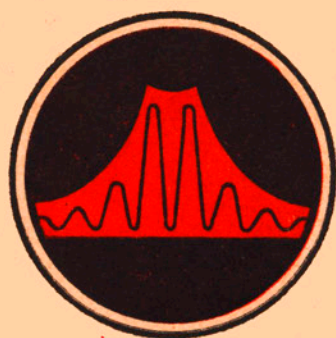


ISSN 0203-0306

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ



4·1989

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

Журнал основан в 1979 г.

№ 4

Выходит 6 раз в год

Москва, «Наука»

1989 • июль—август

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-кор. АН СССР **С. А. ФЕДОТОВ** (главный редактор),

д-р геол.-мин. наук **С. Т. БАЛЕСТА** (ответств. секретарь), д-р геол.-мин. наук **В. И. ВЛОДАВЕЦ**, канд. физ.-мат. наук **А. А. ГУСЕВ**, д-р геол.-мин. наук **К. К. ЗЕЛЕНОВ**, д-р геол.-мин. наук **А. А. КАДИК**, д-р геол.-мин. наук **Е. К. МАРХИНIN**, д-р геол.-мин. наук **Ю. П. МАСУРЕНКОВ**, д-р геол.-мин. наук **С. И. НАБОКО**, д-р геол.-мин. наук **В. П. ПЕТРОВ**, канд. геол.-мин. наук **К. Н. РУДИЧ**, член-кор. АН СССР **Л. Н. РЫКУНОВ**, член-кор. АН СССР **С. Л. СОЛОВЬЕВ**, канд. геол.-мин. наук **В. М. СУГРОБОВ**, канд. физ.-мат. наук **Р. З. ТАРАКАНОВ**, канд. физ.-мат. наук **П. И. ТОКАРЕВ** [зам. главного редактора], академик **Н. А. ШИЛО**, д-р геол.-мин. наук **В. Н. ШИЛОВ** [зам. главного редактора], канд. геол.-мин. наук **К. Г. ШИРИНЯН**

СОДЕРЖАНИЕ

Никитина Л. П., Меняйлов И. А., Шапарь В. Н. Модифицированные методы отбора и анализов вулканических газов	3
Будников В. А. Генетические группы пирокластики в зависимости от типа и динамики извержения	16
Гриб Е. Н. Состав и условия кристаллизации лав вулканических построек Северо-Мутновской вулканотектонической зоны	29
Есиков А. Д., Карпов Г. А., Чешко А. Л. Изотопно-гидрохимическое изучение современной гидротермальной деятельности в кальдере Узон (Камчатка). II. Гидроизотопная модель гидротермальной системы кальдеры Узон	43
Стрельцов М. И. О сейсмодислокациях Курило-Камчатской островной дуги	59
Копничев Ю. Ф. О природе короткопериодной коры Р-волны на расстояниях до 3000 км	74
Лемзиков В. К., Гусев А. А. Энергетическая классификация близких камчатских землетрясений по уровню кода-волн	83
Гордеев Е. И., Салтыков В. А., Синицын В. И., Чебров В. Н. Временные и пространственные характеристики волновых полей вулканического дрожания	98

VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY

July—August

1989 • № 4

Editor-in-Chief S. A. FEDOTOV

CONTENTS

Nikitina L. P., Menyailov I. A., Shapar' V. N. Modified Methods of Sampling and Analysis of Volcanic Gases	3
Budnicov V. A. Facies of Pyroclastic: Their Dependence on the Type and Dynamics of Volcanism	16
Grib E. N. Composition and Conditions of Lava Crystallization at Volcanic Edifices in the North Mutnovskii Volcano-Tectonic Zone	29
Esikov A. D., Karpov G. A., and Cheshko A. L. Isotopic and Hydrochemical Study of Hydrothermal Activity in the Uzon Caldera (Kamchatka). II. Hydroisotopic Model for the Uzon Caldera Hydrothermal System	43
Strel'tsov M. I. Seismic Dislocations in the Kuril-Kamchatka Island Arc	59
Kopnichen Yu. F. The Nature of Short-Period P-Wave Coda at Distances up to 3000 km	74
Lemzikov V. K. and Gusev A. A. Energy Classification of Close Kamchatka Earthquakes Based on Coda-Wave Level	83
Gordeev E. I., Saltykov V. A., Sinitsyn V. I., and Chebrov V. N. Temporal and Spatial Characteristics of Volcanic Tremor Wave Fields	98

Адрес редакции

683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,
Институт вулканологии, тел. 3-90-12

103062, Москва, Подсосенский пер., 21, тел. 120-05-95

Зав. редакцией А. С. Андреева

УДК 551.21

Л. П. НИКИТИНА, И. А. МЕНЯЙЛОВ, В. Н. ШАПАРЬ

МОДИФИЦИРОВАННЫЕ МЕТОДЫ ОТБОРА И АНАЛИЗА
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ

При работе по программе слежения за состоянием активных вулканов Камчатки и Курильских островов было испытано несколько способов отбора вулканических газов в вакуумированные барботеры с щелочным поглотителем. В результате предложен наиболее простой и удобный в сложных условиях работы на вулканах способ отбора газов в отдельный вакуумированный барботер, наполненный 4М раствором КОН с добавлением сухого препарата гидроксида кадмия, позволяющий в одной пробе определять абсорбированные и неабсорбированные компоненты газовой смеси H_2O , HF, HCl, H_2S , SO_2 , CO_2 , CO, CH_4 , H_2 , N_2 , O_2 , Ar с удовлетворительной воспроизводимостью. При необходимости одновременно можно отбирать две параллельные пробы. Предложены специально разработанные или измененные и дополненные стандартные методы анализа пробы газа. Приведена метрологическая характеристика используемых методов определения компонентов газовой смеси в широком интервале концентраций, характерных для вулканических эксгаляций.

MODIFIED METHODS OF SAMPLING AND ANALYSIS OF VOLCANIC GASES, by Nikitina L. P., Menyailov I. A., and Shapar' V. N. During observation of the state of active volcanoes of Kamchatka and Kuril Islands several methods of intakes of volcanic gases into vacuum bubblers with alkaline absorbent have been tested. As a result, a simple and convenient method of gas sampling in complicated conditions is suggested. Gases are collected into a vacuum bubbler filled with 4M solution of KOH with addition of dry Cd hydroxide; thus one sample allows one to determine absorbed and nonabsorbed gas mixture components H_2O , HF, HCl, H_2S , SO_2 , CO_2 , CO, CH_4 , H_2 , O_2 and Ar with satisfactory reproducibility. Two samples can be collected simultaneously when necessary. Specially developed or modified standard methods of gas sample analysis are suggested. Metrological characteristics of the methods applied to determine gas mixture components in a wide range of concentrations typical of volcanic exhalations are presented.

(Received June 24, 1988)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Введение

Основными требованиями, предъявляемыми исследователями к методам отбора и анализа вулканических газов, являются надежность, простота и универсальность конструкции системы отбора в сложных условиях работы на вулкане, а также получение возможно более широкого набора достоверно аналитически определяемых компонентов газовой смеси в одной пробе.

При разработке методов отбора вулканических газов нами за основу был принят метод, предложенный В. Гиггенбахом в 1975 г. [9], который первым использовал на вулкане стандартный барботажный жидкостный поглотительный способ отбора газов в вакуумированные сосуды [8] в сочетании с последующим титриметрическим определением углекислоты в щелочном поглотителе.

В качестве полигона для испытания различных методов отбора вулканических газов был выбран вулкан Эбеко (о-в Парамушир), для которого характерны сольфатарный состав фумарол и невысокие температуры газов на выходе (100—124°С). Методические работы на вулкане проводились, начиная с 1984 г. Разрабатываемые методы отбора одновременно проходили проверку на фумаролах с различным составом и

температурой газов вулканов Шивелуч ($<100^{\circ}\text{C}$), Безымянный ($300\text{—}450^{\circ}\text{C}$) на Камчатке, Момотомбо ($\geq 850^{\circ}\text{C}$), Серро Negro (320°C), Сан-Кристобаль (620°C) в Никарагуа, Белый остров ($\sim 500^{\circ}\text{C}$) в Новой Зеландии.

Все аналитические работы проводились в лаборатории газовой группы Института вулканологии ДВО АН СССР.

Оборудование и техника отбора проб газов

В работе применяли газоотборную трубку из кварцевого стекла, которую помещали в другую трубку из нержавеющей стали. В качестве поглотительных сосудов использовали барботеры емкостью 270—300 мл, изготовленные из тугоплавкого стекла (пирекс) (рис. 1). Было опробовано несколько различных поглотительных растворов для абсорбции кислых компонентов газовой смеси (CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , HF). В качестве основного поглотителя был выбран раствор едкого кали, более удобный, чем раствор едкого натрия [9], так как карбонат калия значительно более растворим, чем карбонат натрия, который, как показала практика работы на вулканах, быстро выделяется в виде кристаллов, закупоривающих газоотборную систему. Раствор едкого кали в качестве поглотителя вулканических газов употребляют и итальянские вулканологи [10]. Нами в работе был использован 4М раствор КОН, приготовленный из едкого кали (ч. д. а., фирмы «Сметарол») на бескарбонатной трижды перегнанной воде. В барботер всегда вводили 50 мл щелочного раствора.

Для выделения из газовой смеси сероводорода были испытаны способы отбора пробы с применением сухого препарата гидроксида кадмия и раствора ацетата кадмия, которые вводились в щелочную зарядку, а также — раствора ацетата кадмия как самостоятельного адсорбента. Количество кадмия варьировали в зависимости от ожидаемой концентрации H_2S в фумарольных газах.

В работе на вулкане Эбеко были использованы две системы отбора проб газа: с одним и с двумя барботерами, соединенными последовательно. В системе отбора с двумя барботерами (табл. 1, отбор 1—2) в первый барботер вводили 30 мл 2,73%-ного раствора ацетата кадмия, подкисленного ледяной уксусной кислотой до pH 3,83; во второй барботер вводили 50 мл 4М КОН и 50 мг сухого препарата гидроксида кадмия для улавливания проскока сероводорода.

В отборе с одним барботером в качестве поглотительной жидкости использовали чистый 4М раствор КОН (см. табл. 1, отбор 2) и этот же раствор, но с добавками кадмия (отборы 3 и 4). Для отбора 3 в 50 мл 4М КОН вводили 2 мл 43%-ного раствора ацетата кадмия, приготовленного без уксусной кислоты. Для отбора 4 в щелочной раствор вводили навеску ($1\pm 0,01$ г) сухого препарата $\text{Cd}(\text{OH})_2$ (квалификации ос. ч.), предварительно растертого в агатовой ступке.

При подготовке к отбору пробы газа в пустой предварительно калиброванный с точностью до $\pm 0,5$ мл барботер вводили поглотительный раствор, на входы надевали вакуумные шланги и при помощи форвакуумного насоса откачивали из него воздух (до «кипения» раствора). Шланги пережимали и фиксировали алюминиевыми кольцами (см. рис. 1). На следующий день проводили повторное вакуумирование барботера. Затем его взвешивали на технических весах ВЛК — 500 г — М с точностью до $\pm 0,1$ г. В таком виде барботер готов к работе.

На вулкане одновременно отбирали две параллельные пробы газа. Общий вид газоотборной системы представлен на рис. 2. К термостатированной газоотборной трубке, предварительно прогретой до температуры фумарольных газов, подключали барботеры при помощи крестообразного переходника с капиллярными трубками. Зажим вакуумного

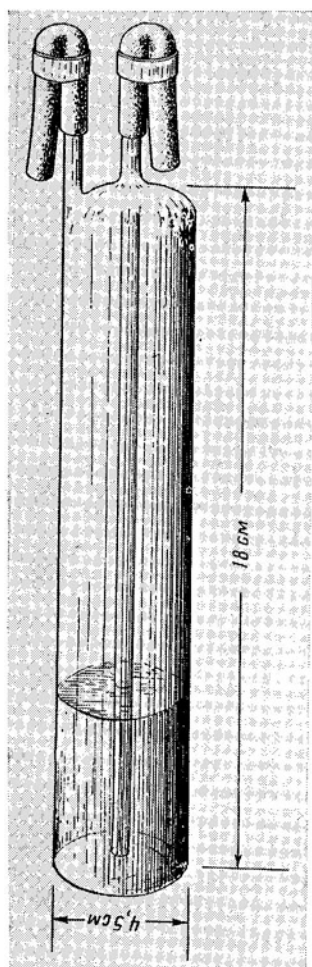


Рис. 1

Рис. 1. Барботер с поглотителем, вакуумированный

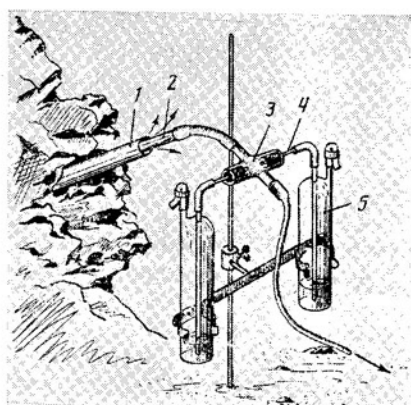


Рис. 2

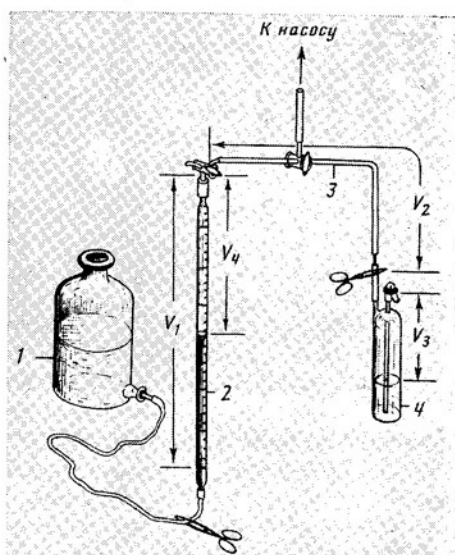


Рис. 3

Рис. 2. Газоотборная система (общий вид). 1 — трубка из нержавеющей стали; 2 — газоотборная трубка из кварцевого стекла; 3 — переходник; 4 — капиллярная трубка; 5 — барботер с поглотителем

Рис. 3. Установка для измерения объема неабсорбированных газов в барботере. 1 — уравнильный сосуд; 2 — градуированная газовая бюретка; 3 — соединительный вакуумный шланг; 4 — барботер с пробой газа

шланга постепенно ослабляли. Система обеспечивала скорость отбора газа не выше 1,5 г конденсата в 1 мин. На вулкане Эбеко для достоверного анализа достаточно было отбирать 40—60 г конденсата. Барботеры охлаждали водой со снегом.

Анализ неабсорбированных газов

После отбора пробы газа хорошо переносили транспортировку. Подсоса воздуха не наблюдалось. В лаборатории барботеры с пробой взвешивали для определения прибавки в весе (Δ) за счет образования кон-

Объем пробы и состав газов (мол. %) фумаролы

Номер пробы *	Способ отбора **	Δ , мг	Пропущено сухого газа, мл		H_2O	$HF \cdot 10^3$	HCl	H_2S
			V_r (н. у.) ***	CO_2				
29	1—2	$38\,609 \pm 199$	$\frac{4,23 \pm 0,07}{4,55 \pm 0,11}$	$420,2 \pm 4,1$	$98,73 \pm 0,52$	7 ± 1	$0,37 \pm 0,02$	$5,77 \pm 0,11$
30		$52\,649 \pm 199$	$\frac{1,91 \pm 0,02}{4,91 \pm 0,11}$	$555 \pm 5,1$	$98,75 \pm 0,39$	$5 \pm 0,7$	$0,40 \pm 0,024$	$5,41 \pm 0,12$
31	2	$56\,688 \pm 141$	$5,32 \pm 0,11$	$634 \pm 5,6$	$98,71 \pm 0,26$	8 ± 1	$0,29 \pm 0,014$	He опр.
32		$57\,022 \pm 141$	$5,01 \pm 0,11$	$658,4 \pm 6,1$	$98,68 \pm 0,26$	$4 \pm 0,6$	$0,24 \pm 0,014$	He опр.
33	3	$44\,043 \pm 141$	$4,08 \pm 0,11$	$476,6 \pm 4,6$	$98,71 \pm 0,33$	$10 \pm 1,5$	$0,20 \pm 0,01$	$6,02 \pm 0,19$
34		$44\,897 \pm 141$	$4,24 \pm 0,11$	$481,1 \pm 4,8$	$98,74 \pm 0,32$	$9 \pm 1,4$	$0,17 \pm 0,01$	$5,90 \pm 0,19$
35	4	$54\,954 \pm 141$	$5,63 \pm 0,11$	$595,6 \pm 5,6$	$98,77 \pm 0,27$	$6 \pm 0,9$	$0,25 \pm 0,016$	$5,77 \pm 0,16$
36		$39\,370 \pm 141$	$4,19 \pm 0,11$	$434 \pm 4,1$	$98,67 \pm 0,37$	7 ± 1	$0,22 \pm 0,01$	$5,81 \pm 0,21$
39		$48\,315 \pm 141$	$4,55 \pm 0,11$	$519,3 \pm 5,1$	$98,74 \pm 0,30$	$6 \pm 0,8$	$0,24 \pm 0,016$	$6,27 \pm 0,18$

* Для проб № 29 и 30, 31 и 32, 33 и 34, 35 и 36, кроме № 39, применялся параллельный отбор.

** Использованы: (1—2) система отбора с двумя барботерами. В первый барботер введены 30 мл 2,73%-ного раствора ацетата кадмия, во второй — 50 мл 4 М раствора КОН и 50 мг $Cd(OH)_2$ (сухой препарат); 2, 3 и 4 — системы отбора с одним барботером; поглотитель 50 мл 4 М КОН, кроме того, введены: 3 — 2 мл 43%-ного раствора ацетата кадмия, 4 — 1 г $Cd(OH)_2$ (сухой препарат).

*** V_r — объем неабсорбированных газов (при н. у.). В числителе V_r — над раствором в первом барботере (воздушные компоненты вычтены), в знаменателе V_r — во втором барботере. Для CO_2 , HF , HCl и SO_2 $n=2-5$; для CO , CH_4 , H_2 , N_2 , O_2 и Ar $n=2$.

денсата и накопления абсорбированных в поглотителе компонентов вулканических газов. Суммарная относительная погрешность определения Δ для всех проб была не выше $\pm 0,6\%$ (см. табл. 1).

Измерение объема неабсорбированных газов пробы (V_r) при существующем атмосферном давлении и комнатной температуре проводили при помощи установки, показанной на рис. 3. Вначале форвакуумным насосом откачивали воздух из пространства $V_1 + V_2$, затем после подключения барботера с пробой газа (V_3) уравнительным сосудом, заполненным подкисленным насыщенным раствором хлорида натрия, устанавливали объем V_4 . Объем неабсорбированных газов вычисляли по формуле: $V_r = \frac{(V_1 + V_2 + V_3) \cdot V_4}{V_1}$, где $V_1 = 644 \pm 0,5$ мл; $V_2 = 5 \pm 0,05$ мл; V_3 — объ-

ем газового пространства в барботере после отбора пробы, рассчитанный по формуле $V_3 = V_6 - [V_{п.ж} + (\Delta - c_{CO_2})]$, мл, где V_6 — объем барботера, $V_{п.ж}$ — объем поглотительной жидкости, мл; c_{CO_2} — содержание CO_2 , г/проба. Относительная погрешность замера V_r , рассчитанная методом накопления погрешностей, для каждого образца не превышала $\pm 2,5-3\%$.

Для определения концентраций неабсорбированных компонентов газов пробы был использован газохроматографический метод анализа. Водород, окись углерода, метан определяли на хроматографе «Газохром»-3101 при помощи тефлоновой колонки длиной 1,5 м с активированным углем АГ-3. Расход газа-носителя (аргон) — 22 см³/мин. Определение аргона, кислорода и азота проводили на хроматографе ЛХМ-80 с детектором-катарометром. Расход газа-носителя (гелий) 50 см³/мин. Использовали стальную колонку длиной 3 м, заполненную двумя сорбентами (молекулярными ситами) NaA и CaX. Температура колонки — комнатная [7]. Определение углекислоты проводили на этом же хроматографе на другой колонке, заполненной «Полисорбом-1».

	SO ₂	CO ₂	CO · 10 ⁴	CH ₄ · 10 ⁴	H ₂ · 10 ³	N ₂	O ₂	Ar · 10 ³
	22,59 ± 0,23	70,50 ± 0,68	4,6 ± 0,3	2,7 ± 0,3	8,8 ± 0,2	0,63 ± 0,02	0,120 ± 0,003	7 ± 0,2
	24,45 ± 0,23	69,13 ± 0,64	4,1 ± 0,2	2,3 ± 0,2	8,2 ± 0,3	0,50 ± 0,013	0,090 ± 0,003	5 ± 0,14
Σ	27,80 ± 0,26	71,30 ± 0,63	3,2 ± 0,2	1,9 ± 0,2	12 ± 0,3	0,52 ± 0,01	0,070 ± 0,002	4 ± 0,13
Σ	27,41 ± 0,25	71,80 ± 0,7	3,4 ± 0,2	2,3 ± 0,2	12 ± 0,3	0,43 ± 0,01	0,050 ± 0,001	3 ± 0,1
	24,08 ± 0,27	69,10 ± 0,7	3,6 ± 0,23	2,6 ± 0,2	8,6 ± 0,3	0,52 ± 0,014	0,060 ± 0,002	3 ± 0,1
	23,70 ± 0,24	69,60 ± 0,7	3,6 ± 0,23	2,6 ± 0,2	8,5 ± 0,3	0,55 ± 0,014	0,060 ± 0,002	4 ± 0,1
	20,99 ± 0,26	72,3 ± 0,7	3,8 ± 0,2	2,4 ± 0,2	8,7 ± 0,2	0,59 ± 0,014	0,080 ± 0,002	6 ± 0,15
	25,33 ± 0,26	68,0 ± 0,7	3,5 ± 0,25	2,2 ± 0,2	8,2 ± 0,2	0,56 ± 0,015	0,080 ± 0,002	6 ± 0,2
	23,05 ± 0,33	69,81 ± 0,7	3,4 ± 0,2	2,3 ± 0,2	8,6 ± 0,3	0,55 ± 0,014	0,060 ± 0,002	4,2 ± 0,14

Относительная погрешность газохроматографического анализа исследуемых концентраций компонентов в пробах вулкана Эбеко была не выше для (в %): H₂ — 1,9, CO — 5—6, CH₄ — 7—9, Ar — 1,75, O₂ — 1,7, N₂ — 1,3 и CO₂ — 1—3.

Подготовка поглотителя и анализ абсорбированных газов

После того как анализ неабсорбированных газов закончен, осадок CdS + Cd(OH)₂ из барботера переносили на плотный фильтр («синяя лента»), отмывали его теплой бескарбонатной бидистиллированной водой до отрицательной реакции на хлорид-ион. В случае ацетатных растворов (см. табл. 1, отбор 1—2, первый барботер) фильтрат собирали в мерную колбу емкостью 100 мл, а в случае щелочных растворов (отборы: 1—2 (второй барботер), 3 и 4) — в мерную колбу емкостью 200 мл. Избыточные промывные воды собирали в стакан, в котором затем на водяной бане их подпаривали и добавляли к основному фильтрату. Пробу с поглотителем КОН без кадмия (см. табл. 1, отбор 2) переводили в мерную колбу емкостью 200 мл, не фильтруя.

Для окисления поливалентной серы в мерную колбу с основным раствором вводили 1—5 мл 30% H₂O₂ и через 15 мин на водяной бане разлагали ее избыток. При необходимости количество H₂O₂ увеличивали. После охлаждения раствор в мерной колбе доводили до метки бескарбонатным бидистиллятом. Все окисленные щелочные и ацетатные растворы до определения в них CO₂, F⁻, Cl⁻, SO₄²⁻ хранились в полиэтиленовой посуде. Одновременно в тех же условиях подготавливали и холостые пробы.

Определение H₂S. Для определения H₂S использовали иодометрический метод анализа осадка CdS [6]. Фильтр с осадком CdS + Cd(OH)₂ помещали в коническую колбу титрования емкостью 300 мл. Большой осадок (> 50 мг H₂S) переносили с фильтра в мерную колбу емкостью 200—500 мл и после введения в нее стандартизированного раствора I₂, HCl и доведения водой до метки в аликвотной порции раствора оттитровывали избыток иода тиосульфатом по крахмалу. Остатки CdS на фильтре анализировали отдельно. Содержание сероводорода вычисляли по

формуле: $H_2S \text{ (мг)} = (V_1 \cdot n_1 - V_2 \cdot n_2) \cdot 17,04$, где $V_1 \cdot n_1$ — объем (мл) и нормальность прибавленного раствора иода; $V_2 \cdot n_2$ — объем (мл) и нормальность раствора тиосульфата, израсходованного на обратное титрование.

Относительная погрешность определения H_2S в газах предложенным методом не превышала $\pm 2-4\%$.

Определение CO_2 проводили потенциометрическим титрованием в аликвотной порции (2—10 мл из колбы 200 мл) окисленного щелочного раствора, которую разбавляли до 50 мл бескарбонатной дистиллированной водой. Измерение pH анализируемого раствора осуществляли на pH-метре (673—М) электродами: стеклянным (ЭСЛ-43-07) и вспомогательным (ЭВЛ-1М3) с погрешностью $\pm 0,05$ pH. Для перемешивания раствора использовали магнитную мешалку.

