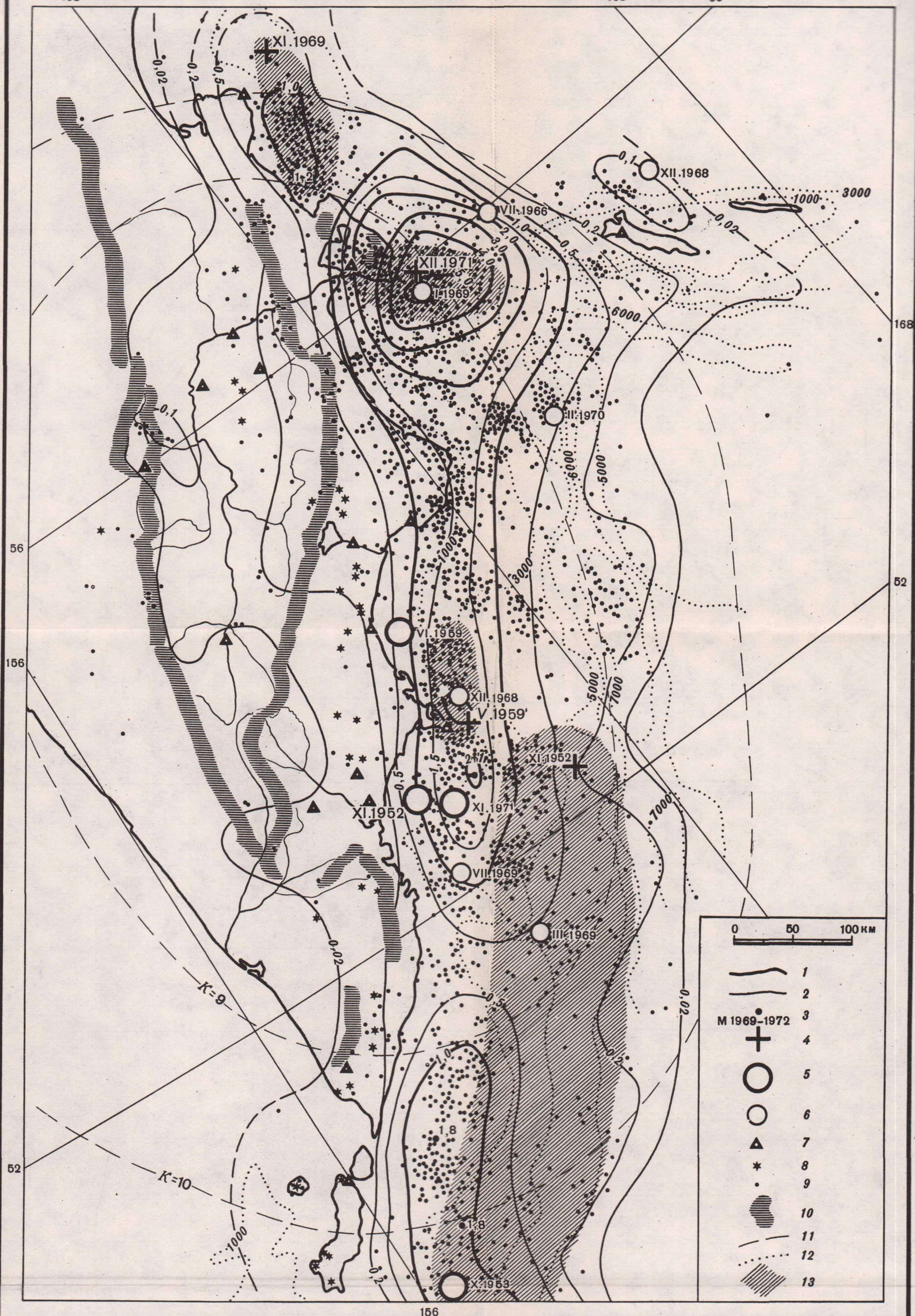
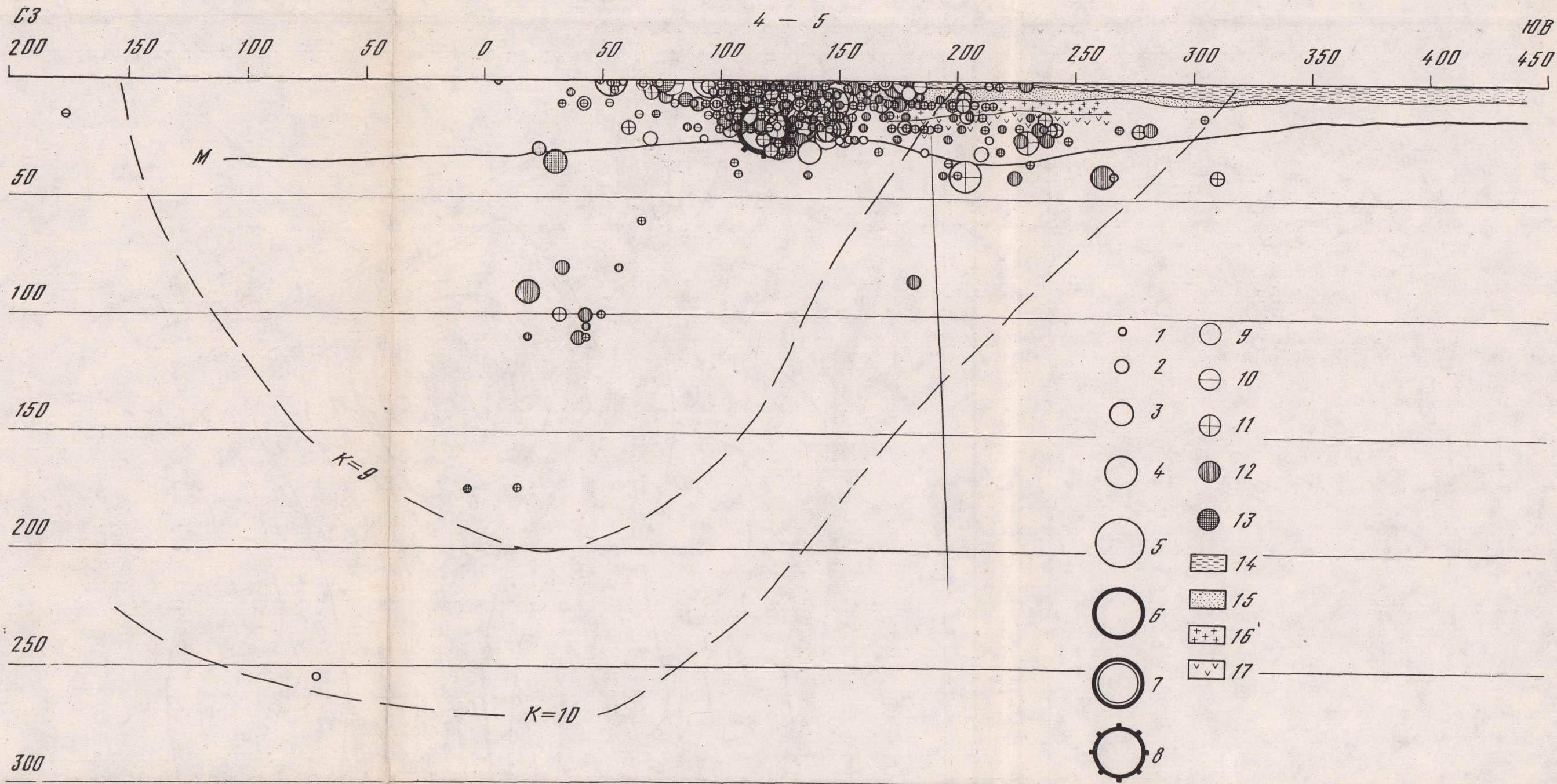