При помощи вначале 3н, а затем 0,1н растворов HCl устанавливали pH исследуемой пробы 8,3, после чего титровали ее 0,1н раствором HCl до pH 4,0, учитывая объем кислоты (V_1), пошедший на первое титрование. При этом анализируемая проба непрерывно продувалась воздухом, очищенным от CO_2 . Остатки углекислоты удаляли из пробы при pH 3,5. Затем при помощи 0,1 и 0,02н растворов NaOH доводили pH пробы до 8,3 и снова титровали 0,1н раствором HCl до pH 4,0, отмечая объем кислоты (V_2) пошедшей на второе титрование.

Содержание CO_2 в пробе высчитывали по формуле $CO_2 \text{ (мг)} = 880 (V_1 - V_2)/V$, где V_1 и V_2 — объемы 0,1н раствора HCl, израсходованные при первом и втором титровании (мл), V — объем аликвотной порции пробы (мл).

Методика определения углекислоты в щелочных зарядках была проверена на модельных образцах в эксперименте «введено-найдено» для концентраций CO_2 (мг): 173, 605, 1000, 1745. Углекислоту вводили в вакуумированные барботеры с поглотительными жидкостями состава: 50 мл 4М КОН и с добавками 2 мл 43%-ного раствора ацетата кадмия или 1 г сухого препарата гидроксида кадмия. Имитаторы подготавливали к анализу в условиях, повторяющих условия подготовки реальной пробы.

Было установлено, что в предложенных условиях титрования относительное стандартное отклонение (S_r) результата определения CO_2 не превышало 0,020 для концентрации 173 мг/проба и 0,005—0,01 для концентраций 605, 1000, 1745 мг/проба и было одинаковым для чистых щелочных растворов и с добавками кадмия. Отмечены повышенные содержания CO_2 в холостых пробах, содержащих в поглотителе сухой препарат гидроксида кадмия.

Удовлетворительно, в пределах 99—100,6%, открывались добавки CO_2 в реальные щелочные пробы, содержащие конденсат.

Содержание HF, HCl и SO_2 в газах устанавливали, определяя анионный состав окисленной щелочной пробы. В случае отбора 1—2 (см. табл. 1) для такого анализа готовили смешанный раствор, состоящий из 50 мл ацетатного и 100 мл щелочного фильтратов. Осажденный гидроксид кадмия отфильтровывали, отмывали на фильтре до отрицательной реакции на хлорид-ион. Фильтрат собирали в мерную колбу емкостью 200 мл. Результаты анализа смешанного раствора удваивали.

Определение Cl^- . Для определения Cl^- аликвотную порцию окисленной щелочной пробы помещали в коническую колбу титрования, добавляли на каждые 10 мл пробы по 2 мл свежепрокипяченной 6М HNO_3 и затем дополнительно — еще по 4 мл кислоты на каждые 25 мл анализируемого раствора. Кислоту вводили через воронку, которую не снимали с колбы в процессе кипячения пробы в течение 1—2 мин до полного удаления углекислоты. Титровали раствор по методу Фольгарда [5].

Содержание HCl вычисляли по формуле $HCl \text{ (мг)} = 7292 (V_1 \cdot n_1 - V_2 \cdot n_2)/V$, где $V_1 \cdot n_1$ и $V_2 \cdot n_2$ — объем (мл) и нормальность титрованных

растворов AgNO_3 и NH_4CNS соответственно; V — объем (мл) аликвотной порции щелочной пробы из колбы емкостью 200 мл.

Относительная погрешность определения HCl в газах используемым методом не превышала $\pm 7\%$.

Определение F^- . Для определения фтора был использован потенциометрический метод анализа с помощью фторидселективного электрода ОР-Г-7111 фирмы «Раделкис». Шкалу стандартов F^- готовили на основе 1М или 0,5М растворов КОН. Буферный раствор для поддержания постоянной ионной силы анализируемого раствора (БРОИС) содержал 1 моль/л хлорида натрия, 1 моль/л смеси ацетата натрия и уксусной кислоты, 0,2 моль/л тартрата калия-натрия; pH буферного раствора доводили едким натром до 6 [3]. В работе использовали реактивы марки ос. ч., х. ч. и трижды перегнанную воду.

На определение F^- отбирали 15 мл щелочной пробы, нейтрализовали 11М HNO_3 по метиловому оранжевому, удаляли угольную кислоту продуванием раствора воздухом и добавляли БРОИС до объема 30 мл. Измерения проводили на иономере И-120 с точностью до $\pm 0,1$ рF относительно хлорсеребряного электрода сравнения при непрерывном перемешивании раствора магнитной мешалкой.

Содержание HF вычисляли по формуле: $\text{HF (мг)} = 14 c_{\text{F}}$. Относительная погрешность измерения концентраций $7 \cdot 10^{-6} - 10^{-5}$ М фторид-иона была не выше $\pm 15 - 20\%$.

Определение SO_4^{2-} . Содержание сульфат-иона устанавливали комплексометрическим методом. Аликвотную порцию щелочной пробы, содержащую 10—25 мг SO_4^{2-} , помещали в фарфоровую чашку, добавляли 5 капель 30% H_2O_2 и выпаривали на водяной бане досуха. Затем осторожно под покровным стеклом остаток в чашке обрабатывали 10 мл HCl (1:1) до полного удаления угольной кислоты и снова выпаривали досуха. Сухой остаток растворяли при нагревании в бидистилляте, переносили в стакан, нейтрализовали по метиловому оранжевому 9н раствором аммиака, доводили объем пробы бидистиллятом до 100 мл и добавляли 1 мл HCl (конц.). Сульфаты осаждали хлоридом бария в виде сульфата бария. Осадок количественно переносили на плотный фильтр («синяя лента»), который затем помещали в колбу титрования емкостью 300 мл. Сульфат бария растворяли в присутствии аммиака в определенном объеме титрованного раствора комплексона III, избыток которого определяли титрованием раствором хлорида магния с эриохром черным Т в качестве индикатора по прописи [6].

Содержание SO_2 в газах вычисляли по формуле $\text{SO}_2 (\text{мг}) = 12812,5 (V_1 \cdot M_1 - V_2 \cdot M_2) / V$, где $V_1 \cdot M_1$ и $V_2 \cdot M_2$ — объем (мл) и молярность израсходованных растворов комплексона III и хлорида магния соответственно; V — объем (мл) аликвотной порции щелочной пробы из колбы емкостью 200 мл.

Относительная погрешность определения SO_2 в предложенных условиях не превышала $\pm 1,5\%$.

Расчет состава пробы газа

Содержание H_2O вычисляли как разницу между Δ и суммой аналитически установленных массовых концентраций всех компонентов газовой смеси. Относительная погрешность определения H_2O не превышала $\pm 0,5 - 1\%$.

Расчет массовых концентраций неабсорбированных газов проводили по формуле $c_{\text{к}} (\text{мг/проба}) = c_{\text{к}} \cdot V_{\text{г}} \cdot f_1$, где $c_{\text{к}}$ — концентрация компонента (об. %); $V_{\text{г}}$ — общий объем неабсорбированных газов при н. у. (мл); f_1 — коэффициент пересчета (табл. 2). Для вычисления молярных концентраций компонентов газовой пробы использовали коэффициенты f_2 .

Коэффициенты пересчета концентрации компонентов газовой смеси

Компонент	f_1	f_2	Компонент	f_1	f_2
CO ₂	0,0196	0,0227	H ₂ S	—	0,0293
CO	0,0125	0,0357	SO ₂	—	0,0156
CH ₄	0,0072	0,0623	S	—	0,0312
H ₂	0,0009	0,496	HCl	—	0,0274
N ₂	0,0125	0,0357	HF	—	0,050
O ₂	0,0143	0,03125	H ₂ O	—	0,0555
Ar	0,0178	0,025			

Примечание. f_1 — коэффициент пересчета объемных концентраций компонентов (об.%) в массовые (мг/проба); f_2 — коэффициент пересчета массовых концентраций в молярные (ммоль/проба).

Для $V_H < 50$ мл суммой массовых концентраций компонентов неабсорбированных газов при расчете H₂O можно пренебречь, так как она составляет $\leq 0,1\%$ от Δ . При этом для вычисления молярных концентраций всех неабсорбированных газов целесообразно использовать формулу c_K (ммоль/проба) = $c_H \cdot V_H \cdot 0,00045$.

Состав пробы газа традиционно представляли в мол. % (см. табл. 1).

Результаты и обсуждение

При выборе оптимальных условий определения компонентов газов в широком диапазоне концентраций, встречающихся на вулкане Эбеко и других вулканах, были использованы стандартные методы анализа, измененные и дополненные. Правильность и воспроизводимость определения абсорбированных газов в подобранных условиях подготовки пробы к анализу проверяли сопоставлением результатов, полученных различными методами, и контролировали введением добавок.

В анализе поглотительных жидкостей растворы, имитирующие состав реальной пробы, готовили на основе 4М КОН, насыщенных углекислотой, чистых или с добавками кадмия. Кроме того, в работе были использованы щелочные растворы реальных проб. Добавки исследуемых компонентов (F⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, H₂S) вводили в виде растворов солей и кислот: NaF, NaCl(HCl), Na₂SO₄(H₂SO₄), Na₂S квалификации х. ч., приготовленных на бескарбонатном тридистилляте. Результаты тестов на воспроизводимость используемых методов анализа в исследуемых диапазонах концентраций абсорбируемых компонентов вулканических газов представлены в табл. 3. Для каждой концентрации проведено не менее 10 определений.

Была отмечена значительная сорбция F⁻ и Cl⁻ в щелочном поглотителе на больших осадках (при H₂S ≥ 100 мг) CdS + Cd(OH)₂, работа с которыми осложняется необходимостью увеличивать объем промывных вод. Сорбция анионов среды значительно уменьшается и осадки легче отмываются при использовании для абсорбции H₂S вместо раствора ацетата кадмия, введенного в КОН (см. табл. 1, отбор 3), сухого препарата гидроксида кадмия (отбор 4). Установлено, что для полного осаждения сероводорода в предложенных условиях отбора пробы газа достаточно вводить в поглотитель 6-кратный избыток Cd(OH)₂ по отношению к H₂S. Единственным замечанием к употреблению сухого препарата Cd(OH)₂ являются повышенные содержания CO₂ в холостых пробах (до 35 мг/г), которые нетрудно учесть.

Для определения хлорид-иона в диапазоне концентраций 0,1—5 мг в 200 мл окисленной щелочной пробы был использован потенциометрический метод анализа с помощью хлоридселективного электрода

**Воспроизводимость результатов определения абсорбированных компонентов
вулканических газов ($n=10$; $P=0,95$)**

Компонент	В диапазоне концентраций, мг/200 мл	Объем пробы, взятой на определение, мл	Метод определения	s_r
CO ₂	173—1745	10—2	Титриметрический	0,02—0,01
F ⁻	0,02—1,0	15	Электрохимический с использованием фторидселективного электрода	0,16—0,05
Cl ⁻	0,1—5	10—5	Электрохимический с использованием хлоридселективного электрода	0,10—0,026
	3—250	50—5	Титрованием по Фольгарду	0,08—0,04
SO ₄ ²⁻	2—10	20	Титрованием в присутствии нитхромазо	0,04—0,027
	48—1600	5	То же	0,01—0,02
	48—1600	25—2	Комплексонометрический	0,012—0,03
H ₂ S	0,5—5	—	Иодометрический	0,10—0,035
	10—400	—	То же	0,02—0,07

Orion 96-17 (США) и хлорсеребряного электрода сравнения ОР-0820-Р фирмы «Rodelkis» (ВНР). Щелочную пробу, содержащую 35—500 мкг Cl⁻, помещали в мерную колбу емкостью 100 или 50 мл, прибавляли 2—5 капель 30% H₂O₂ для доокисления серы и нейтрализовали 6М HNO₃ по метиловому оранжевому. Пробу в течение 15—30 мин нагревали на водяной бане, охлаждали и доводили до метки бескарбонатным тридистиллятом. Аликвотную порцию 15 мл помещали в ячейку, перемешивали на магнитной мешалке до полного удаления пузырьков CO₂ и добавляли 15 мл буферного раствора (рН 4,67), приготовленного в объеме 1 л из 114 мл уксусной кислоты (уд. масса 1,05 г/см³), 55 мл аммиака (уд. масса 0,88 г/см³) и свежей трижды перегнанной воды. Раствор перемешивали в течение 2 мин и измеряли э. д. с. (E , мВ) с помощью ампервольтомметра Р-386 и высоким входным сопротивлением (не менее 1000 МОм) с точностью до $\pm 0,1$ мВ. Содержание хлорид-иона определяли по графику зависимости от E в диапазоне 5—150 мкг, используя метод, предложенный в работе [2]. Извлечение добавки хлорид-иона (20 и 50 мкг) в реальную пробу составляло 99,3—101%. Результаты определения Cl⁻ (5 мг/200 мл) в реальной пробе потенциометрическим методом и титрованием по Фольгарду в предложенных условиях согласуются между собой в пределах $\pm 2—3\%$.

Для определения сульфат-иона в щелочных поглотителях были использованы объемные методы анализа: комплексонометрический в диапазоне концентраций 48—1600 мг/проба, описанный выше для проб вулкана Эбеко, и более длительный — прямое титрование сульфатов раствором хлорида бария в присутствии индикатора нитхромазо [1] в диапазоне концентраций 2—1600 мг/проба.

Предварительная подготовка щелочной пробы для прямого титрования сульфатов включала, как и для комплексонометрического их определения, выпаривание на водяной бане в фарфоровой чашке в присутствии H₂O₂, обработку сухого остатка соляной кислотой и обязательно — выделение кремнекислоты. Фильтрат от кремнекислоты после удаления излишков кислоты выпариванием на водяной бане (контроль по «кон-го») разбавляли до 0,3—0,4 М по K⁺ и декатионировали. Использовали колонку с КУ-2 в H⁺-форме длиной 50 см, диаметром 1,5 см с высотой слоя смолы 40 см. Элюат выпаривали досуха на водяной бане для удаления кислоты, сухой остаток растворяли при нагревании в бидистилляте и переводили в мерную колбу разбавления или в колбу титрования.

Воспроизводимость результатов определения неабсорбированных компонентов вулканических газов газохроматографическим методом ($n=10$; $P=0,95$)

Компонент	Содержание, об. %	s_r^{**}	Компонент	Содержание, об. %	s_r^{**}
CO ₂	14—90	0,010—0,035	H ₂	0,05	0,021—0,040
CO	0,059	0,051—0,08		2*	0,011—0,035
	0,5	0,015—0,035		25*	0,010—0,031
CH ₄	0,033	0,10	N ₂	78	0,010—0,035
	0,44	0,013—0,035	O ₂	21	0,013—0,035
			Ar	0,933	0,013—0,035

* При определении использованы микрошприцы объемом 0,2 и 0,1 мл;

** s_r для $V_r = 100 \pm 0,5$; $20 \pm 0,2$; $10 \pm 0,13$ и $-4 \pm 0,11$ мл.

Определение сульфат-иона (0,5—2,4 мг) проводили в объеме пробы 5—10 мл титрованием 0,02 н раствором BaCl₂ в среде 60% этанола или ацетона при pH 3—4 в присутствии 1 капли 0,2%-ного водного раствора нитрохромазо. Воспроизводимость результатов определения в указанных условиях дана в табл. 3. Извлечение добавок SO₄²⁻ в реальную пробу составляло 99,8—100,5%.

Правильность и воспроизводимость газохроматографического метода определения неабсорбированных газов контролировали, анализируя стандартные газовые смеси в интервалах содержаний компонентов, характерных для реальных проб не менее чем по 10 параллельным измерениям. Вычислены воспроизводимости для различных встречающихся в практике общих объемов неабсорбированных газов над поглотителем в барботере $V_r = 100 \pm 0,5$, $20 \pm 0,2$, $10 \pm 0,13$ и $4 \pm 0,11$ мл (при н.у.). При этом учитывали суммарную погрешность измерения V_r , включающую погрешности предшествующих операций: калибровки барботера, заполнения его поглотителем, взвешивания, измерения объема неабсорбированных газов по схеме (см. рис. 3) и др., указанных выше. Оценка воспроизводимости результатов определения компонентов неабсорбированных газов в предложенных условиях на хроматографах «Газохром»-3101 и ЛХМ-80 представлены в табл. 4.

В табл. 5 даны средние содержания, вариации состава и точность определения компонентов газов фумаролы Гремучая (вулкан Эбеко), отобранных в один день разными способами. Сходимость результатов анализа параллельных проб для каждого способа отбора вполне удовлетворительна. Она несколько хуже для абсорбируемых компонентов, что характерно для низкотемпературных газов, даже при условии использования хорошо термостатированной газоотборной трубки. Поэтому при опробовании низкотемпературных фумарол мы увеличивали количество пар параллельных отборов до 4—5 и вычисляли более достоверные средние содержания кислых компонентов газов в день отбора.

Результаты анализа проб газов, отобранных разными способами, существенно не различаются. Расхождения данных для всех способов отбора не намного превышают погрешности определения содержания компонентов в предложенных условиях и контролируются, по-видимому, собственными вариациями состава фумарольных газов в день отбора.

Наблюдается уменьшение содержания хлора в пробах, отобранных по способу 3 с применением ацетата кадмия в щелочном растворе, за счет сорбции на осадках CdS + Cd(OH)₂. Расхождение данных по фтору связано в большей степени с отбором проб в стеклянную посуду и хранением в ней до анализа. Для более точного определения содержания

Таблица 5

Средние содержания ($\bar{c}$, мол. %), вариации состава ($\pm q$, проц. отн.) и воспроизводимость определения компонентов газов фумаролы Гремучая (составлено по табл. 1)

Номер пробы	Способ отбора	Метрологические характеристики	H ₂ O	HF·10 ³	HCl	H ₂ S	SO ₂	CO ₂	CO·10 ⁴	CH ₄ ·10 ⁴	H ₂ ·10 ³	N ₂	O ₂	Ar·10 ³
29	1—2	$\bar{c}$	98,74	6	0,39	5,59	23,52	69,82	4,4	2,5	8,5	0,57	0,11	6
30		q	0,02	33,3	7,8	6,4	7,9	1,96	11,5	16	7,1	23	28,6	33,3
31	2	$\bar{c}$	98,70	6	0,27	—	27,61	71,55	3,3	2,1	12	0,50	0,06	3,5
32		q	0,03	67	18,9	—	1,4	0,7	6,1	19	0	8	33,3	28,6
33	3	$\bar{c}$	98,73	9,5	0,19	5,96	23,89	69,35	3,6	2,6	8,6	0,54	0,06	3,5
34		q	0,03	10,5	16,2	2	1,6	0,7	0	0	1,2	5,6	0	28,6
35, 36	4	$\bar{c}$	98,73	6,3	0,24	5,95	23,12	70,04	3,6	2,3	8,5	0,57	0,07	5,4
39		q	0,05	9,2	6,4	4,7	9,4	3,1	5,8	4,4	3,1	3,7	15,8	19,3
Все пробы		$\bar{c} \pm e$	98,72 $\pm$ 0,03	7 $\pm$ 2	0,26 $\pm$ 0,06	5,85 $\pm$ 0,24	23,5 $\pm$ 1,3	70,2 $\pm$ 1,1	3,7 $\pm$ 0,3	2,4 $\pm$ 0,2	9,3 $\pm$ 1,2	0,54 $\pm$ 0,04	0,07 $\pm$ 0,016	5 $\pm$ 1
		q	0,03	27,6	28,9	4,5	6	2	11,6	10,3	16,7	8,5	28,6	29,9
		s_r	0,003—0,006	0,12—0,17	0,045—0,08	0,02—0,05	0,01—0,02	0,01—0,015	0,05—0,08	0,075—0,12	0,023—0,04	0,02—0,04	0,02—0,0004	0,02—0,04

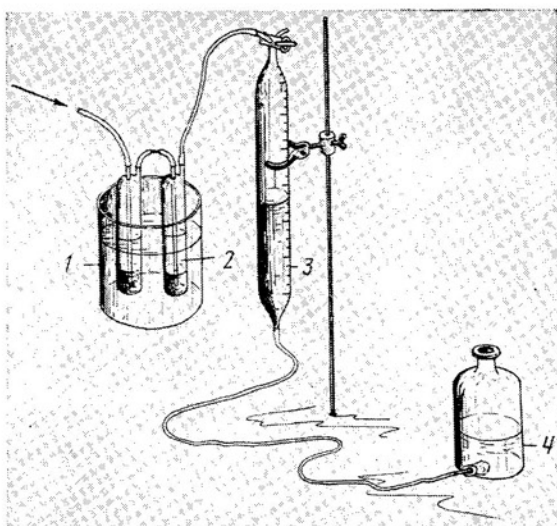


Рис. 4. Схема отбора пробы с принудительным протягиванием газа. 1 — сосуд для охлаждения; 2 — барботер с поглотителем; 3 — градуированная газовая бюретка; 4 — аспиратор

фтора в газах необходимо отбирать отдельную пробу в полиэтиленовую посуду.

Содержание CO_2 в пробах, отобранных по способу 1—2, в которых определение углекислоты проводили в предложенных условиях в отсутствие мешающих (конденсата и ацетата), и в остальных пробах (определение углекислоты в присутствии мешающих) существенно не различаются.

Для слежения за составом вулканических газов нами в качестве основного принят отбор по способу 4, наиболее простой и удобный в работе, обеспечивающий разделение H_2S и SO_2 в одной пробе и более надежное определение HCl и CO_2 . Правильность определения содержания в газах галогенидов и суммарной серы всегда оценивали использованием контрольной пробы, отобранной по способу 2 (в 4М KOH).

В случае опробования фумарол с низким отношением пар/газ применяли отбор в два последовательно соединенные при помощи капиллярной трубки барботера с 4М KOH и $\text{Cd}(\text{OH})_2$ (рис. 4). После окончания поглощения (за счет заполнения газом свободного пространства барботера) подключали аспиратор с градуированной бюреткой для измерения объема пропущенного газа и прокачивали через систему достаточное его количество.

Отбор конденсата газа для изучения изотопного состава H_2O проводили также в два последовательно соединенных пустых вакуумированных барботера. При необходимости применяли принудительное протягивание газа через эту систему. Для изучения металлоносности вулканических газов конденсат отбирали отдельно по методу, предложенному в работе [4]. В этой работе обсуждаются и специально разработанные методы анализа конденсатов.

Выводы

Разработан удобный и простой в сложных условиях работы на вулкане способ отбора фумарольных газов в вакуумированные барботеры с использованием поглотителей 4М раствора KOH и с введением в него сухого препарата $\text{Cd}(\text{OH})_2$, позволяющий с удовлетворительной воспроизводимостью определять содержание 12 компонентов газовой смеси в

одной пробе. Предложены разработанные и дополненные стандартные методы определения неабсорбированных и абсорбированных компонентов в широком диапазоне концентраций с обеспечением точности, необходимой в анализе вулканических газов. Дана метрологическая оценка результатов анализа газов в предложенных условиях отбора и определения содержаний компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басаргин Н. Н., Ногина А. А. Определение сульфатов в природной и котловой воде в присутствии фосфатов прямым титрованием солями бария с использованием индикатора нитхромазо//Журн. аналит. химии. 1967. Т. 22. № 3. С. 394—398.
2. Мидгли Д., Торренс К. Потенциометрический анализ воды. М.: Мир, 1980. С. 420—422.
3. Невзоров А. Н., Шувалов Р. А. Применение фторселективного электрода для определения фтора в термальных водах//Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 96—97.
4. Никитина Л. П., Меняйлов И. А., Шапарь В. Н., Гарцева Л. Н. Геохимия и аналитическая химия конденсатов фумарольных газов вулкана Эбеко (о-в Парамушир)// Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 62—72.
5. Уильямс У. Дж. Определение анионов. Справочник/Пер. с англ. М.: Химия, 1982. 622 с.
6. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
7. Цицишвили Г. В., Сабелашвили Ш. Д., Андроникашвили Т. Г. Хроматографическое разделение аргона, кислорода, азота на синтетических цеолитах//Завод. лаб. 1975. № 4. С. 398—401.
8. Черепенников А. А. Руководство по опробованию и анализу природных газов. М.: Госгеолыздат, 1951. 120 с.
9. Giggenbach W. F. A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples//Bull. volcanol. 1975. Т. 39—1. Р. 132—145.
10. Piccardi G. Fumeroles gas collection and analysis//Bull. volcanol. 1982. Т. 45—3. Р. 257—260.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
24.VI.1988

УДК 551.21

В. А. БУДНИКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ПИРОКЛАСТИКИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПА И ДИНАМИКИ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Тип вулканизма и динамика извержения обуславливают различные количества и форму пирокластического материала: бомб, лапилли и пепла. Пирокластический материал разделяется на генетические группы, даются их определения и описываются условия, необходимые для образования различных по форме и количеству бомб, лапилли и пепла.

По форме обломков и составу исходного вещества в разрезах древних конусов можно определять характер извержения, его динамику и в целом интенсивность вулканизма.

FACIES OF PYROCLASTICS: THEIR DEPENDENCE ON THE TYPE AND DYNAMICS OF VOLCANISM, by Budnikov V. A. The type of volcanism and dynamics of eruptions are responsible for different quantity and shape of pyroclastics (bombs, lapilli and ash). Genetic groups of pyroclastics, their definitions and conditions of formation of bombs, lapilli and ash different in shape and quantity are described.

Based on the form of debris and composition of initial material in the sections of ancient cones one can determine the character of eruption, its dynamics and general volcanic activity.

(Received April 22, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Пирокластические или взрывно-обломочные продукты — общий термин для горных пород, образовавшихся из обломков, выброшенных во время извержения в раскаленном состоянии [5], независимо от типа извержения. В дальнейшем они могут быть рыхлыми, уплотненными и сцементированными гидрохимически, спекшимися, обладать различной крупностью фрагментов и различным вещественным составом.

Согласно Г. Макдональду [3], пирокластическим называется материал, выбрасываемый во фрагментарном виде, в жидком или твердом состоянии, при магматическом или гидроэкспловзивном извержении.

В данной статье рассматривается рыхлая не сцементированная пирокластика [8], т. е. все продукты, оторванные и выброшенные в твердом или жидком состоянии.

В настоящее время часто употребляется термин «тефра», под которым подразумевается рыхлый несвязанный пирокластический материал автохтонного происхождения, выпавший из воздуха. Термин стал применяться за рубежом и у нас после опубликования работ [4, 8, 12]; он неприменим для перемещенной пирокластики и для материалов пирокластических потоков.

По происхождению рыхлый пирокластический материал подразделяется на группы:

1) пирокластический (пиро, класт — огненно-обломочный) — такой, который произошел непосредственно из извергаемой магмы — т. е. ювенильный;

2) раздробленные боковые породы жерла, обломки ранее излившейся лавы — резургентный материал;

3) псевдорезургентный материал неоднократно выбрасывается из кратера во время извержения и падает обратно в кратер в силу слабой

эксплозивной деятельности. При усилении взрывов он весь падает за пределы конуса, имея полуокатанный и даже окатанный облик; содержит значительное количество измененных обломков различного цвета [1];

4) обломки пород фундамента, представленные породами как магматического, так и немагматического происхождения (осадочными, метаморфическими и др.), а также обломки, состоящие из пород глубоких слоев земной коры. Все эти обломки обозначаются термином «ксенолиты» (ксенос — чужой).

Пирокластический материал во время своего формирования подвергается воздействию различных эндогенных и экзогенных процессов, что приводит к его большому разнообразию. В период извержения меняются динамика извержения, состав и вязкость магматического расплава, это влечет изменение петрографического и минерального состава пирокластике, изменение формы обломков. Попадая в атмосферу, пирокластика подвергается экзогенным процессам, приобретает закалку, деформируется во время выброса и при падении на Землю. Во время разноса ветром на дальние расстояния она дифференцируется по крупности и по удельной и объемной плотности.

В период извержения в зависимости от динамики процесса и вещественного состава магматического расплава образуется пирокластический материал различной размерности и формы: бомбы, лапилли, пепел.

В термин «вулканическая бомба» вкладываются [5] два понятия: 1) размерность грубой тефры, независимо от ее формы и 2) скульптурные образования, возникшие вследствие охлаждения кусков лавы под влиянием энергии взрыва (шаровые, веретенообразные и различные бомбы других типов). Некоторые авторы относят к бомбам скульптурные образования, независимо от их размеров, в том числе и обломки размером 1—2 мм в поперечнике. Межведомственная комиссия по терминологии рекомендовала определять понятия «бомба» и «лапилли» крупностью материала. Согласно [7], пирокластический материал размерностью от 10 до 50 мм относится к среднеобломочной пирокластике — это лапилли. Они не разделяются на фигурные и бесформенные, хотя базальтовая магма дает шаровые и веретенообразные лапилли.

На примерах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. (БТТИ) и извержений вулкана Алаид в 1972 и 1981 гг. можно выделить несколько типов деятельности, влияющих на формирование различного пирокластического материала.

Начальный этап вулканической деятельности — воронки взрыва, открытие трещин и формирование подводящих каналов

Деятельность такого рода наблюдалась в начальную стадию Северного и Южного прорывов БТТИ и при извержении вулкана Алаид в 1972 г. (воронки взрыва) и в 1981 г. (выброс материала шлакового конуса из центрального кратера вулкана).

БТТИ (рис. 1) началось выбросом пара из раскрывшейся трещины длиной 250—300 м и последующих выбросов несветящегося материала фундамента. Этот процесс происходил при открытии всех последующих трещин и продолжался от нескольких часов (в пределах бокк) до 1—2 дней при расширении основного подводящего канала. Выброс материала фундамента вместе с ювенильным материалом сформировал ксенотуфы, которые впоследствии были полностью перекрыты ювенильным материалом. Для этого периода характерны следующие особенности: 1) смесь материала обломков пород фундамента и образование ксенотуфов; 2) смесь чуждого материала с фонтанирующей лавой и образование ксеноагглютинатов; 3) кратковременность процесса, с которой

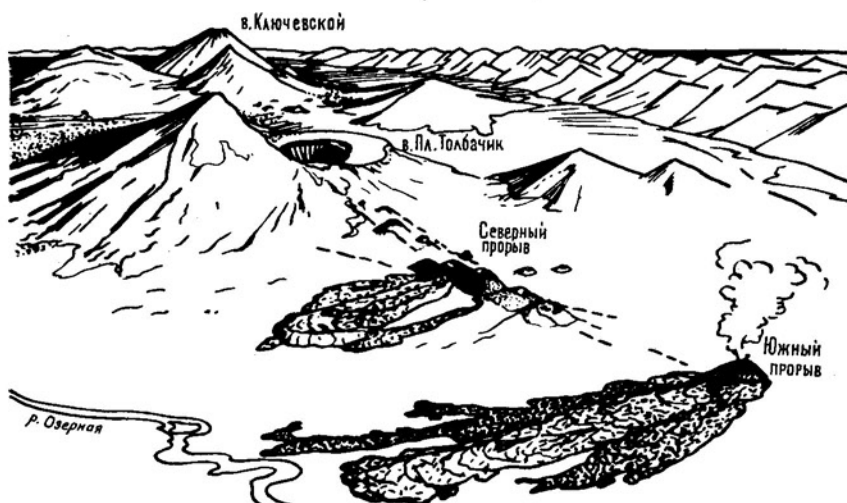


Рис. 1. Схема района Большого трещинного Толбачинского извержения

связаны малые мощности ксенотуфов; 4) образование ксенотуфов происходило в период начальной, весьма слабой эруптивной деятельности, это ограничило область их распространения. Все эти признаки могут служить критерием близости эруптивного центра при изучении древних вулканитов.

Аналогичный выброс материала фундамента происходил и при извержениях вулкана Алаид в 1972 и в 1981 гг. В 1972 г. образовалась серия из шести взрывных воронок, расположенных линейно по радиусу от вершины вулкана, у его северо-западного подножия. Из воронок выбрасывались породы фундамента, было извергнуто около 20 млн. м³ чуждого материала. При вершинном извержении вулкана Алаид в 1981 г. в начальный, наиболее сильный, период извержения были выброшены разрушенный внутрикратерный шлаковый конус, породы дна кратера, а также ювенильный материал. Размеры глыб у подножия вулкана на расстоянии до 2,0—3,5 км достигали 0,5—1,5 м по длинной оси (рис. 2), отдельные глыбы имели размер 2—3 м. В результате выброса раскаленного материала быстро таял снег, образовались грязевые потоки (рис. 3) длиной от 0,8 до 1,5—2,0 км при ширине 10—15 м и мощности от 0,3 до 1,5 м. Потоки были сложены обломками пород размером 10—70 см и наполнителем из пепла, лапилли. Пеплогазовый столб (рис. 4) поднимался на высоту 3—4 до 6—6,5 км над кромкой кратера, вулканические бомбы выбрасывались на высоту 1,0—1,5 км, а пепловый шлейф достигал 1,5 тыс. км в длину. Всего было выброшено 0,27 км³ резургентного обломочного материала.

Стромболианский тип извержения

Этот тип извержения характеризуется значительным разнообразием пирокластического материала. Выделяется несколько этапов извержения каждый со своими типами обломочного материала.

Эксплозивный этап извержения. Выбросы пирокластического материала достигают высоты 3,0 км, а в отдельных случаях — 8,0 км, разлет — до 1000 м. Скорость истечения газов составляет 100—400 м/с, глыбы 0,3—0,5 м в поперечнике выбрасываются на высоту до 2,0 км, а отдельные глыбы размерами до 2,5 м разлетаются на расстояние до 300 м. Из лавопирокластического неравномерно обломочного материала быстро формируется конус. Размеры и форма обломочного материала

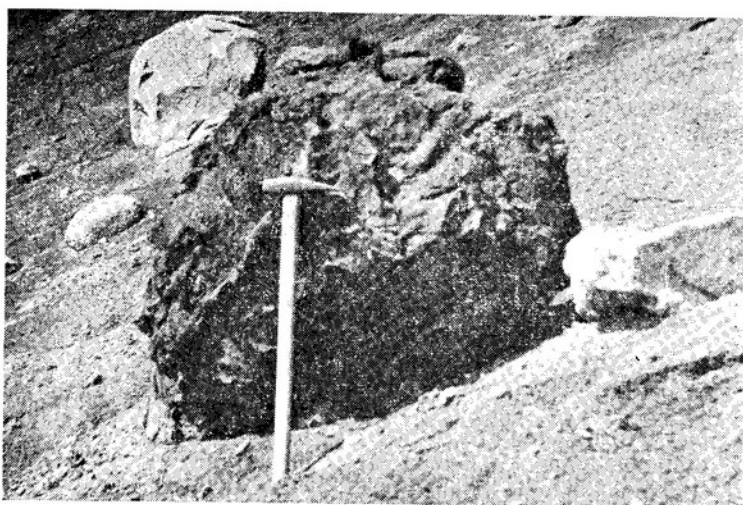


Рис. 2. Пирокластический материал пароксизмальной фазы извержения вулкана Алаид в 1981 г.



Рис. 3. Грязевый поток на склоне вулкана Алаид в мае 1981 г.

ла в этот этап самые разнообразные. Пепел, лапилли представлены темно-серыми, черными комковатыми обломками без определенных форм, бомбы — несколькими типами. При Большом трещинном Толбачинском извержении наиболее распространенными были **лепешкообразные бомбы** различных форм и размеров. Они преобладали при всех режимах эксплозивной деятельности извержения: трещинном фонтанировании, слабой эксплозивной деятельности, фонтанировании лавы в кратере и наклонно направленных взрывах.

В зависимости от вязкости лавы образуются различные бомбы: шлаковидные волнистые, гладкие и типа «хлебной корки» размерами от 0,1—0,3 до 1—2 м. Оторванные от основного фонтана куски лавы, не успевая остыть в полете, приобретают окончательную форму при приземлении, часто спекаясь с ранее выпавшим шлаком. В полете бомбы часто разваливаются на куски (рис. 5).

Распространенным типом бомб на Северном прорыве БТТИ были также **эллипсоидальные и веретенообразные бомбы**. Они формирова-



Рис. 4

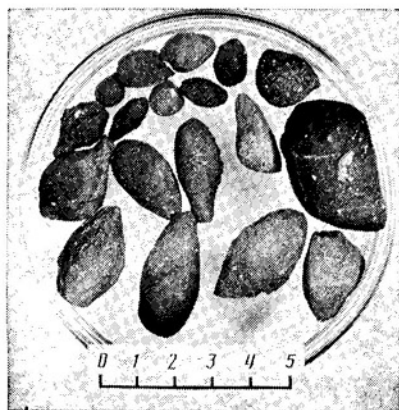


Рис. 6

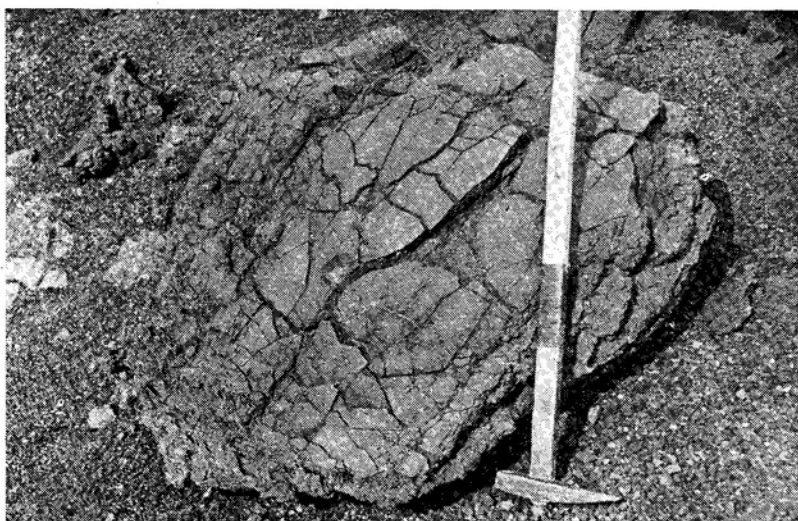


Рис. 5

Рис. 4. Эксплозивная активность в пароксизмальную фазу извержения вулкана Алаид в мае 1981 г.

Рис. 5. Лепешкообразные бомбы типа «хлебной корки»

Рис. 6. Каплевидные бомбы древних конусов

лись во время стабильной непрерывной подачи лавового материала в газовой струе. Имея определенную ось вращения, обрывок лавы в зависимости от скорости полета и вязкости лавы приобретал эллипсоидальный или веретенообразный облик. Большинство таких бомб имеет изогнутую, серповидную, крученную форму с утолщениями в какой-либо части. Размеры их обычно 10—15 см, изредка до 1 м.

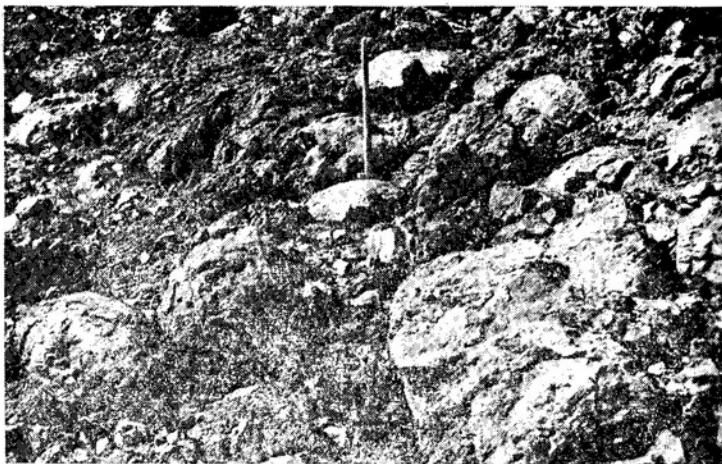


Рис. 7. Шаровидные бомбы

В различные этапы извержения встречаются также **грушевидные, каплевидные бомбы**. Большая часть таких бомб появляется в период локализации мигрирующих жерл в один эксплозивный центр, а также в начальную стадию спада эксплозивной активности при мощных боковых выбросах, когда куски лавы не попадают в единую газово-пепловую струю. Размеры бомб в среднем 10—30 см, часто меньше, особенно на более древних конусах (рис. 6); бомбы до 1—1,5 м в поперечнике очень редки, они, как правило, имеют продольный шов, утолщенную нижнюю часть и хвост.

При непрерывной подаче лавового материала из центральной части кратера в виде мощных «кинжальных» прострелов со скоростью около 200 м/с образуются **шаровидные, сферические бомбы**. Выбрасываемый обрывок расплавленной лавы, имея постоянно меняющуюся ось вращения, приобретает форму сфероида. Шаровидные бомбы имеют обычно плотную внешнюю оболочку (нередко с коркой закалывания толщиной до 3,0 мм) и внутреннюю, более пористую часть; поверхность бомб гладкая, иногда растрескавшаяся (рис. 7). Размер шаровидных бомб в среднем 30 см, высота подъема до 2,0 км, разлет также до 2,0 км. Залегание в разрезах таких бомб указывает на наиболее интенсивную динамику эксплозивной деятельности (рис. 8).

Редкие **бомбы-шары**, достигающие в поперечнике 1—3 м, поднимаются на высоту не более 100—150 м, и разлет их происходит только в пределах постройки конуса. Эти плотные бомбы с чешуеобразными задирами и скорлупами до 2—5 см образуются при выплесках лавы из кратера и веерообразных взрывах, сопровождающихся ударными волнами. Среди таких бомб часто можно встретить разновидности с концентрическим строением: плотное базальтовое ядро, заключено в базальтовую пористую или шлаковидную оболочку. Ядра могут принадлежать более ранней порции расплава или той же, что и оболочка. Шаровидные бомбы типичны для Северного прорыва БТТИ с его мощным струйным истечением газа.

Особый интерес представляют вулканические бомбы сферической формы, внутри которых находятся чужеродные ядра, сложенные породами фундамента: песчаниками, гравелитами, пемзами, древними базальтами. Такие **бомбы обволакивания** образовывались во время неровного режима эксплозивной деятельности, когда паузы чередовались с резкими прочищающими канал взрывами. Ядра-ксенолиты представлены обломками различной формы: угловатыми, полуокатанными,



Рис. 8. Эксплозивная деятельность Северного прорыва БТТИ



Рис. 9. Бомбы обволакивания с ядрами-ксенолитами

плоскими. Толщина базальтовых оболочек неравномерная — от 0,5 до 4—5 см. Оболочки состоят чаще всего из мелкопористого базальта с зоной закалки; ядра к оболочкам прикреплены слабо. Поверхность бомб обычно ровная, иногда шероховатая, с тонкими трещинами. Размеры бомб — от 5—7 до 10—20 см, реже 30—40 см в диаметре (рис. 9). Формируются такие бомбы [9] при налипании базальтовых капель на чужеродные обломки, возникающем вследствие различной скорости перемещения тел разной величины в газовой струе. Такие бомбы типичны для Северного прорыва БТТИ. На Южном прорыве из чуждых обломков автором найден единственный ксенолит мелилита размерами 5·10·15 см, заключенный в базальтовую оболочку. Это порода светло-серого цвета с чуть зеленоватым оттенком, плотная. В породе наблюдается слабая полосчатость, в области контакта отмечаются согласные с ней субпараллельные микротрещинки, заполненные базальтом. Микроскопически это довольно однородный мелкозернистый мономинеральный агрегат, включающий редкие мелкие зерна клинопироксена.

Эксплозивно-эффузивный этап извержения. В этот период динамика извержения резко меняется. Над кромкой кратера появляются лавовые выплески, извержение вступает в новую фазу. Появляются первые лавовые потоки, режим эксплозивной деятельности остается таким же, как и до излияния лавы: мощные продувки с огненными кинжальными прострелами на высоту свыше 1 км сменяются спокойным непрерывным выбросом материала и фонтанированием лавы в центральном кратере. Разброс бомб в основном ограничен пределами постройки конуса, но при мощных взрывах бомбы падают и дальше. Неровный характер эксплозивной деятельности обуславливает и разнообразие пирокластического материала: пепла и бомб. Среди бомб в этот период выбрасываются описанные выше лепешкообразные, эллипсоидальные, сферические. Кроме того, образуются лентовидные бомбы, когда после пауз или слабого фонтанирования лавы в кратере происходит взламывание лавовой корки и выбросы такого типа бомб представляют собой разнообразные выжимки под давлением через трещины в лавовой корке



Рис. 10. Лентовидные бомбы

(рис. 10). Такие бомбы разлетаются не далее 500 м от конуса, чаще всего распадаясь на отдельные сегменты или же скручиваясь. Выбрасываемые в это время **пластинчатые, чешуйчатые, разнообразно изогнутые бомбы** являются результатом отрыва чешуек от крупных бомб при интенсивном пеплообразовании. Толщина пластинчатых образований — от 0,2—0,3 до 2—3 см, разлет таких бомб достигает 3—4 км от кратера при высоте подъема 2—3 км.

В отдельные дни наблюдалась необычайно сильная пароксизмальная деятельность извержения: непрерывный раскаленный фонтан поднимался на высоту до 2,5 км. В отдельные моменты из кратера со скоростью, превышающей звуковую, вырывались струи газа и пепла, выносящие бомбы размерами 1—2 м в поперечнике. В результате такого пароксизма на расстоянии около 1 км мощность выпавшего пепла, шлака и бомб составляла 1 м; на протяжении 500 м от конуса этот слой сохранял высокую температуру в течение нескольких дней. На расстоянии около 3,5 км от конуса непрерывно дрожала земля и ощущались резкие толчки. На фоне постоянного гула и рева часто отмечались серии ударных волн.

В это же время в районе извержения на глазах начинается рост системы трещин в длину и ширину. Происходит прорыв: появляется сначала белый, затем сине-белый газ и затем лава в лавовых котлах, в которых пульсируют лавовые пузырьки диаметром до 3 м. В результате выплесков лавы образуются конусы разбрызгивания высотой 1,0—1,5 м. В этот же период наблюдается сход мощного грязевого потока. Поток состоял из смеси «белого» пепла, мелкой пирокластики и крупных бомб. С большой скоростью он промчался на расстояние более 1 км. На фронте потока мощность его достигала 1—2 м, на поверхности встречались глыбы до 3—4 м в поперечнике. Образование этого грязевого потока связано с отложением «белого» пепла на склонах вулкана, который, пропитавшись влагой от дождей, превратился в идеальную мылоподобную смазку. На ней в критическом состоянии удерживалась тяжелая масса грубой пирокластики, срыв пирокластики был спровоцирован общей активизацией всего района извержения Северных конусов БТТИ.

Часто трудно провести границу между **шлаками и пористыми шлаковыми бомбами**. Шлаки — это обрывки пористой пузыристой лавы различного размера (до 10 см) с порами, как правило, шаровой формы (при большой плотности они могут иметь и неправильную форму). На-

Гранулометрический состав шлаков

№ пробы	Размер фракции (мм), % содержание							Расстояние от центра извержения, км
	>2,0	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
31/3	37,40	43,10	10,50	6,35	1,30	1,35	—	3,0
31/2	47,50	39,85	8,65	4,00	—	—	—	3,0
31/1	39,55	39,55	8,10	2,70	1,10	—	—	3,0
19/1	79,00	10,20	5,05	2,30	—	3,45	—	3,0
19/2	20,20	28,75	15,80	20,40	8,75	6,10	—	3,0
19/3	41,10	26,90	15,00	13,80	1,80	0,90	—	3,0
19/4	69,40	26,50	4,00	0,10	—	—	—	3,0
19/5	69,05	27,25	3,00	0,70	—	—	—	3,0
19/6	52,25	36,20	6,40	3,15	0,75	1,25	—	3,0
19/7	51,25	30,90	8,00	5,10	2,10	2,65	—	3,0
210/1	53,85	38,95	7,00	0,20	—	—	—	6,0
210/2	24,10	42,70	13,65	16,50	2,50	0,25	0,30	6,0
210/3	41,40	39,90	10,75	8,15	0,50	0,30	—	6,0
210/4	36,30	33,00	13,10	14,90	1,00	1,70	—	6,0
211/1	57,95	31,70	5,15	3,95	0,50	0,75	—	5,0
211/2	41,60	43,05	12,15	3,20	—	—	—	5,0
211/3	73,65	25,75	0,60	—	—	—	—	5,0
211/4	25,95	45,75	18,40	8,90	0,50	0,50	—	5,0
211/5	35,55	40,35	10,40	8,15	2,75	2,80	—	5,0
211/6	0,10	0,50	4,85	23,85	14,35	21,15	35,20	5,0

Примечание. Аналитик Л. Ф. Акимов.

ряду с плотными обломками с объемной массой 2,0—2,5 г/см³ присутствуют обломки слабопористые с объемной массой 1—2 г/см³ и весьма пористые с губчатой текстурой с массой менее 1 г/см³. Размер крупных пор 1—2 мм, а мелких — сотые и десятые доли миллиметра. Крупные обрывки шлака выбрасываются, как правило, в пределах конусов, а вне конусов идет отложение мелкообломочного шлака с преобладающими обломками 0,5—2,0 см. Изменения крупности шлака в зависимости от расстояния сведены в таблицу, в которой видно, что в шлаке пелитовый материал отсутствует, а алевритовый содержится в незначительном количестве; основная же масса шлака гравийно-псаммитовая. По мере удаления от центра извержения форма обломков меняется. Обломки одинаковой пористости, изометричной формы отлагаются ближе к шлаковым конусам, а пластичные со сложной формой относятся дальше.

Проведенные испытания физико-механических свойств шлака [7] позволяют рекомендовать толбачинский вулканический шлак для применения в конструктивно-теплоизоляционных легких бетонах с маркой прочности до 75 включительно, с объемной массой 1000—1200 кг/см³.

Гавайский тип извержения

К этому типу деятельности относится конец извержения Северного прорыва и весь ход извержения Южного прорыва БТТИ. Причем, конец извержения Северного прорыва характеризуется как переходный период к гавайскому типу извержения. Этот период начался с образования серии маленьких бокк на субмеридиональной трещине, из которых излились жидкие лавовые потоки, отличающиеся по химическому составу лав от ранее излившихся. Эксплозивная деятельность в этот этап не только не прекратилась, но даже несколько усилилась, хотя режим стал прерывистым. В этот момент резко изменилась форма обломков пепловых частиц.