Рис. 3. Карта сейсмической активности Камчатки и Командорских островов за 1969-1972 гг.

1,2 - изолинии сейсмической активности в единицах A_{10} ; 3 - максимумы сейсмической активности за 1969-1972 гг., измеренные в единицах A_{10} ; 4-6 - эпицентры сильных землетрясений за 20 предыдущих лет с разными магнитудами: 4 - $M > 7,5$; 5 - $7,0 < M < 7,5$; 6 - $6,5 < M < 7,0$; 7 - сейсмические станции; 8 - вулканы; 9 - эпицентры землетрясений за 1969-1972 гг. с $K_{S1,2}^{\Phi 68} > 9$ (без дифференциации по энергии); 10 - основные горные хребты; 11 - границы областей уверенной регистрации землетрясений с $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9$ и 10; 12 - изобаты; 13 - области очагов землетрясений 4.XI.1952 г. с $M = 8\frac{1}{2}$; 4.V.1959 г. с $M = 7\frac{3}{4}$; 23.XI.1969 г. с $M = 7,7$; 15.XII.1971 г. с $M = 7,7$



- | | |
|-----|--------|
| ○ 1 | ○ 9 |
| ○ 2 | ⊖ 10 |
| ○ 3 | ⊕ 11 |
| ○ 4 | ● 12 |
| ○ 5 | ● 13 |
| ○ 6 | ▨ 14 |
| ○ 7 | ▨ 15 |
| ○ 8 | ⊕⊕⊕ 16 |
| | ▽▽▽ 17 |

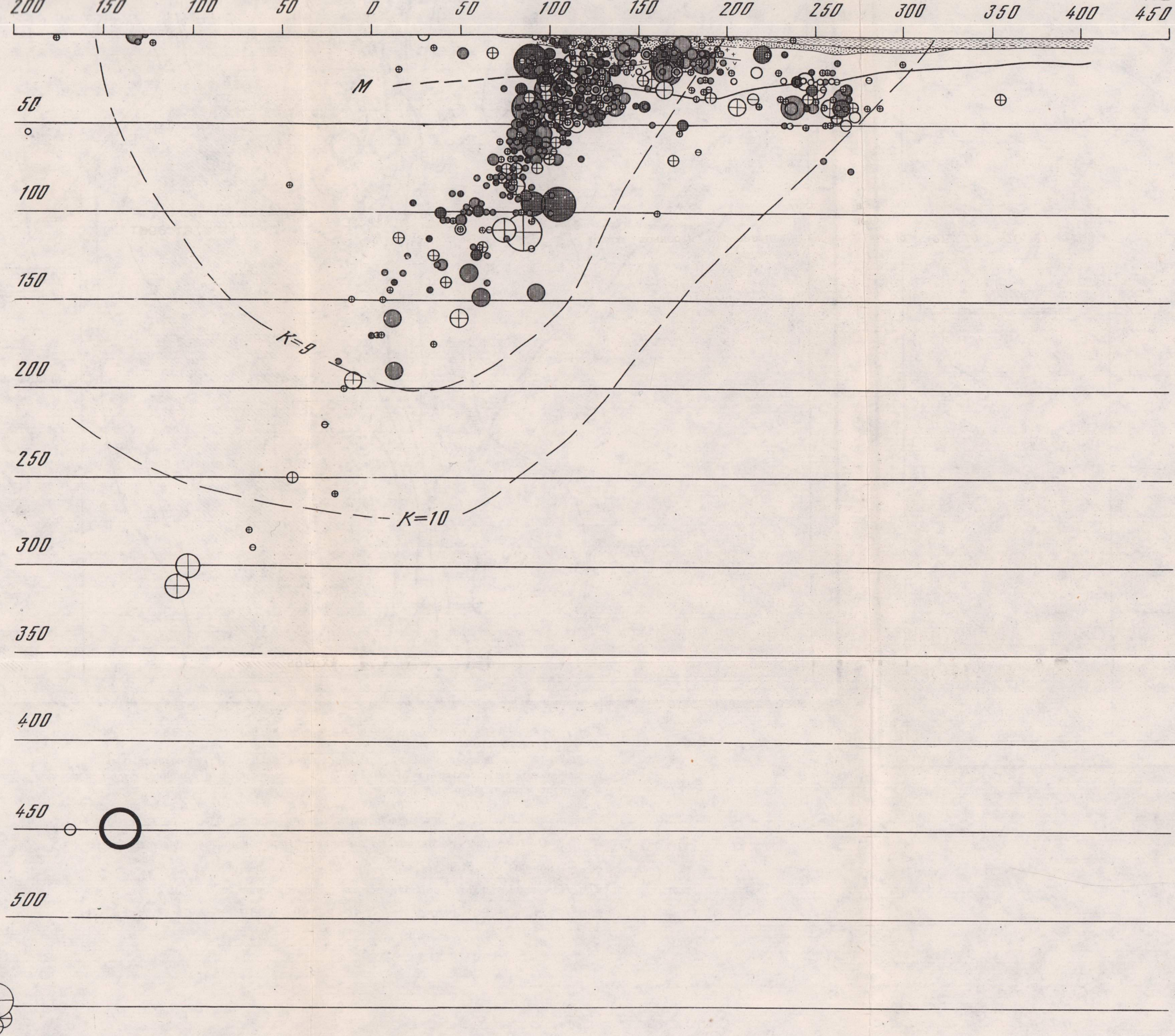


Рис. 4. Вертикальные разрезы вкост оси вулканической дуги с очагами землетрясений за 1969-1972 гг.

а - секторы 4-5. Энергия землетрясений: 1 - $K^{\Phi 68} = 9$; 2 - $K^{\Phi 68} = 10$; 3 - $K^{\Phi 68} = 11$; 4 - $K^{\Phi 68} = 12$; 5 - $K^{\Phi 68} = 13$; 6 - $K^{\Phi 68} = 14$; 7 - $M \sim 7$; 8 - $M = 7,7$.