Собственно гавайский тип извержения характеризует весь ход извержения Южного прорыва БТТИ. Начало деятельности Южного про-

рыва носило существенно эффузивный характер. Как и на Северном прорыве, произошло открытие трещины с постепенным укорачиванием действующего участка трещины и превращением удлиненного шлакового вала в подковообразный конус. Лавовые потоки время от времени прорывали стенки растущего конуса, разнося на своей поверхности шлаково-агглютинативные массы. Динамика извержения Южного прорыва характеризуется неоднократной перестройкой плана лавовой разгрузки и незначительной эксплозивной деятельностью, когда выбросов пирокластического материала за пределы конуса было мало и извержение было преимущественно эффузивным. В деятельности Южного прорыва отмечается несколько периодов активизации как эффузивной, так и эксплозивной деятельности. В эти периоды непрерывно фонтанировал центральный кратер и прорывы новых бокк располагались все ближе к подножию конуса. По трещинам от конуса отодвигались блоки высотой до 60—65 м и шириной около 100 м. Происходило растрескивание и расползание лавового покрова и пирокластических холмов с образованием глубоких (10—20 м) протяженных рвов.

Пирокластика Южного прорыва резко отличается от пирокластики Северного прорыва не только в количественном отношении, но и по составу и морфологии частиц пепла, лапилли и бомб. Это сильно пористый материал, при усилении эксплозивной активности отдельные обломки медленно парят в воздухе, благодаря своей легкости и пористости. Характерной особенностью извержения Южного прорыва является выброс крупных кристаллов (мегакристаллов) — лапилли и лапилли-сростки плагиоклазов 1—3 и до 4—5 см в диаметре. Кристаллолапилли в пеплошлаковом материале представлены уплощенными пластинками, толщина которых в 8—15 раз меньше их поперечных размеров. Каждая пластинка состоит из 4—5 тонких табличек, сросшихся по (010). Среди кристаллолапилли встречаются сростки многих (до 20—25) пластин, имеющие вид снежинок или орехов. Подобные сростки образуются не в результате хаотического слипания пластин плагиоклаза, а как результат закономерного их срастания [2]. Преобладающие углы срастания пластин в таких сростках 90, 60 и 45°, что придает им ложнокубическую или псевдогексагональную сингонию. В строении сростков участвуют двойниковые триады альбит-карлсбадского, манебахского и смешанного типов. В шлифах отчетливо видно, что вершины почти всех кристаллов-лапилли округлены. Иногда наблюдаются сростки окатанного облика. Мегакристаллы с округленными вершинами имеют неровные, коррозионные ограничения с многочисленными мелкими заливчиками стекла. Это стекло приурочено к трещинам спайности плагиоклазов, разбивая краевые зоны кристаллов на отдельные мелкие включения стекла, не обнаруживающие видимой связи со стеклом оторочки. Обильные включения стекла придают краевым зонам кристаллов плагиоклаза характерный губчатый, ситовидный или сотовидный облик. Закругленные вершины кристаллов, их коррозионные очертания, образование в краевых зонах кристаллов своеобразных зон пропитывания стеклом, все это свидетельствует об оплавлении в эруптивную стадию по крайней мере части мегакристаллов плагиоклаза.

В пеплах современных извержений базальтовых вулканов выделяются следующие разновидности: ювенильный, резургентный, псевдорезургентный (последний термин предложен автором) и пепел, представленный чуждым материалом.

Ювенильный пепел состоит преимущественно из частиц вулканического стекла, имеющих оплавленные, проплавленные, сглаженные, округлые очертания; комковатые, бесформенные, либо удлиненной формы с острыми игольчатыми, стреловидными, крючковатыми окончаниями. Ювенильные пеплы содержат также шлаковидные обломки измененных пород, различно окрашенные, и единичные обломки кри-

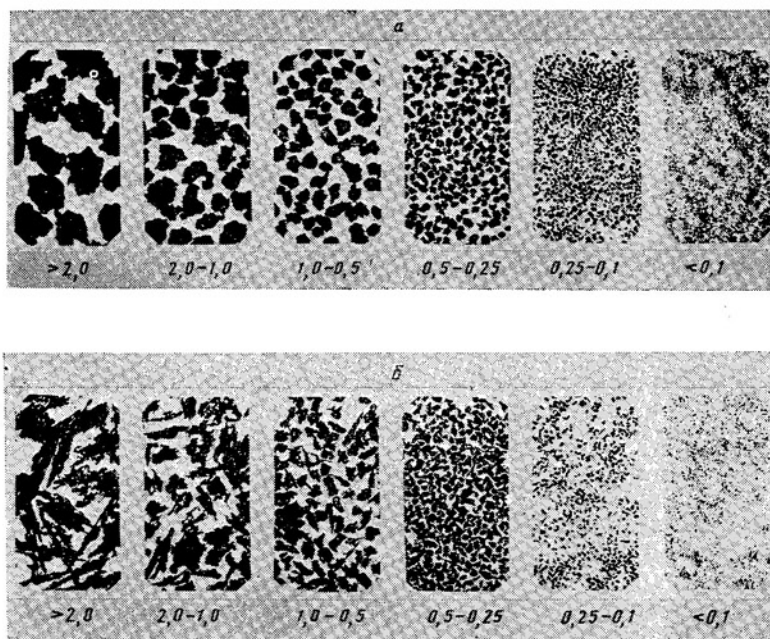


Рис. 11. Ювенильный пепел Северного (а) и Южного (б) прорывов БТТИ (размеры в мм)

сталлов плагиоклазов и темноцветных минералов. Аналогичные базальтовые пеплы описаны и в [11], где также отмечено, что в отличие от андезитовых пеплов вулканические пеплы базальтового состава содержат незначительное количество кристаллов.

Ювенильные пеплы Северного и Южного прорывов БТТИ различаются по количеству и морфологии частиц вулканического стекла (рис. 11, а, б). Вулканическое стекло, являющееся основным компонентом пепла Северного прорыва, отвечающее по составу магнезиальным базальтам с умеренной щелочностью, представлено темными, темно-бурыми частицами, реже пузырчатыми обломками светло-бурого цвета. Форма обломков шлаковидная, комковатая, остроугольная, иногда в виде оплавленных зерен. Эта форма является типичной для частиц пепла, образующихся из магмы повышенной вязкости [10]; она определяется величиной и густотой распределения пузырьков в расплаве. Осколки вулканического стекла в пепле Южного прорыва, по составу относящиеся к глиноземистым субщелочным базальтам, резко отличаются от осколков стекла Северного прорыва своей удлиненной формой в виде палочек, крючков, стрел сильно пористых, с тусклой или блестящей поверхностью и своим желто-зеленым, светло-бурым цветом. Часто частицы образуют оплавленные, проплавленные остроугольные обломки. Такая форма частиц является типичной для вулканических пеплов, принадлежащих маловязким магмам [10]. Эта форма контролируется величиной поверхностного натяжения, ускорением в момент выброса из вулканического жерла и, наконец, трением в воздухе.

Псевдорезургентный пепел состоит из обломков стекла и породы. Образуется при пульсирующем режиме извержения, когда сильные пеплогазовые продувки чередуются с длительными периодами спокойного слабого выделения газа и выбросом небольшого количества пирокластического материала. При слабых взрывах обломки различного размера неоднократно поднимаются вверх и снова падают в кратер. В результате неоднократного выброса из кратера, обломки дробятся

на более мелкие, и в пепле присутствуют как остроугольные свежие только что раздробленные частицы, так и полуобработанные, полуокатанные за счет трения их друг о друга. И в таком псевдорезургентном пепле преобладают обломки пород, плагиоклаз из породы и стекло. При этом обломки имеют часто уже измененный, окисленный облик.

Резургентный пепел состоит преимущественно из обломков ранее застывшей лавовой пробки или из обломков постройки вулкана. Такой пепел выбрасывается преимущественно в начальную стадию извержения при раскрытии трещин, при образовании воронок взрыва и при перестройке всего хода извержения.

К чуждому типу пеплов относится светлый «белый» пепел Северного прорыва БТТИ, которого было выброшено около 7 млн. м³. Белый пепел представлен материалом, резко отличающимся по составу от всего пепла как Северного, так и Южного прорывов БТТИ. В шлифах из белого пепла содержатся призматические кристаллы пироксенов, удлиненные обломки амфиболов, неправильные округлой формы обломки оливинов бледно-желтого цвета, латунно-желтый пирит в виде очень мелких кристаллов с гранями, покрытыми штриховкой, обломки светлого и бесцветного плагиоклаза и кварца. Выброс светлого пепла, представленного чуждым материалом, приурочен к перестройке всего хода извержения, когда вследствие тектонических подвижек произошли обрушения в канале и обрушившиеся породы подверглись истиранию, частично в момент обрушения, а частично во время мощной газовой продувки, которой сопровождалось извержение белого пепла.

Изучение количественно-минерального состава пепла вулкана Алаид извержения 1981 г. также выявило его различия в разные фазы извержения. Пепел первой наиболее мощной пароксизмальной фазы представлен резургентными обломками светлой пемзовидной породы (до 25%), обломками плагиоклазов (10—25%), обломками базальтов (45—50%), единичными обломками кристаллов оливина, клинопироксена и небольшим количеством (1—5%) ювенильного темно-бурого вулканического стекла. Резургентные обломки состоят из остроугольных частиц, ювенильные частицы стекла — бесформенные, оплавленные, проплавленные, иногда с острыми тонкими концами. В периоды максимальной активности пепел представлен преимущественно мелкими частицами (размером 0,5 мм) и содержит ювенильное вулканическое стекло буро-зеленого цвета (90—95%), стекло темно-бурого цвета (5—10%), единичные кристаллы плагиоклаза и редкие обломки базальтов и измененных пород. В моменты ослабления активности извержения крупные обломки падали в кратер и на склоны конуса. При новом усилении активности весь материал, накопившийся в кратере, дробился на более мелкие обломки, и пепел этих периодов извержения представлен на 50—60% обломками эффузивных пород как угловатой остроугольной формой, так и полуокатанными, со следами вторичного дробления. Обломки пород сложены плотными темно-серыми и черными пористыми базальтами с видимыми вкраплениями бесцветного плагиоклаза таблитчатой формы.

Заключение. Тип вулканизма, интенсивность извержения обуславливают различные количества и форму пирокластического материала (пепла, лапилли и бомб). По форме обломков и составу исходного вещества выделяется ювенильный, резургентный, псевдорезургентный и чуждый пирокластический материал. По форме обломков и составу исходного вещества в разрезах древних (голоценовых) конусов можно определять характер извержения, его динамику и в целом интенсивность вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будников В. А. Вулканические пеплы современных извержений базальтовых вулканов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 1984. 22 с.
2. Волинец О. Н., Колосков А. В. Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. С. 129—134.
3. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
4. Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
5. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 213 с.
6. Малеев Е. Ф. Вулканиды. М.: Недра, 1980. 240 с.
7. Малеев Е. Ф., Будников В. А., Овсянников А. А. и др. Промышленная оценка шлаков Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения//Бюл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 142—148.
8. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
9. Слободский Р. М. Новая разновидность вулканических бомб (Толбачинское извержение 1975 г.)//Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 6. С. 1429—1432.
10. Heiken Grant. An atlas of volcanic ash//Smithsonian Contrbns. Earth Sci. 1974. V. IV. No. 12. P. 101.
11. Kobajashi Shinsuke, Shoji Sadao, Jamado Ichiro et al. Chemical and mineralogical studies on volcanic ashes. III. Some mineralogical and chemical properties of volcanic glasses with special reference to the rocks types of volcanic ashes//Soil Sci. and Plant. Nutr. 1976. V. 22. No. 1. P. 7—13.
12. Thorarinsson S. Tefrokronologiska pa Island//Geogr. Ann. Stockh. Arg. 1944. T. 26. P. 17—22.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
22.IV.1988

УДК 551.21

Е. Н. ГРИБ

СОСТАВ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЛАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК СЕВЕРО-МУТНОВСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В настоящей работе излагаются результаты изучения средневерхнеплейстоценовых вулканических построек (вулканов Скалистый, Двугорбый, Пальчик) с целью восстановления условий формирования коровых магматических камер, являющихся, очевидно, источниками теплового питания существующей здесь гидротермальной системы. Вулканилиты среднего и кислого состава представляют собой смесь высококремнистой низкотемпературной выплавки, твердого релитового остатка гранитоидов, расположенного в недрах района интрузивного массива миоценового возраста и различных пропорций базальтового материала. Базальты, образующие промежуточные очаги в основании коры, выступают в качестве агента, вызвавшего плавление.

Приведены составы минеральных фаз в лавах, полученные на рентгеноспектральном микроанализаторе и температуры их кристаллизации, определенные методом гомогенизации включений расплава.

COMPOSITION AND CONDITIONS OF LAVA CRYSTALLIZATION AT VOLCANIC EDIFICES IN THE NORTH-MUTNOVSKII VOLCANO-TECTONIC ZONE, by Grib E. N. To reconstruct the conditions of formation of crustal magma chambers which obviously are the heat source for the existing hydrothermal system, the Mid-Upper Pleistocene volcanic edifices (volcanoes Skalisty, Dvugorbyi, Palchik) have been studied. Volcanites of intermediate and acid composition represent a mixture of high siliceous low-temperature fusion, solid restitic remains of granitoids located inside the region of the Miocene intrusive massif and different abundances of basaltic material. Basalts forming intermediate chambers at the base of the crust act as an agent which evokes fusion. The composition of mineral phases in lavas obtained by X-ray spectral microanalyzer and temperatures of lava crystallization determined by the method of homogenization of melt inclusions are presented.

(Received March 11, 1988)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Северо-Мутновская вулканотектоническая зона [2] представляет собой широкий грабен, образованный системой субмеридиональных сбросов. Зона входит в структуру регионального глубинного разлома (Паратунско-Асачинского [7]) и на протяжении примерно 20 км трассируется небольшими вулканическими аппаратами, экструзивными куполами и группами термальных источников. К ней приурочена также Северо-Мутновская высокотемпературная гидротермальная система, в пределах которой в последние годы проведен обширный комплекс научно-исследовательских и буровых работ [4], намечено строительство геотермальной электростанции. В настоящей работе излагаются результаты изучения (рис. 1) средневерхнеплейстоценовых вулканических построек (вулканов Скалистый, Двугорбый, Пальчик) с целью восстановления условий формирования коровых магматических камер. Последние, очевидно, являются источниками теплового питания существующей здесь высокотемпературной гидротермальной системы. Постройки, расположенные севернее (вулкан Камень; аппараты в верховьях р. Вилючи), изучались нами в предыдущие годы [5, 6]. Термин «экструзия», который применялся ранее к таким телам, кажется нам

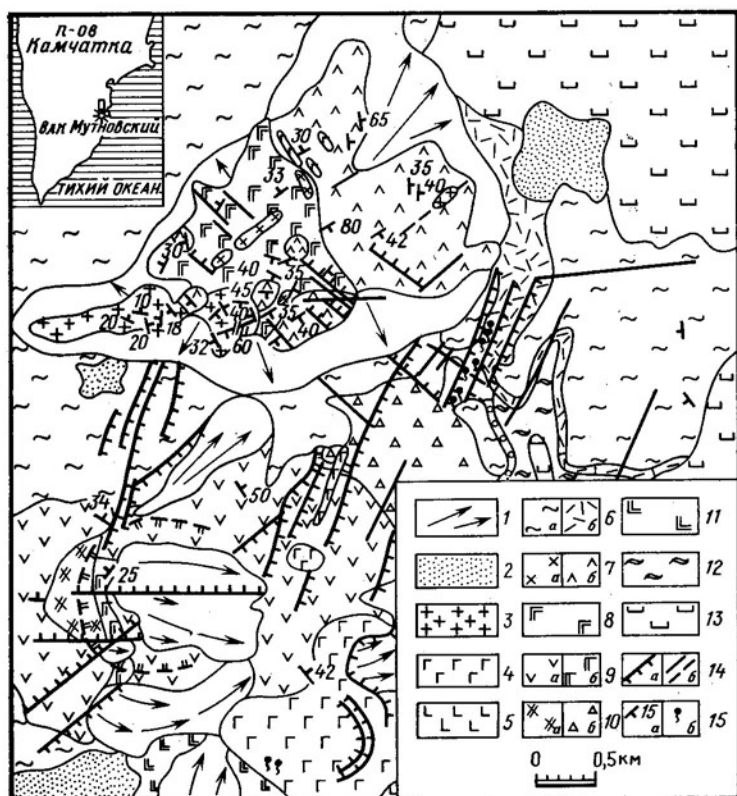


Рис. 1. Схематическая геологическая карта вулканов Скалистого и Двугорбого (составили В. Л. Леонов, Е. Н. Гриб). 1 — обвално-осыпные отложения (Q_4); 2 — пемзовые туфы перевалов (Q_4); 3 — риолиты второй фазы кислого вулканизма, вулкан Скалистый (Q_3^4); 4 — базальты дайковой серии и одновозрастные с ними вулканические аппараты (Q_3^{3-4}); 5 — базальты, андезитобазальты, вулкан Мутновский (Q_3^{3-4}); 6 — игнимбриты трещинных ареальных извержений, вулкан Горелый (вторая фаза) (а) и пемзовые туфы района Дачных терм (б) (Q_2^{2-3}); 7 — риодациты (а), дациты и андезиты (б), вулкан Скалистый (Q_2-3); 8 — базальты, вулкан Скалистый (Q_2-3); 9 — андезиты (а) и базальты (б), вулкан Двугорбый; 10 — риодациты (а) и туфобрекчин андезитов (б), вулкан Двугорбый (Q_2-3); 11 — андезиты, базальты и туфобрекчин, вулкан Пальчик (Q_2-3); 12 — игнимбриты, вулкан Горелый (первая фаза) (Q_2); 13 — базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы и туфобрекчин, вулкан Жировской (Q_1-2); 14 — разрывные нарушения с установленным вертикальным смещением (а), трещины (б); 15 — элементы залегания пород (а), термопроявления (б)

мало пригодным, так как это сложные постройки, состоящие из серии лавовых потоков, собственно экструзий и дайкового комплекса различного состава.

Геологическое строение

Вулкан Скалистый представлен дифференцированным комплексом пород от базальтов до риолитов (см. рис. 1; табл. 1). На начальном этапе развития вулкан был существенно базальтовым, в дальнейшем он подвергся значительному разрушению. Сохранилась центральная часть постройки, сложенная чередующимися прослоями лав и пирокластики, залегающими периклинально. Следующий этап деятельности вулкана связан с заложением в среднем плейстоцене Северо-Мутновской вулканотектонической зоны, с активизацией вдоль нее корового магматического очага. Отмечаются две, разделенные во времени, фазы проявления кислого эффузивного вулканизма на вулкане Скалистый. Ранняя фаза имеет среднеплейстоценовый возраст. В это время вос-

Таблица 1

Химический состав лав вулканов Северо-Мутновской вулканотектонической зоны

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	(3)	(7)	(12)	(3)	(8)	(3)	(3)	(2)	(2)	(3)	(2)	(5)	(1)
SiO ₂	50,77	61,88	64,74	69,57	51,43	72,41	75,35	75,79	50,32	62,49	70,91	63,02	59,08
TiO ₂	0,92	0,66	0,50	0,31	1,04	0,46	0,28	0,14	0,66	0,53	0,29	0,60	0,63
Al ₂ O ₃	19,01	16,32	15,85	15,49	17,75	13,24	12,96	12,31	20,31	16,23	14,42	16,02	17,62
Fe ₂ O ₃	6,91	3,55	2,72	1,70	3,91	1,36	0,62	0,60	7,00	3,53	2,30	3,25	3,69
FeO	3,65	2,31	2,40	1,48	6,25	1,97	1,40	1,12	2,21	2,09	0,40	1,84	3,36
MnO	0,16	0,14	0,13	0,07	0,16	0,16	0,06	0,16	0,15	0,13	0,10	0,17	0,15
MgO	4,06	2,79	2,40	0,65	4,66	1,00	0,55	0,28	3,76	2,53	1,10	1,72	3,02
CaO	9,03	5,38	4,40	2,83	9,21	2,40	1,46	1,55	9,94	5,41	2,35	4,20	6,41
Na ₂ O	3,04	3,51	3,81	3,80	2,76	3,95	3,88	3,67	2,31	3,16	3,69	2,91	3,27
K ₂ O	0,80	2,22	2,51	3,01	0,90	2,94	2,55	3,17	0,80	2,03	3,09	2,44	1,44
H ₂ O	0,88	0,50	0,62	0,32	0,63	0,17	0,23	0,50	0,89	0,73	0,75	1,23	0,18
H ₂ O ⁺	0,88	0,65	0,60	0,72	0,70	0,13	0,32	0,33	0,85	0,74	0,41	2,04	0,56
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,14	0,10	0,16	0,10	0,03	0,03	0,11	0,16	0,18	0,09	0,12
Сумма	100,30	100,04	99,92	99,75	99,56	99,99	99,63	99,82	100,28	99,76	99,99	99,44	99,53

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО АН СССР. Аналитики: Л. А. Карташова, Г. П. Новоселская, Г. В. Лец. В скобках — количество анализов. 1—8 — вулкан Скальный; 1 — базальты основной постройки, средний плейстоцен; 2 — андезиты потоков первой фазы кислого вулканизма, средний верхний плейстоцен; 3 — дациты первой фазы кислого вулканизма; 4 — риодциты, дайки, конец первого цикла; 5 — базальты даек верхнеплейстоцен-голоценового возраста; 6—8 — риодиты второй фазы кислого вулканизма; 6 — лавовый поток, излившийся в восточном направлении, 7 — то же, в западном направлении; 8 — натечный купол на восточном склоне вулкана; 9—11 — вулкан Двугорбый; 9 — базальты в основании скальных обрывов; 10 — андезит северного склона вулкана; 11 — риодциты центральной части постройки и вершинных гребней; 12 — андезитодациты плато Овальное; 13 — андезиты вулкана Пальник.

точный и северо-восточный склоны вулкана были бронированы потоками лав, состав которых менялся от андезитов до дацитов. В привершинной части среди поля базальтов расположен эродированный шток дацитов, служивший для этих потоков подводящим каналом. В дальнейшем по трещинам северо-восточного простираения в центральной части постройки произошло внедрение даек сахаровидных риодацитов, завершивших первую фазу.

В верхнем плейстоцене-голоцене очаг вновь активизировался, и на южном склоне вулкана излились риолиты второй фазы, образовав вытянутый в субширотном направлении скалистый гребень с обрывистыми склонами. Высота обрывов достигает 70 м. Ранее [13] эти риолиты считались дайкой субширотного направления. Однако структурные элементы и текстурные особенности лав не согласуются с этим представлением. Для риолитов характерна плитчатая отдельность, слабо наклоненная к востоку и западу в верхней части и почти горизонтальная в основании. Смена текстурных разностей риолитов по разрезу соответствует обычной зональности кислых потоков: от пемзовидных и стекловатых в верхней части через сферолитовую до фельзитовой в их основании [3]. Геолого-структурные особенности лав свидетельствуют о том, что гряда риолитов образована двумя потоками, один из которых излился в восточном направлении (71–72% SiO_2), другой — в западном (74–76% SiO_2). В центральной части гряды обнаружены два подводящих канала этих потоков, с вертикальной ориентировкой и субмеридиональным простираением флюидалности. Линейному ограничению потоков способствовали, возможно, более поздние подвижки по широтному разлому и эрозия, которая особенно проявлена в западной части гребня. Такие же риолиты внедрились на восточном склоне вулкана, образовав небольшой натечный купол.

Очевидно, одновременно с излиянием риолитов второй фазы на северо-восточном склоне вулкана Скалистый произошло внедрение даек базальтового состава, секущих потоки дацитов предыдущего цикла. Простираение даек северо-западное или близкое к этому. Базальты в значительной степени гибридизированы — насыщены фрагментами кислых лав от отдельных вкрапленников до развальцованных обломков и целых блоков с размытыми границами. Вследствие гибридизации содержание SiO_2 в отдельных дайках возрастает от обычных 49–51 до 56%.

Вулкан Двугорбый — это моногенная постройка в основании северного склона вулкана Мутновский. Она рассечена субмеридиональным сбросом, в результате чего сохранилась западная ее часть: в сбросовых обрывах видно внутреннее строение вулкана. В самом основании разреза вскрываются андезиты и риолиты, значительно гидротермально измененные. Они перекрыты слоем туфов и лав базальтового состава с характерным красноватым оттенком. Выше базальтов в центральной части постройки обнажается шток риодацитов, которыми сложены и привершинные пики. Риодациты внутренней части вулкана имеют сложную полигональную трещиноватость. На флангах постройки периклинально залегают потоки андезитов и их туфы. С востока к вулкану Двугорбый примыкает плато Овальное, сложенное преимущественно пирокластическими отложениями андезитового и андезитодацитового состава, перемежающимися с лавовыми потоками.

Вулкан Пальчик расположен на северном склоне Мутновского вулкана южнее вулкана Двугорбый. В основании вскрываются лавы, лавобрекчии и туфы базальтового состава общей мощностью около 30 м. Выше лежат андезиты, образующие потоки мощностью до 40 м. На восточном склоне вулкана обнажаются дациты и их туфобрекчии.

Однотипные лавы отдельных построек близки по составу, поэтому ниже приводится их описание по типам пород.

Базальты. Наиболее ранние базальты представлены высокоглиноземистыми разностями, во вкрапленниках которых отмечены высококальциевые авгит и плагиоклаз (анортит). Лавы хорошо раскристаллизованы, вкрапленники достигают размеров 3—5 мм. В основной массе развиты лейсты плагиоклаза, изометричные зерна пироксена, магнетита. В туфах базальтов в основании вулкана Двугорбый встречаются мегакристаллы анортита, а в туфах в основании вулкана Скалистый — клинопироксена (авгита). Монокристаллы совершенной огранки достигают размеров соответственно 15 и 8 мм, следов коррозии расплавом не обнаруживают, иногда образуют сложные мономинеральные сростки.