Класс точности определения глубины, км: 9 - ± 25 ; 10 - ± 20 ; 11 - ± 15 ; 12 - ± 10 ; 13 - ± 5 ; 14 - вода; 15 - осадочная толща; 16 - "гранитный" слой; 17 - "базальтовый" слой, пунктирными линиями обозначены области надежной регистрации землетрясений с $K^{\Phi 68} = 9$ и 10; б - секторы 6-7; в - секторы 8-9; г - секторы 10-12

350

03

250 200 150 100 50 0 50 100 150 200 250 300 350 400 450

10-11-12

10B

50

100

150

200

250

300

350

400

450

500

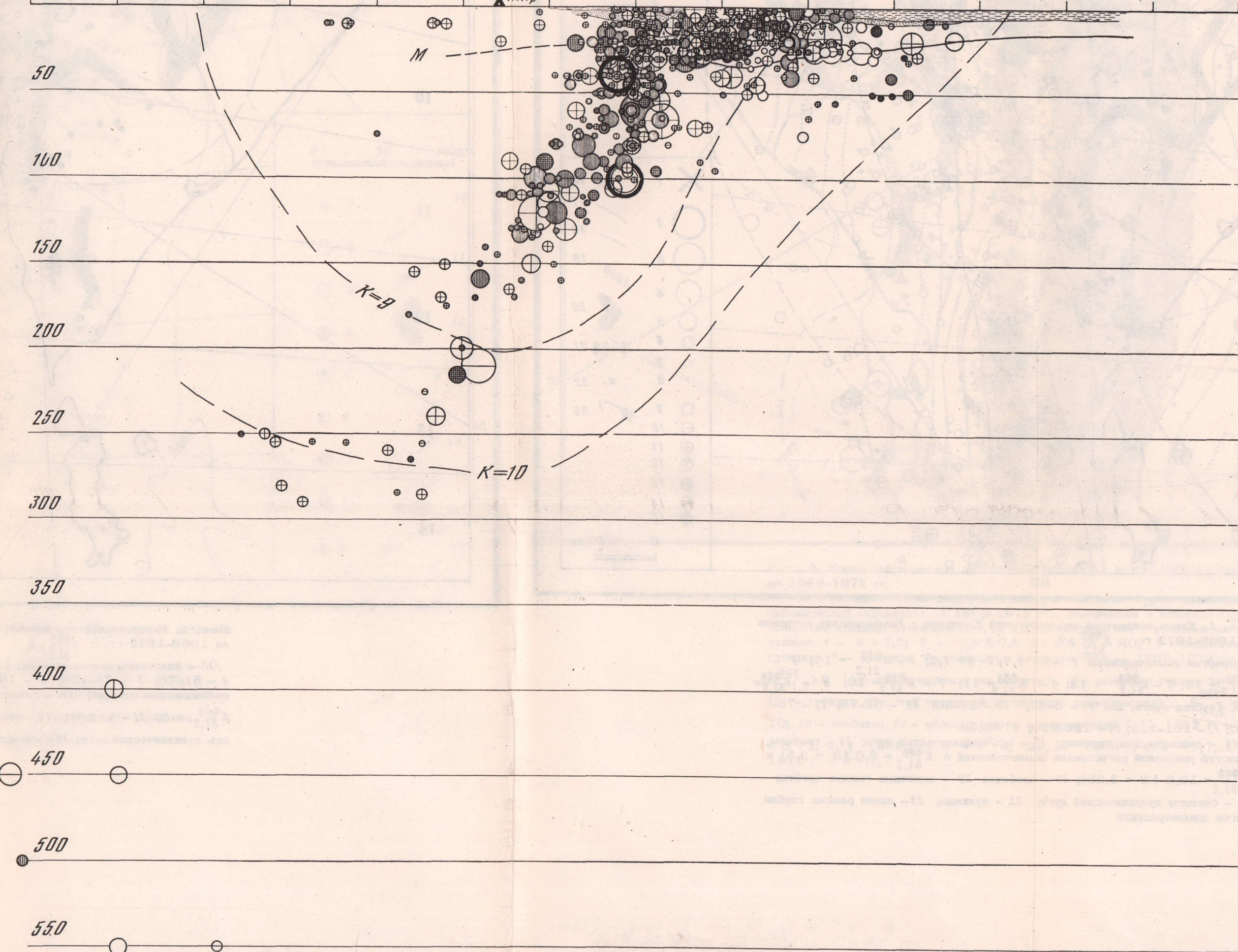
550

0mp

M

K=9

K=10



1 р. 68 к.

1993