На вулкане Скалистый в дальнейшем продолжают изливаться двупироксеновые базальты, фенокристаллы (34—40%) которых представлены плагиоклазом (27—33%), клинопироксеном (4—5%), ортопироксеном (2—3%), оливином (до 1%) и магнетитом (1—2%). Оливин трещиноват, по периферии и по трещинам замещается вторичным минералом.

Молодые верхнеплейстоценовые дайки на вулкане Скалистый представлены высокоглиноземистыми оливин-двупироксеновыми базальтами. Среди порфировых выделений присутствуют плагиоклаз (25—30%), орто- (2—3%) и клинопироксены (2—3%), оливин (2—3%); встречены единичные зерна кварца, биотита, роговой обманки. Последние три минерала и кислый плагиоклаз являются ксеногенными фазами. Структура основной массы неоднородная, меняется от гиалиновой, насыщенной тонкораспыленным рудным веществом, до интерсертальной. Кислый материал в основной массе базальтов распределен линзами и пятнами с размытыми неровными краями, иногда отмечается его струйчатое распределение. Пластичная деформация этих фрагментов указывает на их размягченное состояние.

Андезиты, дациты, риодациты, риолиты. Для лав ранней фазы на вулкане Скалистый и средних-кислых лав на вулканах Двугорбый и Пальчик характерен одинаковый парагенезис минералов-вкрапленников, представленный плагиоклазом (16—18%), кварцем (2—5%), биотитом (1—4%), орто- (до 1%) и клинопироксенами (до 1%), титаномagnetитом (1—2%). Количество фенокристаллов в лавах в среднем одинаково и составляет 27—29% от общего объема пород. При этом в андезитах относительно несколько больше пироксена и рудного минерала, а в дацитах и риодацитах — кварца и биотита. В андезитодацитах плато Овального, примыкающего с востока к вулкану Двугорбый, возрастает количество ортопироксена, появляются оливин и ильменит. Оливин встречен и в андезитах вулкана Пальчик.

Структура основной массы андезитов и дацитов — микролитовая, гиалопилитовая. В риодацитах даек основная масса сложена криптокристаллическим агрегатом.

Риолиты второй фазы на южном склоне вулкана Скалистый отличаются от сахаровидных риодацитов первой фазы меньшей степенью кристалличности, меньшим размером вкрапленников, текстурными особенностями и отсутствием водосодержащих минералов. Среднее количество кристаллической фазы составляет 16% от объема породы в первом потоке и 13% — во втором. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (соответственно 12 и 9%), кварцем (2%), орто- и клинопироксенами (до 1%), титаномagnetитом. В основании потока поры выполнены кристобалитом.

В средних и кислых лавах обычны включения базальтов. В эффузивах первой фазы количество их достигает 30—40% от объема породы, несколько уменьшаясь в дайках сахаровидных риодацитов. Размер включений варьирует от долей миллиметра до 15—20 см. В поздних риолитах восточного потока включения базальтового состава присутствуют в небольшом количестве (5—7%), максимальные размеры их не превы-

Состав темноцветных минералов в лавах вулканов (представительные анализы)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	F _m
1	50,99	0,59	3,42	8,83	0,20	14,38	20,27	0,16	0,00	0,001	—	26,16
2	50,61	0,61	3,15	12,66	0,33	13,42	18,00	0,21	0,01	0,02	—	35,17
3	51,24	0,53	3,02	8,86	0,25	14,56	19,38	0,22	0,00	0,02	—	25,99
4	51,20	0,70	4,18	8,79	0,21	14,14	20,54	0,25	0,00	0,16	—	26,30
5	53,06	0,42	2,31	9,41	0,35	15,24	19,21	0,28	0,00	0,10	—	26,44
6	51,54	0,45	2,68	8,51	0,24	14,93	20,44	0,15	0,00	0,03	—	24,75
7	52,06	0,44	2,54	9,71	0,39	15,16	18,96	0,16	0,00	0,00	—	27,22
8	48,97	0,88	4,75	14,37	0,77	14,74	17,07	0,22	0,01	0,01	—	31,76
9	52,35	0,64	2,51	7,73	0,27	15,22	20,32	0,31	0,00	0,21	—	22,79
10	52,02	0,60	2,21	9,56	0,45	15,09	19,44	0,21	0,00	0,03	—	27,13
11	50,94	1,14	3,75	10,87	0,39	14,74	17,60	0,20	0,00	0,09	—	30,03
12	51,32	0,39	2,15	9,21	0,31	15,56	19,76	0,18	0,00	0,04	—	25,55
13	52,89	0,22	0,86	12,62	0,76	13,43	18,04	0,13	0,14	0,01	—	35,88
14	52,08	0,43	1,29	13,69	0,56	13,01	17,86	0,19	0,02	0,01	—	38,07
15	53,49	0,32	1,96	8,57	0,43	14,86	20,13	0,17	0,00	0,03	—	25,39
16	52,97	0,43	1,96	16,10	0,66	15,97	11,27	0,13	0,00	0,00	—	37,06
17	52,10	0,28	0,75	23,79	0,61	17,65	4,26	0,00	0,00	0,02	—	43,69
18	54,82	0,23	2,10	13,17	0,60	28,23	1,45	0,03	0,00	0,04	—	21,50
19	53,64	0,10	0,63	18,38	1,08	23,77	1,57	0,03	0,08	0,08	—	31,49
20	56,40	0,23	2,60	19,21	0,97	19,96	1,55	0,10	0,04	0,00	—	36,20
21	54,48	0,29	1,36	14,61	0,44	25,84	1,88	0,00	0,00	0,16	—	24,13
22	53,80	0,30	0,94	17,00	0,56	23,89	2,17	0,02	0,00	0,02	—	29,21
23	51,91	0,20	1,15	17,52	0,84	23,96	1,42	0,05	0,00	0,00	—	30,08
24	53,15	0,37	1,14	23,15	0,48	21,42	0,47	0,15	0,00	0,00	—	38,28
25	53,72	0,09	0,42	21,69	0,12	21,74	1,30	0,02	0,00	0,00	—	37,15
26	53,75	0,30	0,67	19,87	0,78	23,13	2,25	0,09	0,00	0,00	—	34,38
27	37,82	0,00	0,00	26,27	0,51	36,15	0,23	0,00	0,00	0,00	—	29,37
28	36,82	0,00	0,00	30,20	0,52	32,23	0,23	0,00	0,00	0,00	—	34,25
29	36,05	0,04	0,01	35,83	0,89	27,05	0,15	0,00	0,00	0,00	—	43,24
30	39,43	0,12	0,45	9,15	1,12	46,97	0,03	0,04	0,02	0,02	—	10,94
31	44,05	2,38	10,76	11,73	0,31	13,70	11,76	2,46	0,46	0,00	2,04	33,03
32	36,78	3,93	14,27	15,29	0,35	14,28	0,00	0,88	9,33	0,01	3,97	38,08
33	36,27	3,63	13,83	18,74	0,60	11,65	0,00	0,60	9,35	0,00	3,88	48,25

Примечание. 1—15 — клинопироксены, вулкан Скалистый; 1, 2 — зональные вкрапленники, ранние базальты (1 — ядро, 2 — внешняя зона); 3—5 — зональный мегакристалл, туфы базальтов (3 — ядро, 4 — промежуточная зона, 5 — внешняя зона); 6—14 — вкрапленники: 6, 7 — андезиты; 8 — дациты; 9—11 — риодциты, риолиты; 12—14 — поздние дайки базальтов; 15 — клинопироксеновая корона вокруг зерен кварца в дайках базальта; 16 — вкрапленник клинопироксена, андезиты, вулкан Пальчик; 17 — пижонит, внешняя зона вкрапленника клинопироксена; базальты, вулкан Скалистый; 18—26 — вкрапленники ортопироксена: 18—24 — вулкан Скалистый; 18 — андезиты; 19, 20 — дациты; 21, 22 — риолиты; 23, 24 — дайки поздних базальтов; 25 — андезиты, плато Овальное; 26 — андезиты, вулкан Пальчик; 27—30 — оливин: 27, 28 — базальты, поздние дайки, вулкан Скалистый; 29 — андезиты, вулкан Пальчик; 30 — продукты распада роговой обманки, базальты поздних даек, вулкан Скалистый; 31 — роговая обманка, фрагменты кислых лав в поздних базальтах, вулкан Скалистый; 32, 33 — биотиты, кислые лавы, вулкан Скалистый; F_m — общая железистость, ат. %.

шают 2—3 см. Границы включений с вмещающими лавами часто сопровождаются повышенной пористостью. Структура включений порфировая, гломеропорфировая с интерсертальной или микродолеритовой основной массой. Полиминеральные сростки представлены орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, рудным минералом, реже оливином. Иногда встречаются полнокристаллические габброидные включения и микровключения гранодиорита.

Составы минеральных фаз получены на рентгеноспектральном микроанализаторе САМЕВАХ (ИВ ДВО АН СССР, аналитики Т. М. Философова, В. М. Чубаров) (табл. 2, рис. 2, 3).

Плагиоклаз. Состав этого минерала в лавах Мутновского района изменяется в широких пределах от анортита до олигоклаза (см. рис. 2).

Мегакристаллы анортита в туфах базальта незональны, содержат редкие включения шпинели [1]. В базальтах анортит образует идиоморфные таблитчатые кристаллы (2—3,5 мм) с широкими однородными

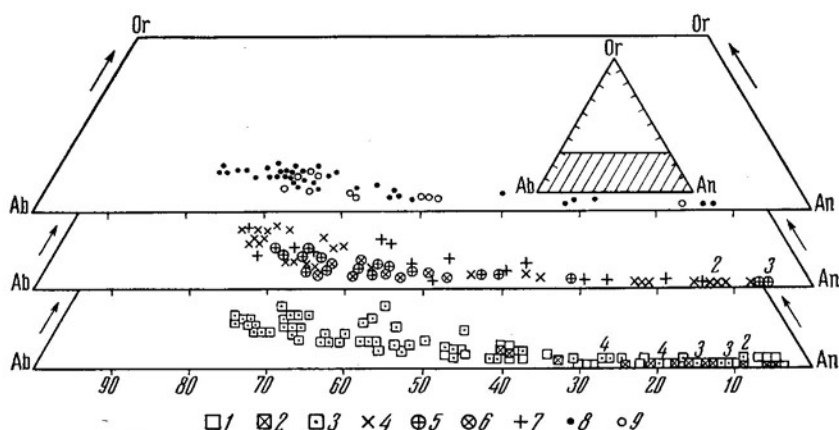


Рис. 2. Составы вкрапленников плагиоклаза лав вулканов. 1 — ранние базальты, вулкан Скалистый; 2 — базальты, вулкан Двугорбый; 3 — поздние базальты, вулкан Скалистый; 4 — андезиты, вулкан Скалистый; 5 — андезиты, вулкан Пальчик; 6 — андезитодациты, плато Овальное (вулкан Двугорбый); 7 — дациты, вулкан Скалистый; 8 — риодацит первой фазы, вулкан Скалистый; 9 — риолит второй фазы, вулкан Скалистый

ядрами и тонкой прогрессивной зональностью во внешних зонах, со сменой состава от битовнита к лабрадору. Анортит в лавах содержит большое количество раскристаллизованных расплавных включений в ядре, реже в промежуточных зонах. Во внешних зонах отмечаются пойкилитовые вростки клинопироксена и титаномagnetита. Все же для базальтов более обычны вкрапленники битовнит-лабрадорового состава (86–65% *An*), образующие крестовидные мономинеральные и полиминеральные сростки с пироксеном, титаномagnetитом и оливином. Они зональны, насыщены расплавными включениями и содержат пойкилитовые вростки пироксена и рудного минерала. Были проведены термометрические исследования методом гомогенизации включений расплава, содержащихся в плагиоклазе, а также в кварце и клинопироксене. В анортитах гомогенизация включений не была достигнута при 1400°С, в более кислых разностях плагиоклаза этот момент наступал при 1220–1250°С.

В базальтах верхнеплейстоценового дайкового комплекса на вулкане Скалистый в большом количестве встречаются фенокристаллы олигоклаз-андезина (см. рис. 2). Они связаны в основном с фрагментами кислых лав, однако, встречаются и без видимой связи с ними. Края кристаллов часто проплавлены, замутнены, у мелких зерен размыты, что свидетельствует о растворении их расплавом. Микролиты плагиоклаза в базальтах имеют состав 58–52% *An*.

Характерной особенностью средних и кислых лав является присутствие в них крупных (1,5–3, реже 6 мм) фенокристаллов олигоклаз-андезина (24–45% *An*) удлиненно-таблитчатой формы. Фенокристаллы имеют широкие двойниковые полосы, оплавленный облик, содержат большое количество включений стекла округлой формы. Размеры последних варьируют в пределах 0,003–0,15 мм. Газовые пузырьки занимают 30–50% объема вакуоли. Расположены включения чаще всего азонально, насыщая центральную часть кристалла. В крупных кристаллах, переполненных включениями, даже макроскопически видна сотовая структура. Эти включения являются аномальными. Температура гомогенизации некоторых из них совпадает с плавлением минерала. Среди фенокристаллов много в различной степени замутненных вкрапленников с тонкой чистой каймой.

Кислый плагиоклаз слабо зонален. Различия в составе зон внутри кристаллов невелики — в пределах 5–10% *An*. Внешние зоны нередко

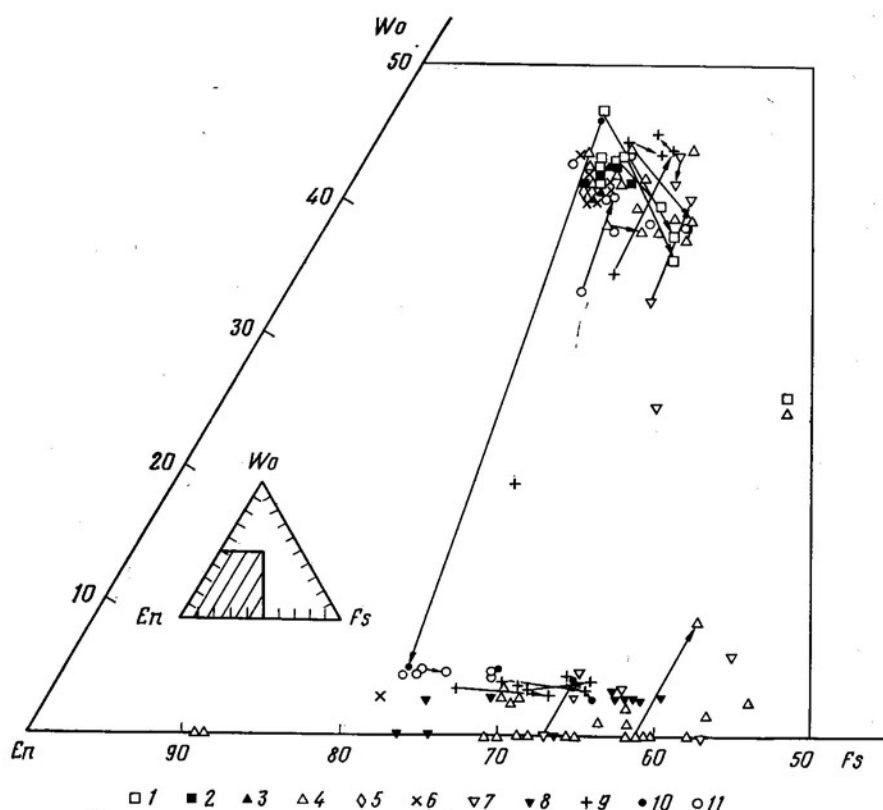


Рис. 3. Соотношение Са—Mg—Fe в пироксенах и оливинах из лав вулканов. 1 — ранние базальты, вулкан Скалистый; 2 — базальты, вулкан Двугорбый; 3 — мегакристаллы клинопироксена из туфов базальта, вулкан Скалистый; 4 — поздние базальты, вулкан Скалистый; 5 — реакционная оторочка вокруг фенокристаллов кварца в поздних базальтах, вулкан Скалистый; 6 — андезиты, вулкан Скалистый; 7 — андезиты, вулкан Пальчик; 8 — андезитодациты, плато Овальное (вулкан Двугорбый); 9 — дациты, вулкан Скалистый; 10 — риодациты первой фазы, вулкан Скалистый; 11 — риолиты второй фазы, вулкан Скалистый

более основные (43—45% An). Они содержат мелкие стекловатые включения неправильной формы, многие из которых соединены с основной массой, отчего внешняя зона имеет бахромчатую оторочку. Температура гомогенизации их 1140—1160°С. В ядрах некоторых фенокристаллов наблюдается пятнистая зональность вследствие присутствия неправильных выделений основного плагиоклаза (65—75, реже 80—87% An), с обильными газовыми включениями. Фенокристаллы олигоклаз-андезина встречаются как в виде мономинеральных сростков, так и в составе полнокристаллических микровключений (5—7 мм) гранодиоритов в ассоциации с биотитом и реже с роговой обманкой. В микровключениях на стыке зерен биотита и плагиоклаза, а в некоторых случаях и по трещинам спайности последнего, отмечаются прожилки стекла. Для риолитов второй фазы Скалистого фенокристаллы олигоклаз-андезина менее характерны. Они трещиноваты, оплавлены, зональны, иногда имеют тонкую основную кайму не очень контрастного состава. Двухфазные стекловатые включения во внешних зонах подчеркивают зональность минерала. Для таких включений в некоторых плагиоклазах восточного потока получены температуры гомогенизации 1170—1180°С.

Помимо фенокристаллов олигоклаза и андезина в средних и кислых лавах встречаются вкрапленники, отвечающие по составу битовниту (73—87% An) (см. рис. 2), внешние зоны у них представлены лабра-

дором (51—65% *An*). В андезитах нередко анортиты. Такие вкрапления содержат прямоугольные по форме включения раскристаллизованного расплава и встречаются в ассоциации с клинопироксеном, оливином, титаномагнетитом.

Состав микролитов в средних и кислых лавах варьирует от 35—45% *An* на вулканах Скалистом и Двугорбом до 56—59% *An* в андезитах вулкана Пальчик.

Кварц является обязательным вкраплением вулканитов повышенной кислотности Северо-Мутновского района. Количество его варьирует от 1,5—2% в андезитах и до 5,0% в риодацитах и риолитах. В лавах первой фазы кварц образует округлые оплавленные трещиноватые зерна размером 5—6 мм. В андезитах кварц нередко окружен реакционной оторочкой из мелких кристаллов клинопироксена и магнетита. В риолитах второй фазы кварц представлен небольшими (не более 0,3 мм) бипирамидальными кристаллами, лишь в незначительной степени оплавленными. Реликты округлых корродированных зерен здесь редки.

Единичные зерна кварца, встреченные в базальтах, оплавлены, корродированы, нередко окружены реакционной клинопироксеновой оторочкой.

Кварц содержит редкие азональные включения расплава (3—10 мкм) с негативной огранкой. В андезитах и дацитах они двухфазные (стекло+газ), для риолитов характерна частичная раскристаллизация стекла. Включения в кварце (в андезитах и дацитах) отличаются высокими температурами гомогенизации расплава — 1180—1270°С; начало подплавления стекла фиксируется при 1000°С, что свидетельствует о сухости расплава во включении. Температура гомогенизации включений в кварце риодацитов первой фазы составляет 950—1000°С, в риолитах второй — 960—1050°С. При нагревании в значительной степени раскристаллизованных включений в интервале 450—550°С происходит их разгерметизация, что является показателем высокого флюидного давления в вакуоле.

В ксенокристаллах кварца из поздних базальтов отмечаются мнимовторичные уплощенные включения неправильной лоскутообразной и клиновидной формы, приуроченные к микротрещинам. Температура их гомогенизации — 1250—1300°С.

Биотит является характерным темноцветным минералом в кислых лавах первой фазы (см. табл. 2). Он встречается в виде отдельных чешуек и в сростках с олигоклазом (27—36% *An*). Содержание его варьирует от 1% в андезитах до 4% в дацитах и риодацитах первой фазы.

Биотит большей частью окислен до красно-бурого цвета, окружен опацитовой каймой или диссоциирует на ортопироксен, калиевый полевой шпат и рудный минерал. В риодацитах встречаются слабоокисленные разности с тонкой гранулированной каймой.

В микровключениях гранодиорита чешуи биотита кристаллизуются вокруг плагиоклазовых агрегатов или встречаются в них в виде пойкилитовых включений. Иногда биотит замещает роговую обманку. В качестве кристаллических включений в биотите (из микровключений в гранодиорите) присутствуют калиевый полевой шпат, хлор-апатит, плагиоклаз (36% *An*).

В гибридизированных поздних базальтах биотит отмечен в ассоциации с кислым плагиоклазом. Чаще он распадается на агрегат более устойчивых минералов.

Роговая обманка. Этот минерал представлен единичными зернами. В андезитах, дацитах и базальтах даек он большей частью диссоциирован. В продуктах распада определены мелкие зерна новообразованного оливина (*Fo* — 90%), обогащенного магнием (см. табл. 2).

Согласно [10] магнезиальный оливин может образоваться при термальном метаморфизме амфибола. Наименее измененные зерна магнезиально-железистой обыкновенной роговой обманки встречены в дайках риодацитов первой фазы и кислых зонах базальтовых даек на вулкане Скалистый, чаще всего в ассоциации с плагиоклазом и биотитом. Очевидно, эти сростки представляют собой фрагменты микровключений гранодиорита, в которых роговая обманка обычно интенсивно замещена биотитом.

Клинопироксен наиболее характерный темноцветный минерал базальтов, где его количество достигает 5%. В средних и кислых лавах содержание клинопироксена варьирует от 2—3% в андезитах до 0,5—1% в риолитах. Встречается он в виде отдельных зерен и полиминеральных сростков.

По составу вкрапленников можно выделить две группы. К первой относятся авгиты, авгит-салиты с повышенным содержанием кальция и степенью железистости (Fm) 23—28% (см. табл. 2, рис. 3). Вторую группу образуют авгиты с умеренным содержанием кальция и железистостью 30—38%. Между ними существуют промежуточные составы. Четкой связи между составом пород и пироксена не отмечается. Клинопироксены первой группы встречаются почти во всех типах пород в ассоциации с основным плагиоклазом. Они преимущественно незональные или слабозональные, за исключением клинопироксенов из базальтов на юго-западном склоне вулкана Скалистый (ранние базальты). Мегакристаллы из базальтовых туфов более магнезиальны и совместно с клинопироксеном из андезитов, поздних базальтов и риолитов образуют довольно обособленный рой, куда попадают и клинопироксены реакционных оторочек вокруг кварцевых зерен в базальтах.

Магнезиальные авгиты часто содержат пойкилитовые вроски основного плагиоклаза (85—60% An), магнетита и образуют с ними гломеропорфировые сростания. В поздних дайках базальта на вулкане Скалистый магнезиальный авгит содержит вроски кислого плагиоклаза — 34% An . В авгитах первого типа отмечается несколько повышенное содержание хрома (до 0,21%).

Ко второму типу относятся авгиты, образующие внешние зоны в кристаллах первого типа (в ранних базальтах) и в некоторых вкрапленниках промежуточного состава, а также незональные кристаллы в поздних дайках базальта. Сюда следует отнести также клинопироксены вулкана Пальчик, отличающиеся повышенной железистостью (35—36%).

Состав микролитов в лавах меняется от субкальциевых авгитов до пижонитов. Пижонит встречается и в реакционных оторочках вокруг оливина и клинопироксена.

Изучение химизма зональных клинопироксенов показывает, что от ядра к краю зерна чаще всего возрастает железистость и снижается кальциевость. Однако наблюдаются и обратные соотношения, что особенно характерно для кислых лав и гибридизированных базальтов. Мегакристаллы клинопироксена имеют трехзонное строение: от ядра к промежуточной зоне магнезиальность снижается, а во внешней зоне снова возрастает.

Клинопироксен содержит двух- или трехфазные расплавные включения (6—30 мкм). Кристаллические фазы в последних обычно представлены магнетитом, однако, иногда устанавливаются высококальциевый плагиоклаз (74—89% An) и роговая обманка. Гомогенизация включений расплава в мегакристаллах клинопироксена наступает при 1250° С, во вкрапленниках поздних базальтов — при 1160—1180° С, в их внешних зонах — при 1120—1140° С.

Ортопироксен. Среди ортопироксенов выделяются также два типа вкрапленников (см. табл. 2, рис. 3). К первому относятся магнези-

альные разности, представленные бронзитом ($Fm - 21-25\%$). Вкрапленники его встречаются преимущественно в лавах вулкана Скалистый (в андезитах первого и риолитах второго циклов). В единичных случаях он отмечен во внешних зонах некоторых вкрапленников магнезиальных авгитов в сахаровидных риодацитах (первый цикл). Бронзит в кислых лавах ассоциирует с основным плагиоклазом и отличается повышенными содержаниями хрома (до $0,17\%$).

Вторую, более обширную группу, образуют гиперстены ($Fm - 28-45\%$). В дацитах вулкана Скалистый некоторые из них зональны. От ядра к внешним зонам содержание железа закономерно возрастает. Наиболее железисты гиперстены вкрапленников из поздних даек базальтов и андезитодацитов плато Овального. Ортопироксен в основной массе часто более магнезиален, чем во вкрапленниках, что является, очевидно, свидетельством неравновесных условий кристаллизации.

Оливин наиболее характерен для поздних базальтов на вулкане Скалистый (см. табл. 2). Он представлен хризолитом ($Fo - 71-60\%$) и образует отдельные зерна (или полиминеральные сростки), окруженные тонкой опацитовой каймой.

В ранних базальтах постройки вулкана Скалистый оливин почти нацело замещен вторичными минералами. Единичные зерна магнезиального хризолита встречаются в андезитах на плато Овальном, где они ассоциируют с основным плагиоклазом и встречаются в микровключениях базальта. В андезитах вулкана Пальчик оливин представлен железистым хризолитом ($Fo - 65\%$), микролиты — гнаосидеритом ($Fo - 56\%$). По краям оливин иногда обрастает ортопироксеном.

В продуктах разложения роговой обманки в поздних базальтах мелкие зерна новообразованного оливина сложены форстеритом.

Рудные минералы — титаномagnetит, magnetит, ильменит встречаются в виде вкрапленников, кристаллических включений в породообразующих минералах, в основной массе, а также образуют кристаллы-узники в расплавных включениях.

Magnetит в риолитах содержит структуры распада. Ильменит среди вкрапленников встречен только в андезитодацитах плато Овального. Он окружен каймой magnetита.

Обсуждение результатов

Начало формирования вулканов Скалистый и Двугорбый связано с излиянием высокоглиноземистых базальтов, относящихся по времени к среднему плейстоцену. Состав базальтов в условиях кристаллизации вкрапленников соответствует $Pl + cPx$ -котектике, верхний предел существования которой в ряду пород от базальтов до андезитобазальтов определяется верхним пределом устойчивости плагиоклаза — $7-9$ кбар [8, 9, 12]; это отвечает глубинам $25-30$ км.

Повсеместное преобладание плагиоклаза свидетельствует об избытке его над котектикой и более ранней кристаллизации из расплава. Выделение плагиоклаза происходило до тех пор, пока не было достигнуто равновесие в системе и не началось совместное выделение плагиоклаза и клинопироксена. Температура кристаллизации ядерных зон мегакристаллов клинопироксена составляет 1250°C . Трехзонное строение их, выраженное в увеличении магнезиальности к его краям, позволяет говорить о том, что, очевидно, имела место отсадка клинопироксена в процессе кристаллизации. Об одновременной кристаллизации вкрапленников битовнит-лабрадора и магнезиального авгита в ранних базальтах свидетельствуют пойкилитовые включения последнего во внешних зонах плагиоклазов вокруг анортитовых ядер, аналогичные включения пла-

гиоклаза в клинопироксене, а также полиминеральные сростки этих минералов.

На границе среднего и верхнего плейстоцена базальтовый вулканизм на вулканах Скалистый и Двугорбый сменился средним и кислым. Для андезитов, дацитов и риодацитов первой фазы кислого вулканизма характерно присутствие в них округлых трещиноватых зерен кварца. Характер взаимодействия его с другими минералами подтверждает его раннее выделение из расплава. Согласно [8, 16], кислые расплавы, содержащие на ликвидусе кварц, не могут быть продуктом дифференциации основных магм, а образуются в результате плавления твердых пород гранитоидного состава. Поэтому особый интерес представляют фенокристаллы олигоклаз-андезина, развитые как в кислых лавах, так и в поздних базальтах. Обращает внимание присутствие в фенокристаллах, особенно в андезитах и дацитах, большого количества азональных двухфазных включений расплава, очень похожих на перегретые включения с аномальной газовой фазой. Температура гомогенизации включений ($1240\text{--}1260^\circ\text{C}$) необычно высока для данного состава плагиоклаза. Наступающее вслед за гомогенизацией плавление плагиоклаза подтверждает предположение об их аномальной природе. Принимая во внимание сравнительно одинаковое количество, состав и морфологию фенокристаллов плагиоклаза в лавах от андезитов до риодацитов, можно предположить, что они представляют собой недоплавленные кристаллические фазы (реститы) гранитоидного материала, испытавшие различную степень термального воздействия. Об этом свидетельствуют также микровключения гранодиоритов в кислых лавах, состоящие из полнокристаллических агрегатов плагиоклаза аналогичного состава, роговой обманки и биотита, в межзерновых пространствах которых отмечены пленочки стекла. Структуры типа отпечатков пальцев (замутненные участки), развивающиеся вокруг фенокристаллов каймами, пятнами, а иногда полностью покрывающие кристалл, наблюдаются в эксперименте при плавлении плагиоклаза более кислого, чем равновесный данному расплаву [15]. Фенокристаллы кислого плагиоклаза подобного облика отмечены повсеместно в поздних гибридизированных дайках базальтов на вулкане Скалистый. Возникновение кислых расплавов связано, очевидно, с локальным плавлением кварц-полевошпатового мезостазиса гранитов и гранодиоритов, слагающих интрузивный массив миоценового возраста в недрах района. Кровля его встречена на глубинах $900\text{--}1460$ м в ряде скважин Мутновского месторождения парогидротерм [4], а ограниченные выходы отмечаются на поверхности в поднятых блоках, смежных с участком [7].

Андезиты, дациты и в меньшей степени риодациты несут в себе отчетливые признаки гибридизма. Так, состав некоторых вкрапленников клинопироксена (первой группы) в этих вулканитах обнаруживает явное несоответствие составу вмещающих пород. Высокие содержания Са и Mg указывают на кристаллизацию их при более высоких температурах и давлениях, свойственных основным расплавам (см. рис. 3). Присутствие в кислых лавах значительного количества включений базальтов, магнезиальных орто- и клинопироксенов и оливина, а также высококальциевого плагиоклаза свидетельствуют о том, что в качестве теплоносителя выступали высокоглиноземистые базальтовые магмы, поступающие с глубин не более 30 км [1]. Температура их, судя по температуре гомогенизации мнимовторичных включений в ксеногенном кварце базальтов, была в пределах $1250\text{--}1300^\circ\text{C}$. Под воздействием высоких температур, очевидно, вокруг подводящих магматических колонн происходило плавление мезостазиса гранитоидов, распад роговой обманки и биотита на более устойчивые фазы, подплавление кристаллов плагиоклаза, являющихся их наиболее ранней фазой. Перегрев мобилизованного высококремнистого расплава способствовал ликвидусной кристал-

лизации кварца [8]. Температура гомогенизации включений в кварце варьирует от 1270°С в андезитах до 950°С в риолитах. Тектонические причины или более поздние инъекции базальтов могли привести к смешению этих расплавов и образованию лав промежуточного состава. Существование реакционных оторочек клинопироксена вокруг некоторых зерен кварца в андезитах подтверждает вывод о гибридной природе этих пород.

Реститовый плагиоклаз, подвергшийся плавлению, обрастает чистой каймой более кальциевого состава, кристаллизующегося из гибридного расплава. Стекло во включениях из этой каймы, по данным микрозондового анализа, имеет дацитовый состав (64—66% SiO₂) и температуру гомогенизации 1140—1160°С.

Возрастание содержания кальция во внешних зонах клинопироксена в гибридных лавах также является показателем смешивания базальтовой и кислой магм [14].

В риодацитах даек происходит кристаллизация нового поколения вкрапленников плагиоклаза и чешуек биотита.

Вторая фаза кислого вулканизма на вулкане Скалистый по времени синхронна с внедрением даек базальтов. Очевидно, именно инъекции последних в коровый очаг, находящийся на различных стадиях консолидации, и вызвали его активизацию. Восточный поток (71—72% SiO₂) содержит до 7% микровключений базальта и неравновесные кристаллические фазы — высококальциевый и магнезиальный пироксен и битовнит. В западном потоке включений базальта практически нет, и кислотность лав при одинаковом минеральном составе возрастает до 76%. Отсутствие в риолитах водосодержащих минералов свидетельствует о «сухости» расплава. В тех местах, где кислый расплав в очаге был, очевидно, более закристаллизован, базальты прорвались на поверхность и образовали на северо-западном склоне вулкана дайки, насыщенные кислым материалом. Развальцованная форма кислых фрагментов в базальтах говорит об их пластичном состоянии, а присутствие местами только ксеногенных фенокристаллов и значительное колебание химического состава базальта даек указывает на реальность процесса контаминации его кислым материалом.

Таким образом, в среднем верхнем плейстоцене под вулканами Скалистый, Двугорбый и Пальчик существовали зоны расплава, представляющие собой небольшие коровые очаги. Тектонический контроль выходящих каналов (их линейное распределение) свидетельствует о локальном и относительно глубоком размещении источников магмы [2]. Результаты МТЗ на Мутновском месторождении парогидротерм выявили зоны повышенной электропроводности на глубинах 3—7 км. Согласно [4], эти аномалии могут быть связаны с существованием зон, насыщенных минерализованным надкритическим флюидом, а магматические тела, очевидно, располагаются под ними.

Кислые лавы представляют собой смесь высококремнистой котектической выплавки, твердого реститового остатка гранитоидов и базальтовой магмы. Базальты, образующие промежуточные очаги в основании коры, выступают в качестве агента, вызвавшего плавление в теле интрузивного массива. До начала голоцена коровые очаги находились в состоянии остывания. Внедрение даек поздних базальтов вызвало активизацию очага в локальных зонах, которые могут быть перспективными в плане поисков геотермальных ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев В. В. Происхождение *Ol—An—cPx* сегрегаций в вулканитах по результатам изучения шпинелей и расплавных включений // Вулканические центры, их строение, петрология и полезные ископаемые. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 124—125.

2. Вакин Е. А., Кирсанов И. Т., Кирсанова Т. П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района//Геотермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 85—114.
3. Волюнец О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Восточная Камчатка)//Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. С. 120—138.
4. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. 207 с.
5. Гриб Е. Н. Состав и температурные условия кристаллизации минералов-вкрапленников в некоторых экструзиях юго-восточной Камчатки//Бюл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 115—123.
6. Гриб Е. Н., Леонов В. Л., Флоренский И. В., Храмов Н. А. Геологические условия термопроявлений бассейна р. Жировой (юго-восточная Камчатка)//Бюл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 85—92.
7. Лоншаков Е. А. Ряды вулканотектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южной Камчатки//Бюл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 79—91.
8. Попов В. С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение//Геохимия. 1981. № 11. С. 1665—1675.
9. Федотов С. А. Химический состав базальтсодержащих серий вулканических пород в свете экспериментальных данных по плавлению базальтов//Геохимия. 1978. № 5. С. 680—697.
10. Хетч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.
11. Becon C. R. Implications of silicic vent patterns for the presence of large crystal magma chambers//J. Geoph. Res. 1985. V. 90. P. 11243—11252.
12. Green T. H., Ringwood A. E. Genesys of calc-alkaline igneous rock suite//Contribs Mineral. and Petrol. 1968. V. 18. P. 105.
13. Kirsanov I. T. Acid volcanism and thermal manifestations in the area of Mutnovsky and Gorely volcanoes (Southern Kamchatka)//Bull. Volcanol. 1967. V. 30. P. 138—151.
14. Sahuyama M. Evidence of magma mixing: Petrological study of Shizouma—Oine calc-alkaline andesite volcano, Japan//J. Volcan. Geotherm. Res. 1975. V. 5. P. 179—208.
15. Tsuchiyama A. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of disty plagioclase in andesites//Contribs Miner. and Petrol. 1985. V. 89. No. 1. P. 1—16.
16. Wyllie P. J., Huang W. L., Stern C. R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. Canad. J. Earth Sci. 1976. V. 13. No. 8. P. 1007.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
11.III.1988

УДК 550.4 : 546.110.22 + 546.21

А. Д. ЕСИКОВ, Г. А. КАРПОВ, А. Л. ЧЕШКО

**ИЗОТОПНО-ГИДРОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН
(КАМЧАТКА)****II. ГИДРОИЗОТОПНАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ
КАЛЬДЕРЫ УЗОН**

С позиций термодинамики равновесных процессов в системах вода — водяной пар и вода — порода подробно рассматривается механизм формирования изотопного состава термальных вод и пара в высокотемпературной гидротермальной системе с развитым перемешиванием водопроявлений различного типа.

На основании изучения только поверхностных водопроявлений предложена модель, которая удовлетворительно объясняет процесс образования главных типов термальных вод кальдеры Узон и обосновывает их генетическую принадлежность к местным атмосферным осадкам.

ISOTOPIC AND HYDROCHEMICAL STUDY OF RECENT HYDROTHERMAL ACTIVITY IN THE UZON CALDERA (KAMCHATKA). II. HYDROISOTOPIC MODEL FOR THE UZON CALDERA HYDROTHERMAL SYSTEM, by Esikov A. D., Karпов G. A., and Cheshko A. L. The mechanism of formation of isotopic composition of thermal water and steam in high-temperature hydrothermal system with developed mixing of different types of water manifestations is considered in detail in terms of thermodynamics of equiponderant processes in water-steam and water-rock systems.

Based on studies of superficial water manifestations, a model is proposed to interpret the process of formation of the principal thermal water types in the Uzon Caldera and to substantiate their genetic affiliation to local atmospheric sediments.

(Received October 6, 1987)

*Institute of Water Problems, USSR Academy of Sciences, Moscow, USSR
Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR*

Изотопные эффекты при равновесном процессе фазового разделения перегретого гидротермального флюида однозначно определяются температурой процесса, и эта особенность используется при изучении гидротермальных систем [8, 12].

Движение перегретого гидротермального раствора от высокотемпературного резервуара к месту разгрузки на дневной поверхности может быть представлено двумя крайними случаями.

В первом, наиболее простом случае, тепло, содержащееся во флюиде, кондуктивно передается вмещающим породам, и гидротермальный раствор, остывший до температуры более низкой, чем температура кипения воды на высоте разгрузки, вытекает на поверхность с тем же изотопным составом, с которым он покинул глубинный резервуар. Изотопным обменом воды с вмещающими породами в этом случае можно пренебречь, так как при достаточно большом времени функционирования системы соотношение вода — порода получается достаточно большим, чтобы полностью исчерпать обменный потенциал системы [6].

Во втором случае тепло, накопленное флюидом, не отдается вмещающим породам (адиабатическое течение), и потому поднимающийся флюид, достигнув определенной глубины, может закипеть и разделиться на пар и воду. Этот процесс будет сопровождаться существенным фракционированием изотопов водорода и кислорода. Возможны два предель-

ных механизма отделения пара от воды. Один из них предполагает непрерывное разделение флюида на две фазы. Второй — одноактную сепарацию пара при фиксированных давлении и температуре.

В некоторых случаях в зависимости от особенностей геологического строения гидротермальной системы разделившиеся фазы могут продолжать движение вверх к дневной поверхности раздельно и при этом кондуктивно охладиться до температуры поверхностных вод, образовав источники с аномальным изотопным составом, отличающимся от такового в поверхностных водах.

В данной работе мы рассмотрим только случай одноактной сепарации пара при фиксированной температуре, так как он ближе всего соответствует процессам, протекающим в реально существующих гидротермальных системах [13].

При одноактном механизме предполагается, что во время разделения флюида на две фазы давление в системе не меняется до завершения процессов, и температура в системе остается также зафиксированной на уровне, соответствующем давлению насыщающего водяного пара. Понятно, что в такой системе сохраняется и баланс ее изотопных характеристик.

При адиабатическом процессе, а именно такой процесс осуществляется при одноактном фазовом разделении флюида, парообразование происходит за счет тепла, накопленного системой в результате ее нагревания до высокой температуры при повышенном давлении. При понижении давления вода оказывается перегретой (содержащей избыточное количество тепла) по отношению к воде, находящейся в равновесии с водяным паром при данном давлении. Это избыточное тепло целиком расходуется на парообразование, и потому масса образовавшегося пара прямо пропорциональна количеству затраченного тепла.

Пусть начальное состояние воды при температуре t_0 характеризуется энтальпией H_0 , а состояние жидкой воды и пара при температуре одноактной дегазации t — величинами энтальпии H_v и H_n . В силу адиабатичности процесса убыль энтальпии жидкой воды $H_0 - H_v$ должна быть равна расходу тепла на образование некоторой массовой доли пара y . Удельная теплота парообразования при температуре t находится как разность энтальпий пара и равновесной с ним воды по уравнению $H_n - H_v$. Таким образом, относительное массовое количество пара (паросодержание) находится из очевидного соотношения

$$y = \frac{(H_0 - H_v)}{(H_n - H_v)}.$$

Изотопный состав воды, потерявшей пар при одноактном изменении фазового состояния, находят по уравнениям

$$\delta^{18}O_v = \delta_0^{18}O_v + y\Delta^{18}O; \quad \delta D_v = \delta_0 D_v + y\Delta D.$$

Изотопный состав образовавшегося пара вычисляют по соотношениям

$$\delta^{18}O_n = \delta_0^{18}O_v - (1-y)\Delta^{18}O; \quad \delta D_n = \delta_0 D_v - (1-y)\Delta D,$$

где $\delta_0^{18}O_v$ и $\delta_0 D_v$ — изотопия исходной перегретой воды, а величины $\Delta^{18}O$ и ΔD определяются исходя из уравнений:

$$\Delta^{18}O = \delta^{18}O_v - \delta^{18}O_n; \quad \Delta D = \delta D_v - \delta D_n.$$

Эти величины представляют собой факторы фракционирования между паром и водой при температуре процесса, конкретные значения которых можно найти с помощью последнего графика, приведенного в нашей работе [3]. Кроме того, эти величины могут быть вычислены по

Таблица 1

Факторы фракционирования изотопов водорода в системе вода—водяной пар.
Одноступенчатая сепарация флюида при фиксированной температуре

Температура сепарации, °C	Начальная температура флюида t_0 , °C						
	350	300	250	200	150	100	75
Вода. Фактор $y\Delta D$, ‰							
75	21,6	16,4	12,0	8,6	5,1	1,7	0,0
100	15,0	11,0	8,0	5,2	2,7	0,0	
125	10,5	7,4	5,1	3,0	1,0		
150	6,6	4,6	3,0	1,4	0,0		
175	3,6	2,4	1,3	0,4			
200	1,5	0,9	0,4	0,0			
225	0,08	0,0	0,0				
250	-1,03	-0,45					
275	-1,2	-0,36					
300	-0,8	0,00					
325	-0,3						
350	0,00						
Пар. Фактор $(1-y)\Delta D$, ‰							
75	-15,3	-20,6	-24,6	-28,4	-31,9	-36,8	-37,0
100	-12,1	-15,6	-19,0	-21,8	-24,4	-27,0	
125	-9,4	-12,3	-14,7	-16,8	-18,8		
150	-7,2	-9,1	-10,8	-12,3	-13,8		
175	-4,3	-5,6	-6,6	-7,5			
200	-2,1	-2,7	-3,2	-3,6			
225	-0,12	-0,16	-0,19				
250	+1,9	+2,5	+3,0				
275	+2,8	+3,6					
300	+2,7	+3,5					
325	+1,6						
350	+1,0						
374,15	0,0						

уравнениям, приведенным в работах Б. Арнасона [5] и А. Трусделла с соавторами [14].

Приведенные выше соотношения, а также метод расчета изменения изотопного состава воды и пара в одноактном процессе был впервые использован для изучения гидротермальных систем В. Гиггенбахом с соавторами [9].

Поскольку величина H_0 определяется только начальной температурой флюида, а величины H_n , H_v , $\Delta^{18}O$ и ΔD его конечной температурой, оказалось возможным заранее вычислить факторы фракционирования $\Delta^{18}O_v$, $\Delta^{18}O_n$, ΔD_v и ΔD_n , возникающие при одноактном механизме сепарации гидротермального флюида. Вычисленные данные сведены в табл. 1, 2, на основе которых построены номограммы (рис. 1, 2), значительно облегчающие интерпретацию данных, полученных при изучении реальных гидротермальных систем. Диапазон температур, для которых были рассчитаны факторы фракционирования, охватывает температуры, отмеченные на большинстве гидротермальных областей мира.

Эволюция изотопных составов воды и пара гидротермальных флюидов в процессе одноактной сепарации пара при фиксированной температуре отображается на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ линиями, берущими начало от точек, соответствующих исходной глубинной воде, нагретой до «базовой» температуры (точка t_0) и равновесного с ней пара (точка t_0'). Для того, чтобы найти положение точки t_0' на диаграмме (рис. 3, а), достаточно от точки t_0 с координатами $\delta_0 D_v$ и $\delta_0^{18}O_v$ определяющими изотопный состав глубинной воды, отложить факторы фракционирования $\Delta_0^{18}O$ и $\Delta_0 D$, определенные по рис. 1, 2 при температуре t_0 .

Факторы фракционирования изотопов кислорода в системе вода—водяной пар.
Одноступенчатая сепарация флюида при фиксированной температуре

Температура сепарации, °C	Начальная температура флюида t_0 , °C						
	350	300	250	200	150	100	75
Вода. Фактор $y \Delta^{18}\text{O}$, ‰							
75	3,62	2,76	2,06	1,44	0,85	0,28	0,00
100	3,05	2,25	1,65	1,05	0,52	0,00	
125	2,52	1,80	1,23	0,72	0,24		
150	1,91	1,35	0,85	0,42	0,00		
175	1,45	0,95	0,54	0,17			
200	1,05	0,63	0,31	0,00			
225	0,77	0,41	0,13				
250	0,58	0,25	0,00				
275	0,41	0,12					
300	0,23	0,00					
325	0,10						
350	0,00						
Пар. Фактор $(1-y) \Delta^{18}\text{O}$, ‰							
75	-2,56	-3,50	-4,15	-4,75	-5,35	-5,90	-6,20
100	-2,46	-3,18	-3,88	-4,45	-5,00	-5,50	
125	-2,28	-3,00	-3,67	-4,08	-4,56		
150	-2,10	-2,65	-3,14	-3,58	-4,00		
175	-1,74	-2,24	-2,65	-3,02			
200	-1,44	-1,87	-2,19	-2,50			
225	-1,23	-1,60	-1,87				
250	-1,12	-1,44	-1,70				
275	-0,99	-1,28					
300	-0,76	-1,00					
325	-0,59						
350	-0,30						
374,15	0						

Следует заметить, что в равновесной системе пар—вода изотоп кислорода ^{18}O концентрируется в конденсированной фазе вплоть до критической температуры (374, 15° C), в то время как дейтерий концентрируется в воде только до температуры 221° C. При более высоких температурах вплоть до критической наблюдается так называемая инверсия,

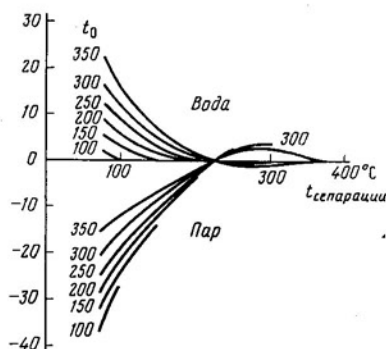


Рис. 1

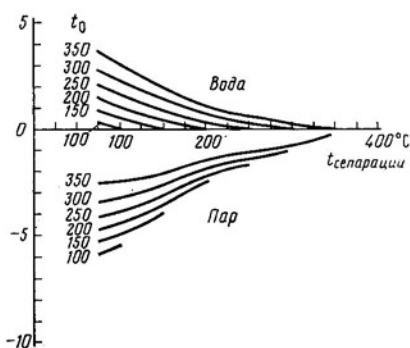


Рис. 2

Рис. 1. Факторы фракционирования изотопного состава водорода в системе вода—водяной пар при одноступенчатой сепарации флюида с фиксированной температурой. Факторы, имеющие положительные значения при построении диаграмм δD — $\delta^{18}\text{O}$ (см. текст) откладываются вправо, а факторы противоположного знака—влево от исходной точки t_0 .

Рис. 2. Факторы фракционирования изотопного состава кислорода в системе вода—водяной пар при одноступенчатой сепарации флюида с фиксированной температурой (см. пояснение к рис. 1)

при которой концентрация дейтерия в паре начинает превышать его концентрацию в воде. Сказанное наглядно иллюстрируется графиком, приведенным в работе [3]. Понятно, что при построении диаграмм $\delta D - \delta^{18}O$, на которых отображаются фазовые переходы в системе вода — водяной пар в диапазоне температур $221-374^\circ C$, следует учитывать явление инверсии, придавая величинам ΔD_p и ΔD_v соответствующие направления на диаграмме.

Глубинная вода с начальной температурой t_0 , поднимаясь к поверхности, разделяется на паровую и жидкую фазы при температуре t_1 . Этот процесс на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ (см. рис. 3, а) отображается переходом воды от точки t_0 к точке t_1 . В то же время пар изменит свой изотопный состав от точки t_0' до точки t_1' . Естественно, что температуры t_1 и t_1' равны друг другу. Положения точек t_1 и t_1' на диаграмме определяют, отложив от точки t_0 факторы фракционирования $\Delta_1^{18}O_v$, $\Delta_1^{18}O_p$, $\Delta_1 D_v$ и ΔD_p , величины которых находятся по приведенным выше таблицам (или номограммам) для температур t_0 и t_1 .

Аналогичным образом наносятся на диаграмму точки, характеризующие однократную сепарацию пара при температуре t_2 (точки t_2 и t_2'), вновь откладывая факторы фракционирования $\Delta_2^{18}O_v$, $\Delta_2^{18}O_p$, $\Delta_2 D_v$ и $\Delta_2 D_p$ от исходной точки t_0 . Повторив подобное построение необходимое число раз и соединив найденные точки плавной линией, можно получить кривые изменения изотопного состава глубинной воды и отделяющегося от нее пара при фазовом разделении в одноактном процессе для диапазона температур от глубинной температуры t_0 до температуры кипения воды на поверхности.

Следующий вопрос, который следует решить применительно к задаче построения гидроизотопной модели геотермальной системы, состоит в количественном определении влияния примеси холодных грунтовых вод, образующихся из местных атмосферных осадков, на изотопию термальных вод.

Будем считать, что грунтовые воды характеризуются средней температурой t_{mv} и изотопным составом δD_{mv} и $\delta^{18}O_{mv}$, а глубинная термальная вода по-прежнему имеет температуру t_0 и изотопный состав $\delta_0 D_v$ и $\delta_0^{18}O_v$ (см. рис. 3, б).

Если смешать m_1 кг грунтовых вод с энтальпией H_{mv} и m_2 кг глубинных вод с энтальпией H_0 , то энтальпия смеси H_c находится из соотношения $H_c = (m_1 H_{mv} + m_2 H_0) / (m_1 + m_2) = X H_{mv} + (1-X) H_0$, где: X — массовая доля местной грунтовой воды в смеси. Температуру смеси можно определить по таблицам термодинамических свойств воды и водяного пара [1], зная энтальпию смеси H_c .

В тех случаях, когда такое приближение допустимо, для определения температуры смеси можно пользоваться соотношением $t_c = X t_{mv} + (1-X) t_0$.

На практике, однако, задаются температурой смеси t_c и, зная величины t_{mv} , t_0 , H_{mv} и H_0 , вычисляют массовую долю местной грунтовой воды X , которую необходимо добавить в глубинную термальную воду для получения требуемой температуры.

Изотопный состав смешанной воды, имеющей температуру t_c , находят по соотношениям: $\delta D_c = X \delta D_{mv} + (1-X) \delta_0 D_v$, $\delta^{18}O_c = X \delta^{18}O_{mv} + (1-X) \delta_0^{18}O_v$.

Температура и изотопный состав смешанной воды оказались однозначно связанными, и это обстоятельство дает возможность на линии смешения грунтовых и термальных вод, соединяющей на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 3, б) точки t_{mv} и t_0 , отметить точки, соответствующие некоторым промежуточным (между значениями t_{mv} и t_0) температурам смешения.

Изотопный состав равновесного со смешанной водой пара может быть легко найден по факторам фракционирования, определенным по

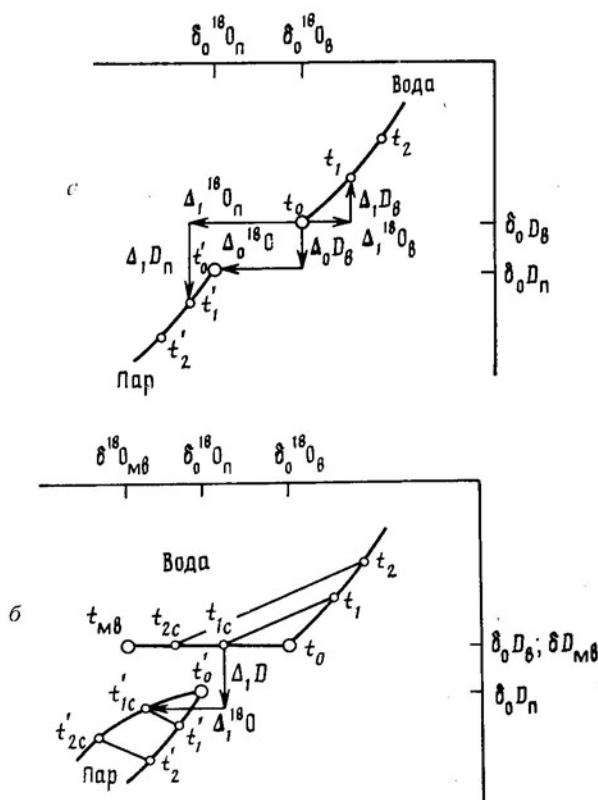


Рис. 3. а) Эволюция изотопных составов воды и пара гидротермальных флюидов в процессе одноактной сепарации пара при фиксированной температуре (объяснения в тексте). б) Эволюция изотопных составов воды и пара гидротермальных флюидов при их смешении с холодной метеорной водой: $\delta^{18}O_{мв}$, $\delta D_{мв}$ — изотопный состав метеорной воды при температуре $t_{мв}$ (точка $t_{мв}$). в) Формирование изотопного состава вторичного пара. Температура $t_0'' = 225^\circ\text{C}$ будет соответствовать 1 точке, температуре 200°C — 3 точки, а температурам 150 и 100°C — 5 и 7 точек соответственно: $\delta^{18}O_{вп}$, $\delta D_{вп}$ — начальный изотопный состав вторичного пара: $\Delta_{100}^{18}O$, $\Delta_{100}D$, $\Delta_{225}^{18}O$ — факторы равновесного фракционирования в системе вода — водяной пар при температуре 100 и 225°C соответственно. Фактор равновесного фракционирования $\Delta_{225}D$ равен нулю. Остальные обозначения в тексте и на рис. 3, а, б. г) Формирование изотопного состава бессточных кипящих котлов, питаемых подземным паром: $\delta^{18}O_{вк макс}$, $\delta D_{вк макс}$ — изотопный состав воды котлов при максимальном обогащении; $\Delta_{в/пр}$ — изотопный кислородный сдвиг в системе вода — порода; $\Delta^{18}O$, Δ^*D — факторы фракционирования при неравновесном испарении воды с поверхности кипящих котлов; β — угол наклона линии изотопных составов при неравновесном испарении. Остальные обозначения в тексте

температурам смесей t_{1c} , с помощью графика в [3]. Пользуясь этим приемом, можно построить линию изотопных составов пара, образующегося из смешанной воды при различных температурах. Эта линия является верхней границей допустимых изотопных составов пара, который может образоваться из смешанной термальной воды, так как при ее построении были использованы максимальные факторы фракционирования в равновесной системе вода — водяной пар при заданной температуре.

Изотопные составы смешанных вод будут лежать на линии $t_{мв} - t_0$ даже в том случае, если исходная глубинная вода до смешения будет кондуктивно охлаждена без изменения изотопного состава до температур, исключающих образование пара. Однако при этом на диаграмме будет отсутствовать линия $t_0' - t_{1c}' - t_{2c}'$, что в природных условиях должно означать отсутствие в пределах гидротермальной системы генерации пара из смешанных вод.

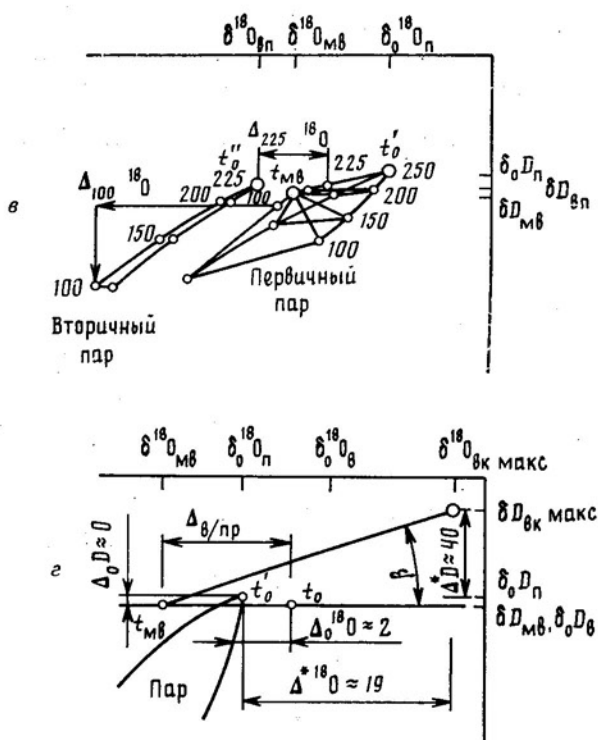


Рис. 3, а, б

На рис. 3, б с рис. 3, а перенесена линия фракционирования термальной воды при одноступенчатой сепарации пара (t_0, t_1, t_2) и линия образовавшегося в этом процессе пара (t'_0, t'_1, t'_2). Линия t_0, t_1, t_2 вместе с линией $t_0, t_{1c}, t_{2c}, t_{мб}$ образует область изотопных составов термальных вод, образованных в результате комбинации процессов смешения и одноактной сепарации при фиксированной температуре. Если при построении диаграмм температуры смешения и сепарации пара принять равными, т. е. $t_1 = t_{1c}$ и $t_2 = t_{2c}$, то на диаграмму можно нанести линии изотермических процессов ($t_1 - t_{1c}$ и $t_2 - t_{2c}$), разграничивающие область изотопных составов воды на зоны, с помощью которых можно определять не только температуру образования воды данного изотопного состава, но также и пропорции смешения глубинной депарированной воды с глубинной водой, разбавленной грунтовыми водами.

Область пара на диаграмме заключена между линиями t'_0, t'_1, t'_2 и t_0, t_{1c}, t_{2c} . Она также, как и область изотопных составов воды, разделена линиями изотермических процессов на отдельные зоны. С помощью этих зон можно определить генетическую принадлежность водопоявления, определив изотопный состав и температуру исходной воды, образовавшей пар или сконденсированную из него воду данного изотопного состава.

В недрах гидротермальной системы в результате взаимодействия глубинного пара с метеорной водой возможно образование так называемого вторичного пара. На диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ допустимые значения его изотопных составов займут отдельную область с еще более низкими значениями величин δD и $\delta^{18}O$ по сравнению со значениями, найденными для области первичного пара (рис. 3, в).

Образование вторичного пара происходит в результате его отделения от термальной воды, полученной из местной метеорной воды при смеси-

вании ее с первичным паром. Если предположить, что температура смеси, а также температуры исходных пара и воды известны, то по этим данным можно определить соотношение между массами метеорной воды и необходимого для ее нагрева пара. Понятно, что это соотношение однозначно определит и изотопный состав получаемой смеси. Каждой точке термальной воды на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ будет соответствовать точка равновесного с ней пара, и это позволяет определить границы области вторичного пара, находящегося в равновесных условиях с метеорной водой, нагретой первичным паром.

Для того чтобы определить положение области вторичного пара на рассматриваемой диаграмме, необходимо нанести на нее линии смешения, соединяющие исходную точку (точка местной метеорной воды t_{mv}) с узловыми точками области первичного пара (t_0, t_1', t_2' и t_3' , а также t_{1c}', t_{2c}' и t_{3c}'). На этих линиях необходимо определить значение изотопного состава метеорной воды, нагретой до температур, близких к температурам, выбранным для расчета положения области первичного пара.

Для начальной температуры нагретой метеорной воды (t_0'') выбрано значение на $25^\circ C$ меньше исходной температуры t_0 ($250^\circ C$). Для остальных точек выбраны температуры, совпадающие с принятыми ранее значениями. Этот прием значительно упрощает построение области вторичного пара и не вносит в определение ее положения существенной ошибки.

Массовая доля пара Z с энтальпией H_n , необходимая для нагревания метеорной воды с энтальпией H_{mv} ($t_{mv} = 10^\circ C$) до требуемой температуры (энтальпия смеси H_c), подсчитывается по уравнению

$$Z = \frac{H_c - H_{mv}}{H_n - H_{mv}}.$$

Положение точки смешанной воды, отсчитанное от исходной точки (метеорная вода) для каждой заданной температуры, определяется на линии смешения с помощью соотношения: $\Delta l = Zl$, где: Δl — отрезок на линии смешения, характеризующий изотопный состав смешанной воды для температуры t , мм; l — длина линии смешения, мм.

Для определения области вторичного пара от найденных точек следует отложить факторы равновесного фракционирования δD и $\delta^{18}O$, найденные для температур смешанных вод по рис. 1, 2.

Величины Z в рассматриваемом диапазоне температур укладываются в интервал от 0,34 ($t = 225^\circ C$) до 0,136 ($t = 100^\circ C$). При этом значения изотопных составов нагретой первичным паром метеорной воды образуют небольшую область вблизи исходной точки. Это обстоятельство объясняет незначительную ширину зоны вторичного пара, показанную на рис. 3, в. По этой же причине нет смысла использовать более сложные модели для определения положения области вторичного пара.

На поверхности большинства активных гидротермальных систем можно обнаружить достаточное количество бессточных, кипящих при температуре близкой к $100^\circ C$, грязевых котлов, главной особенностью воды которых с точки зрения изотопии является наличие значительных вариаций в изотопном составе кислорода и водорода. Как было показано ранее [7, 9, 14], испарение с поверхности таких котлов контролируется факторами фракционирования Δ^*D и $\Delta^*^{18}O^1$, представляющими собой сумму равновесного и кинетического факторов: $\Delta^*D = \Delta D_{100} + \Delta D_{кин}$; $\Delta^*^{18}O = \Delta^{18}O_{100} + \Delta^{18}O_{кин}$, где ΔD_{100} и $\Delta^{18}O_{100}$ — равновесные факторы фракционирования изотопов в системе вода—водяной пар при температуре $100^\circ C$; $\Delta D_{кин}$ и $\Delta^{18}O_{кин}$ — кинетические факторы фракционирования в той же системе.

¹ Значения ΔD и $\Delta^{18}O$ со звездочкой учитывают суммарный эффект испарения (см. текст ниже).

Бессточный кипящий котел, питаемый паром, с точки зрения баланса масс представляет систему, в которой приток чистого пара или пара, загрязненного грунтовой водой, равен испарению с поверхности котла. По достижении равновесия изотопный состав пара, покидающего котел, будет в точности соответствовать изотопному составу питающего пара. В понятие испарения с поверхности в нашем случае надо вкладывать суммарный эффект, вызванный потерей как чистого пара, так и мелких капель воды, наполняющей котел. Суммарный эффект испарения как раз и учитывается факторами фракционирования Δ^*D и $\Delta^{18}O$.

Изотопный состав кислорода и водорода воды в котле в соответствии со сказанным выше можно определить, сложив величины, характеризующие изотопию питающего пара, с факторами фракционирования: $\delta D_{\text{вк}} = \delta D_{\text{п}} + \Delta^*D$; $\delta^{18}O_{\text{вк}} = \delta^{18}O_{\text{п}} + \Delta^{18}O$.

В. Гиггенбах и М. Стюарт [8] приводят для величин Δ^*D и $\Delta^{18}O$ значения 50 и 16‰, Ю. А. Таран с соавторами [4] значения 40 и 19‰ соответственно. Ориентируясь на эти значения, можно оценить максимальные величины $\delta D_{\text{вк. макс}}$ и $\delta^{18}O_{\text{вк. макс}}$ для воды бессточных кипящих котлов.

На диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ воды кипящих бессточных котлов отображаются точками, которые образуют широкую полосу, наклоненную под углом β к оси абсцисс. Тангенс угла наклона этой полосы может быть оценен из геометрических построений.

Для большинства гидротермальных систем отмечается очевидная связь всех водопровявлений с местными атмосферными осадками. По этой причине свойственный им средний изотопный состав обычно принимается за начальную точку, относительно которой может быть сделана оценка степени фракционирования изотопов водорода и кислорода в воде кипящих котлов.

Если температура в недрах гидротермальной системы близка к 220°С или выше, то изотопный состав водорода термального пара $\delta D_{\text{п}}$ будет близок к изотопному составу местной метеорной воды $\delta D_{\text{мв}}$, так как фактор фракционирования в зоне инверсии не превышает 5‰ (см. график [3]). Изотопный состав кислорода термального пара будет определяться двумя факторами: кислородным сдвигом $\Delta_{\text{в/пр}}$ термальной воды относительно местной метеорной и фракционированием в системе вода—водяной пар при температуре выше 220°С. Кислородный сдвиг $\Delta_{\text{в/пр}}$ имеет различную величину в различных гидротермальных системах, в то время как величина фракционирования в системе вода—водяной пар при указанной температуре близка к 2‰.

Сказанное наглядно иллюстрируется рис. 3, г, где на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ нанесены точки, соответствующие исходной метеорной воде ($t_{\text{мв}}$), термальной глубинной воде (t_0) и отделившемуся от нее пару (t_0'). На диаграмме нанесены также факторы фракционирования, которым приданы значения из работы [4], обсуждавшиеся выше. Величина кислородного сдвига в системе вода—порода ($\Delta_{\text{в/пр}}$) на диаграмме численно не определена, так как она может сильно варьировать в зависимости от «зрелости» гидротермальной системы.

Тангенс угла β в зависимости $\delta D - \delta^{18}O$ для изотопного состава воды питаемых паром кипящих котлов находится из очевидного соотношения $\text{tg } \beta = (\delta D_{\text{вк. макс}} - \delta D_{\text{мв}}) / (\delta^{18}O_{\text{вк. макс}} - \delta^{18}O_{\text{мв}})$.

Подставив в это выражение значения входящих в него величин из рис. 3, г, получаем зависимость [4] $\text{tg } \beta = 40 / (17 + \Delta_{\text{в/пр}})$.

Если воспользоваться значениями факторов фракционирования, приведенными в работе [9], то значение углового коэффициента получится несколько иным: $\text{tg } \beta = 50 / (14 + \Delta_{\text{в/пр}})$.

Предельным значением величины $\text{tg } \beta$ следует считать значение, получаемое при отсутствии кинетической добавки к величине $\Delta_{\text{в/пр}}$, равной примерно 2‰. Это предположение выполняется в гипотетическом слу-

чае равновесного испарения с поверхности котла в достаточно «созревшей» гидротермальной системе. В этом случае $\operatorname{tg} \beta = 27/5 \approx 5,5$.

Теоретический анализ процессов, протекающих в гидротермальных системах, позволил определить пределы вариаций изотопного состава водорода и кислорода в главнейших водопрооявлениях и очертить области допустимых значений концентраций кислорода-18 и дейтерия для термальных растворов, пара, смешанных вод, а также других водных объектов геотермальных полей.

Формирование глубинных хлоридных натриевых растворов может быть объяснено взаимодействием пресных поверхностных вод атмосферных осадков с вмещающими породами. В этом процессе поверхностная вода, проникая на глубину до нагретых вулканическим теплом пород, вступает с ними в химическое взаимодействие и приобретает характерную хлоридную натриевую минерализацию. Одновременно с этим увеличивается количество кислорода-18.

Взаимодействие между водой и силикатной породой становится заметным при температуре $200\text{--}250^\circ\text{C}$, поскольку при более низких температурах вода, даже минерализованная, медленно реагирует с породами [2, 10].

Как уже отмечалось выше, для выяснения генетических соотношений между водопрооявлениями различных типов, выявленных в кальдере Узон, полезно построить диаграмму, где в координатах $\delta D\text{—}\delta^{18}\text{O}$ будут отражены главнейшие процессы, протекающие в недрах и на поверхности гидротермальной системы.

Для построения такой диаграммы необходимо задаться начальной температурой и изотопным составом глубинного флюида, температурой и изотопным составом местных метеорных (грунтовых) вод, а также температурами одноактной сепарации и равными им температурами смешанных вод. В нашем случае в пределах изучаемого района не проводится глубинное бурение, данные о реальных температурах в недрах системы и об изотопном составе глубинного флюида отсутствуют. Поэтому в качестве параметров исходной воды были приняты средние значения величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ обнаруженные на Узоне у группы вод хлоридного натриевого состава ($\delta D = -105$ и $\delta^{18}\text{O} = -10,8\text{‰}$).

Глубинная температура в соответствии с данными ионной геотермометрии и соображениями, рассмотренными выше, была принята равной 250°C . Для грунтовых вод была принята температура 10°C , и изотопный состав (после усреднения имевшихся данных) — $\delta D = -108$ и $\delta^{18}\text{O} = -15,3\text{‰}$.

Для построения кривой эволюции изотопного состава термальной воды после завершения процесса одноактного фазового разделения были выбраны температуры, $^\circ\text{C}$: $t_1 = 200$, $t_2 = 150$ и $t_3 = 100$. Этот же ряд температур был выбран для определения пропорций смешения метеорной и термальной воды, $^\circ\text{C}$: $t_{1c} = 200$, $t_{2c} = 150$ и $t_{3c} = 100$.

В соответствии с методикой, подробно изложенной выше, была построена диаграмма (рис. 4), на которую дополнительно нанесены точки, характеризующие главнейшие водопрооявления хлоридных натриевых, хлоридно-сульфатных и гидрокарбонатных вод (рис. 5). Данные о химическом и изотопном составе изученных проб представлены в табл. 3.

На диаграмме (рис. 5) наглядное подтверждение получила гипотеза о метеорном происхождении воды гидрокарбонатного типа, поскольку соответствующие этим водам точки располагаются в непосредственной близости от точки, представляющей местные метеорные воды.

Хлоридные натриевые воды в большинстве случаев располагаются внутри области, образованной линиями термальной депарированной и смешанной воды. Некоторые точки попадают в область пара, отделившегося от термальной воды. В эту же область попадает значительная часть хлоридно-сульфатных вод.

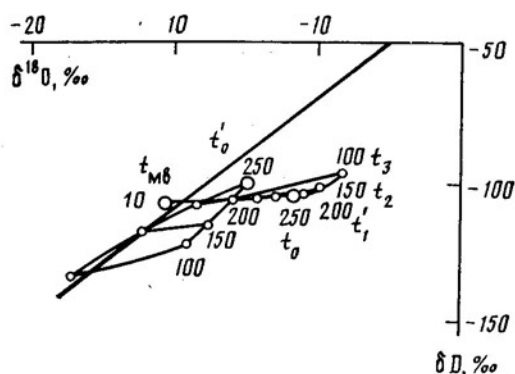


Рис. 4. Формирование изотопного состава воды и первичного пара кальдеры Узон. Изотопный состав поверхностной и глубинной термальной воды выбран исходя из реальных наблюдаемых в кальдере Узон значений величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD для термальных (хлоридных натриевых) и поверхностных вод. Выбор расчетных температур обосновывается в тексте. Условные обозначения на рис. 3

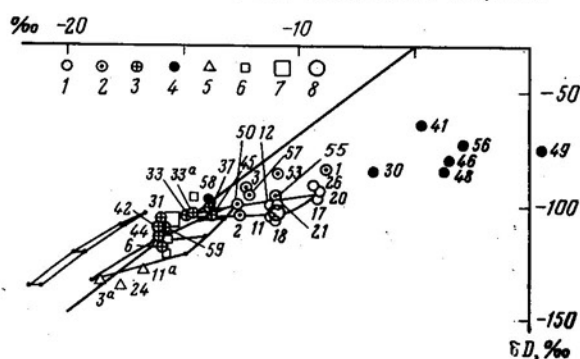


Рис. 5. Сопоставление модели формирования изотопного состава кислорода и водорода воды и пара с наблюдаемым распределением значений изотопного состава основных типов термальных вод кальдеры Узон. 1 — хлоридные натриевые воды; 2 — хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые воды; 3 — гидрокарбонатные смешанные воды; 4 — сульфатные воды; 5 — конденсатные воды; 6 — метеорные воды; 7 — средний состав метеорных вод; 8 — исходный изотопный состав хлоридных натриевых вод (среднее значение)

Если соединить граничные точки области пара двумя линиями с точкой местной метеорной воды, то на диаграмме появится обширная область смешанных вод, образующихся за счет смешения паровых конденсатов с метеорной водой. Эта область захватывает остальные точки, соответствующие водам хлоридного натриевого и хлоридно-сульфатного состава.

Близко к этой области примыкают, а частично и входят в нее, воды гидрокарбонатного состава. Этот факт позволяет предположить частичное участие конденсатов глубинного пара в формировании воды этих источников.

Действительно, при отделении пара от термальной воды вместе с ним переходят в паровую фазу и растворенные в ней газы, в числе которых находится и углекислый газ. Этот парогазовый дериват мигрирует от места образования и, постепенно охлаждаясь, конденсируется, смешиваясь с грунтовыми водами. Понятно, что в результате длительного протекания этого процесса концентрация карбонат-иона в образовавшейся воде будет значительно выше, чем в исходной термальной воде.

В нижней части диаграммы отчетливо заметен процесс изменения изотопного состава кислорода в воде низкотемпературного конденсата, испытавшего изотопный обмен с вмещающими породами.

Химический и изотопный состав основных типов термальных вод кальдеры Узон

№ п/п	№ на схеме (рис. 6)	Место и дата отбора	t, °C	pH	Минерализация, г/л	$\delta^{18}O_{\text{‰}}$ SMOW	$\delta D_{\text{‰}}$ SMOW	Формула химического состава
1. Хлоридные натриевые воды								
1	20	Источник Центральный, Восточное поле, участок 2: IX.1983				-9,1	-96	$\frac{Cl_{195}}{Na_{90}Ca_4}$
2	20	То же; VIII.1984	94	6,1	4,0	-9,6	-93	
3	20	То же; VIII.1985				-9,3	-93	
4	21	Источник Экспериментальный, там же, VIII.1984	87	6,8	4,3	-11,0	-101	$\frac{Cl_{197}}{Na_{92}K_6}$
5	11	Зондировочная трубка, глубина 2 м, там же, VIII.1984	93	6,3	4,1	-11,0	-105	$\frac{Cl_{197}}{Na_{92}K_6}$
6	12	Зондировочная трубка, глубина 0,8 м, там же; VIII.1984	70	6,2	4,3	-11,1	-101	$\frac{Cl_{198}}{Na_{92}K_5}$
7	18	Источник Малые очки, там же, VIII.1984	72	4,1	4,8	-11,0	-107	$\frac{Cl_{196}}{Na_{91}Ca_5K_4}$
8	17	Источник Большие очки, там же, VIII.1984	77	4,0	2,9	-9,1	-96	
9	26	Шурф, глубина 30 см, там же, VIII, 1985	50	4,8	4,2	-9,4	-9,1	$\frac{Cl_{197}}{Na_{89}Ca_7K_4}$
II. Сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды								
10	1	Источник Бурлящий, Восточное поле, участок 3, VIII.1984	96	7,2	1,2	-9,1	-88	$\frac{SO_4SO_{149}}{Na_{70}Ca_{13}Mg_6K_4NH_5}$
11		То же, VIII.1985				-8,5	-83	
12	57	Грифон со стоком, Восточное поле, участок № 3, левый берег ручья Камаринный, VIII.1984	92	4,6	0,7	-12,1	-96	$\frac{Cl_{151}SO_4_{48}}{Na_{62}Ca_{21}Mg_9K_4NH_3}$
13	2	Источник, Восточное поле, участок № 3; Нефтяная площадка, VIII.1985	69	3,2	1,1	-12,5	-105	$\frac{Cl_{160}SO_4_{40}}{Na_{66}Ca_{16}NH_4_{10}Mg_4K_4}$
14	3	Шурф, глубина 30 см, там же, VIII.1984	56	2,6	4,4	-11,7	-87	$\frac{Cl_{177}SO_4_{23}}{Na_{84}Mg_{10}Ca_4NH_4_2}$
15	3	То же, VIII.1985	64			-12,7	-99	
16	50	Оз. Хлоридное, Восточное поле участок № 2, VIII.1984	40	3,5	2,0	-12,7	-100	$\frac{Cl_{184}SO_4_{16}}{Na_{90}K_5NH_3}$
17	53	Оз. Фумарольное, залив Пийпа IX.1983	23	2,6	1,7	-10,8	-86	$\frac{Cl_{168}SO_4_{32}}{Na_{65}H_{20}K_5}$
18	55	Ручей из оз. Фумарольное, IX.1985				-11,0	-96	

Таблица 3 (продолжение)

№ п/п	№ на схеме (рис. 6)	Место и дата отбора	t, °C	pH	Минерализация, г/л	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ SMOW	$\delta\text{D}_{\text{‰}}$ SMOW	Формула химического состава
III. Гидрокарбонатные смешанные воды								
19	37	Источник Трещинный, Восточное поле, участок № 1, VIII.1984	88	7,8	0,7	-13,8	-102	$\text{SO}_4 59(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 37 \text{Cl} 14$ $\text{Ca} 39 \text{Na} 31 \text{NH}_4 14 \text{Mg} 12$
20	31	Источник Термофильный, там же, VIII.1985	68	6,6	1,1	-15,6	-106	$(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 58 \text{Cl} 39$ $\text{Na} 57 \text{Ca} 21 \text{Mg} 10 \text{NH}_4 7 \text{K} 5$
21	33	Грифон Парящий сапожок, там же, VIII.1984	69	6,8	0,9	-14,8	-105	$\text{SO}_4 49 \text{Cl} 27(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 24$ $\text{Na} 47 \text{Ca} 21 \text{NH}_4 18 \text{Mg} 9 \text{K} 5$
22	33	Крупный грифон рядом с Парящим сапожком, VIII.1984	74	7,1	1,8	-14,6	-104	$\text{Cl} 78 \text{SO}_4 15(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 7$ $\text{Na} 84 \text{Ca} 8 \text{K} 5 \text{Mg} 2$
23	42	Источник Губы дракона, Северное поле, VIII.1984	74	6,4	0,7	-16,1	-105	$(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 53 \text{SO}_4 42 \text{Cl} 5$ $\text{Na} 37 \text{Ca} 28 \text{NH}_4 14 \text{Mg} 11 \text{K} 10$
24	42	То же, VIII.1985				-16,0	-115	
25	6	Источник Тионовый, руч. Мишин, Восточное поле, участок № 3, VIII.1984	57	7,5	0,9	-15,8	-118	$\text{Cl} 58(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 29 \text{SO}_4 13$ $\text{Na} 64 \text{Ca} 16 \text{Mg} 7 \text{NH}_4 7 \text{K} 6$
26	44	Источник Нарзан, участок нарзанов у Центрального озера, VIII.1984	40	7,2	1,4	-15,9	-116	$(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 60 \text{SO}_4 23 \text{Cl} 17$ $\text{Na} 54 \text{Ca} 28 \text{Mg} 14 \text{K} 4$
27	45	Источник Строматолитовый вулкан, участок Тростниковый, VIII.1984	70	7,7	1,2	-13,7	-104	$(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 75 \text{SO}_4 18 \text{Cl} 7$ $\text{Na} 77 \text{K} 9 \text{NH}_4 6 \text{Mg} 6 \text{Ca} 2$
28	59	Скважина УК-1, ПВС, Восточное поле, участок № 1, VIII.1984	98	8,9	1,0	-15,9	-109	$(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) 94$ $\text{Na} 68 \text{NH}_4 22 \text{K} 6 \text{Mg} 3$
IV. Сульфатные воды								
29	46	Грязевой котел, Западное поле VIII.1984	88	3,1	2,0	-3,5	-80	$\text{SO}_4 100$ $\text{Ca} 66 \text{Mg} 33$
30	49	Крупный грязевой котел, там же, VIII.1984	93	3,6	0,5	+0,5	-75	$\text{SO}_4 85 \text{Cl} 15$ $\text{Na} 77 \text{NH}_4 10 \text{Mg} 7 \text{K} 5$
31	48	Вода из газовойдыхающих кипящих протоколов, там же, VIII.1984	87	2,5	2,6	-3,7	-85	$\text{SO}_4 76 \text{Cl} 24$ $\text{Na} 55 \text{Mg} 25 \text{NH}_4 17 \text{Ca} 2$
32	41	Водно-грязевой котел, Оранжевое поле, южная часть, VIII.1984	90	5,4	0,7	-4,7	-64	$\text{SO}_4 95$ $\text{Na} 39 \text{K} 30 \text{Ca} 16 \text{NH}_4 11 \text{Mg} 4$
33	30	Грязевой котел, Восточное поле, участок № 1, VIII.1984	92	6,1	0,9	-6,8	-85	$\text{SO}_4 97$ $\text{NH}_4 50 \text{Ca} 23 \text{Mg} 13 \text{Na} 12$
34	56	Грязевой котел Сковородка Восточное поле, участок № 3, VIII.1985	90	5,4	1,4	-2,9	-74	$\text{SO}_4 72 \text{Cl} 28$ $\text{NH}_4 44 \text{Na} 32 \text{Ca} 14 \text{Mg} 7 \text{K} 2$

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	№ на схеме (рис. 6)	Место и дата отбора	t, °C	pH	Минерализация, г/л	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ SMOW}$	$\delta\text{D} \text{ ‰ SMOW}$	Формула химического состава
IV. Сульфатные воды								
35	58	Оз. Банное, Восточное поле, участок № 1, VIII.1984	40	5,0	0,2	-13,7	-98	$\text{SO}_4\text{87Cl8}(\text{HCO}_3+\text{CO}_3)_5$ $\text{Na37Ca34Mg20K7NH}_4\text{2}$
V. Конденсатные воды								
36	3	Шурф, глубина 30 см, Восточное поле, участок № 3, конденсат пара, VIII.1984				-18,4	-133	
37	11	Парогазовый прокол, Восточное поле, участок № 2 (Наблюдательная площадка № 2) конденсат пара, VIII.1984				-17,1	-141	
38	11	Там же, VIII.1984			0,5	-16,6	-128	
39	24	Скв. К-4, Восточное поле, участок № 2, конденсат пара, VIII.1984				-17,5	-135	
40	24	То же, VIII.1985				-20,7	-142	

Примечание. Химический анализ проб выполнялся в ИВ ДВНЦ АН СССР; аналитики: О. В. Шульга, С. В. Сергеева; изотопный состав проб определялся в ИВП АН СССР, аналитик — Н. Е. Визгалина.

Сопоставление данных, полученных при изучении гидротермальной системы кальдеры Узон с данными, приведенными в работе [9], позволяет заключить, что изучаемый нами район по изотопическому соотношению между глубинной и метеорной водой, а также по температурам, существующим в недрах гидротермальной системы, ближе всего стоит к геотермальной площади Вайракей, описанной в цитируемой работе. Однако значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ местной метеорной воды для кальдеры Узон (-108 и $-15,3\text{‰}$ соответственно) характеризуются значительно меньшими величинами, чем таковые для термальной площади Вайракей (-45 и $-7,2\text{‰}$). Этот факт является еще одним доказательством широкого участия местных атмосферных осадков в образовании воды гидротермальных растворов.

Сказанным не исчерпывается значение рассмотренного выше подхода для интерпретации наблюдаемых данных. Метод построения рассмотренных выше диаграмм дает ключ к оценке температур в недрах гидротермальной системы. С этой целью следует построить несколько диаграмм, отличающихся только начальной температурой исходного гидротермального флюида, и наложить их на изотопные данные, полученные при изучении наиболее характерных водопроявлений. Начальная температура флюида, отразившая диаграмму, наиболее подходящую к наблюдаемым данным, и будет «базовой» температурой гидротермальной системы.

«Подгоняя» диаграмму к изотопии термопроявлений, можно в некоторых пределах варьировать и изотопным составом исходной термальной воды. Добиваясь наилучшего совпадения диаграммы с распределением изотопного состава воды в изучаемом районе, можно дополнитель-

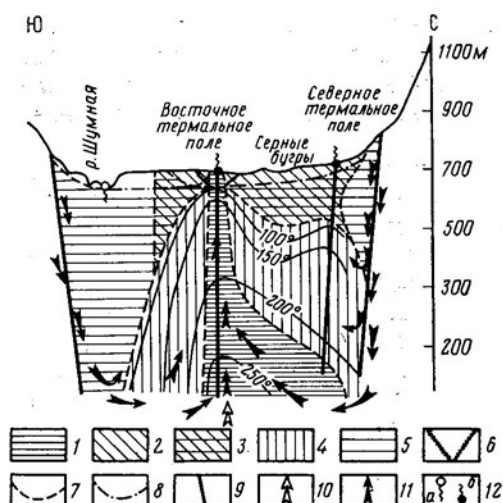


Рис. 6. Общая схема гидрохимической зональности кальдеры Узон. 1 — зона раствора хлоридного натриевого состава; 2 — зона сульфатных вод; 3 — зона смешанных хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатных вод; 4 — зона растворов хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава; 5 — пресные инфильтрационные воды; 6 — зона ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения; 7 — границы зон; 8 — уровень грунтовых вод; 9 — разломы; 10 — направление потока глубинных флюидов; 11 — направление миграции инфильтрационных вод; 12 — источники: а) холодные, б) горячие и кипящие

но уточнить характеристики глубинного резервуара термальных вод.

Последовательное применение знаний об эволюции изотопного состава воды и водяного пара в главнейших процессах, протекающих в гидротермальной системе, позволяет составить представление о деталях ее глубинного строения только на основании поверхностного опробования водопроявлений.

Например, если в пределах ограниченного по площади термального района будет обнаружена большая пестрота в распределении значений изотопии кислорода и водорода водопроявлений, то это обстоятельство позволит с большой уверенностью утверждать, что в нижних горизонтах гидротермальной системы должны существовать достаточно высокие температуры ($>250^{\circ}\text{C}$). Такие системы, как правило, имеют двухъярусную структуру с паровыми зонами в верхних частях разреза и перегретой термальной водой — в нижней.

Термальные воды на поверхности могут и не иметь высоких температур, однако, если они являются дериватами существующих на глубине высокотемпературных гидротермальных растворов, то им будут свойственны значительные вариации в изотопном и химическом составе, и все сказанное выше может быть с успехом использовано при изучении таких, кажущихся «холодными» систем.

Выяснение генетических характеристик воды гидротермальных растворов позволяет уточнить механизм формирования гидрохимической зональности, обнаруженной на термальных полях кальдеры Узон. На рис. 6 представлена схема, поясняющая образование гидрохимической зональности ионного состава гидротерм, которая кроме уже обсуждавшейся горизонтальной или скорее поверхностной зональности позволяет предположить наличие у системы и вертикальной зональности. Существование этой зональности должно проявиться при глубинном опробовании изучаемого района.

По осевой зоне глубинного разлома из нижних горизонтов разреза к поверхности поднимаются глубинные флюиды, содержащие сероводо-

род, уголекислоту, бор, мышьяк, сурьму и ртуть. Они смешиваются с основным потоком хлоридных натриевых растворов, образовавшихся из местной атмосферной воды в результате ее взаимодействия с нагретыми до 250° (или до большей температуры) породами, и выходят на поверхность.

В зоне активного водообмена и на поверхности термальных полей кальдеры Узон происходит окисление содержащегося во флюидах сероводорода, а также отложившейся ранее серы, сопровождавшееся образованием хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатных растворов. В периферийных частях термальных полей, в зоне пониженных температур, формируются уголекислые воды типа «нарзан».

Комплексное изотопно-гидрохимическое изучение гидротермальных растворов кальдеры Узон, основанное на использовании ионного и изотопного состава только поверхностного опробования воды и пара с широким привлечением равновесных факторов фракционирования изотопов водорода и кислорода в системе жидкость — пар, позволило сделать ряд выводов о процессах, сопровождающих их формирование. Кроме того, такое исследование дало возможность оценить «базовую» температуру системы и обосновать тот факт, что метаморфизованная метеорная вода окружающей среды является главной компонентой гидротермальных растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вукалович М. П., Ривкин С. Л., Александров А. А. Таблицы теплофизических свойств воды и водяного пара. М.: Изд-во стандартов, 1969. 408 с.
2. Гричук Д. В., Борисов М. В., Мельникова Г. Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценка эволюции раствора//Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 3—23.
3. Есиков А. Д., Карпов Г. А., Чешко А. Л. Изотопно-гидрохимическое изучение современной гидротермальной деятельности в кальдере Узон (Камчатка). I. Дифференциация водопровялений гидротермальной системы кальдеры Узон и оценка ее термических параметров//Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 32—43.
4. Таран Ю. А., Есиков А. Д., Чешко А. Л. Дейтерий и кислород-18 в водах Мутновского геотермального района (Камчатка)//Геохимия. 1986. № 4. С. 458—468.
5. Arnason B. The hydrogen-water isotope thermometer applied to geothermal areas in Iceland//Geothermics. 1977. V. 5. № 1—4. P. 75—80.
6. Blattner P. Isotope shift data and the natural evolution of geothermal systems//Chemical Geology. 1985. V. 49. P. 187—203.
7. Giggenbach W. The isotopic composition of water from the El Tatio geothermal field, Northern Chile//Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 979—988.
8. Giggenbach W., Gonfiantini R., Panici C. Geothermal systems//Guidebook on nuclear techniques in hydrology. 1983 Edition. International atomic energy agency. Vienna, 1983. P. 359—379.
9. Giggenbach W., Stewart M. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas//Geothermics. 1982. V. 11. № 2. P. 71—80.
10. Heaton T., Sheppard S. Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea-water-hydrothermal alteration and ore deposition. Troodos complex, Cyprus. Volcanic processes in ore genesis. London, 1977. P. 42—57.
11. Matsubaya O., Sakai H. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fraction factors in evaporation of water at 60 and 80° C//Geochem. J. 1978. P. 121—126.
12. Truesdell A., Fournier R. Calculation of deep reservoir temperatures from chemistry of boiling hot springs of mixed origin//Proc. U. N. Symp. on Geothermal Energy. San Francisco. 1975. 1. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1976. P. 837—844.
13. Truesdell A., Hulston J. Isotopic evidence on environments of geothermal systems//Handbook of environmental isotope geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1980. P. 188—226.
14. Truesdell A., Nathenson M., Rye R. The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic composition of Yellowstone thermal waters//J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 3694—3703.

Институт водных проблем
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
6.X.1987

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

УДК 551.24 : 550.34 (571.645)

М. И. СТРЕЛЬЦОВ

О СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Вопрос о роли горизонтальных движений в районах активных континентальных окраин на основании одних только сейсмологических данных обычно решается неоднозначно. Структурно-геологические особенности Курило-Камчатской островной дуги накладывают вполне определенные ограничения на выбор тех или иных приемов исследования механизмов очагов землетрясений. В частности, эти особенности свидетельствуют о значительной роли горизонтальной составляющей перемещений по продольным разрывам дуги и о разнонаправленных сдвигах на ее флангах. Этим данным более всего, с точки зрения автора, соответствует механическая модель островной дуги в виде изгибающегося слоистого бруса, с которой, в свою очередь, лучше всего согласуются определенные В. Н. Аверьяновой механизмы очагов неглубоких курило-камчатских землетрясений.

SEISMIC DISLOCATIONS IN THE KURIL-KAMCHATKA ISLAND ARC, by Strel'tsov M. I. There is no single opinion about the role of horizontal movements in the regions of active continental margins based merely on seismological data. Structural geological features of the Kuril-Kamchatka island arc definitely limit the choice of the methods in the focal mechanism studies. Based on these features, one can make an inference about a considerable role of the horizontal components of displacement along the longitudinal ruptures of the arc and about differently oriented shifts at its margins. These data agree best with a mechanical model of the island arc in the form of a bent layered square beam which in its turn correlates with the focal mechanism solutions of shallow Kuril-Kamchatka earthquakes defined by V. N. Aver'yanova.

(Received April 20, 1988)

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk 693002, USSR

Результаты изучения землетрясений Курило-Камчатской тектонической системы, где между осью глубоководного желоба и поясом вулканов на 0,0007 поверхности планеты выделяется около 0,1 всей сейсмической энергии Земли [35], неоднократно использовались для оценки активности глобальных геотектонических построений и нередко являлись их основой. Характерно, что первые же попытки определения характера движений в районах активных континентальных окраин только по сейсмологическим данным выявили различие взглядов исследователей на роль сдвиговой составляющей перемещений по разломам, разделяющим океанические и континентальные блоки Земли.

Так, А. Н. Заварицкий, обративший внимание на пространственное распределение гипоцентров курило-камчатских землетрясений в виде фокальной зоны, падающей под Азиатский континент, считал, что на основании этого можно говорить или о надвигании материка на океанское дно, или о поддвигании дна океана под материк [14]. А несколько позднее анализ катастрофического землетрясения, происшедшего 4 ноября 1952 г. у восточного побережья Камчатки, был положен Х. Бениоффом в основу гипотезы о вращении впадины Тихого океана как единого целого относительно прилегающих континентов [9].

Идеи о надвиговой или подвиговой природе фокальных зон оказались широко распространенными, но еще четверть века тому назад П. Чэдвик, ссылаясь на анализ первых вступлений сейсмических волн примерно от 200 землетрясений, проведенный А. Е. Шейдеггером и

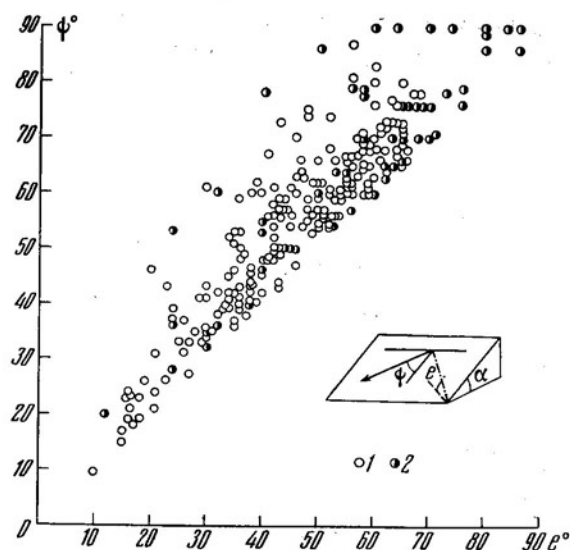


Рис. 1. Зависимость между ψ и ϵ для нодальных плоскостей, субпараллельных простиранию островной дуги (ψ — угол между направлением смещения блоков и линией падения плоскости разрыва; стрелка — направление смещения одного из блоков; штрихпунктирная линия — ось промежуточного напряжения; α — угол падения плоскости разлома). 1 — данные В. Н. Аверьяновой [1, 2]; 2 — данные В. М. Зобина и И. Г. Симбиревой [43]

Дж. Х. Ходжсоном, отметил, что в очагах землетрясений компонента смещений по падению разлома обычно меньше смещений по простиранию [38]. Впоследствии же далеко не все сейсмологи сочли подобный анализ единственно возможным, а многие, более того, — даже неверным, и в настоящее время, как и ранее, роль сдвигов в формировании структуры островных дуг на основе одних только сейсмологических данных оценивается неоднозначно.

Будем относить в дальнейшем к сдвигам разломы только с крутопадающими сместителями. Так поступают многие исследователи, и это более всего отвечает целям настоящей работы. К тому же, несколько забегаая вперед, заметим, что, как бы ни были велики различия взглядов сейсмологов на способы определения механизмов очагов курило-камчатских землетрясений, в большинстве случаев одна из определяемых нодальных плоскостей (т. е. возможных разломов) оказывалась крутопадающей и субпараллельной простиранию островной дуги. Но, если это так, то значения углов наклона (ϵ) осей промежуточных напряжений можно рассматривать в дальнейшем как меру сдвиговых перемещений в очаге. Иллюстрацией сказанному может служить график (рис. 1), а из соотношения $\sin \psi = \frac{\sin \epsilon}{\sin \alpha}$, где α — угол падения плоскости разрыва,

следует, что угол ψ , являющийся мерой сдвиговой компоненты в плоскости разлома, связан с углом наклона оси промежуточных напряжений прямой зависимостью. Следовательно, если отнести к категории сдвигов разломы, для которых $\epsilon \geq 45^\circ$, то это будет означать, что исследуемые плоскости разломов имеют такие же или более крутые углы падения, а смещения по простиранию у таких разломов равны или превосходят смещения по падению.

Построив теперь графики частоты встречаемости углов падения осей промежуточных напряжений по имеющимся для Курило-Камчатского региона данным, можно видеть существование по крайней мере двух взаимоисключающих точек зрения по вопросу о роли сдвиговых пере-

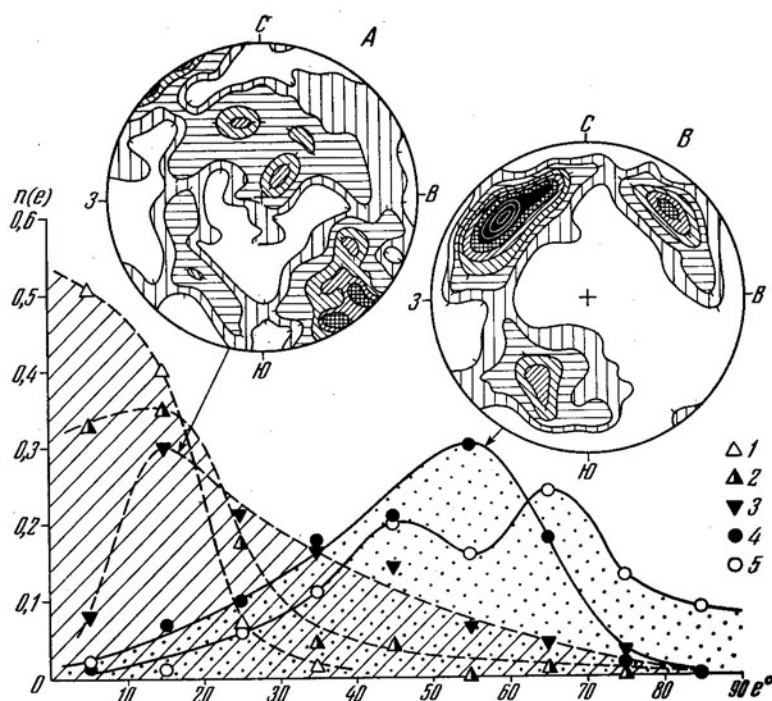


Рис. 2. Частота встречаемости ($n(e)$) углов наклона осей промежуточных напряжений (e) для неглубоких землетрясений. Южная часть дуги по данным: 1 — У. Стаудера и Л. Муалчин [41] (83 определения); 2 — Л. М. Балакиной [6—8] (54 определения); 3 — М. И. Рудик и Л. Н. Поплавской [20] (115 определений); 4 — В. Н. Аверьяновой [1, 2] (275 определений); северная часть дуги по данным: 5 — В. М. Зобина и И. Г. Симбиревой [43] (82 определения). В верхней части рисунка — равноплощадные проекции с верхней полусферы нормалей к нодальным плоскостям, представленные изолиниями 0,5—1—8% (А — по М. И. Рудик и Л. Н. Поплавской, В — по В. Н. Аверьяновой)

мещений по сейсмогенным разломам рассматриваемой тектонической системы (рис. 2).

По мнению У. Стаудера и Л. Муалчин [41], сдвиги для исследуемой островной дуги вообще не характерны. Подавляющее большинство курило-камчатских землетрясений, как полагают эти исследователи, является следствием поддвига океанической плиты под Азиатский континент по разломам полого падающим на северо-запад и согласным с простиранием островной дуги.

По данным Л. М. Балакиной [3—8], сдвиги для Курило-Камчатской островной дуги также не характерны. Лишь незначительная часть землетрясений этого региона вызвана поперечными сколами, имеющими отчетливо выраженную сдвиговую природу. Как и американские исследователи, Л. М. Балакина [4, стр. 44], говоря о преимущественной ориентации нодальных плоскостей, отмечает, что «...обе возможные и равновероятные плоскости разрыва в очаге отдельного землетрясения простираются вдоль островной дуги, но имеют противоположные падения». Тектоническая интерпретация этих данных у Л. М. Балакиной существенно иная. Структуру островной дуги, по ее мнению, определяют разрывы, круто падающие на юго-восток, формирование которых происходило в условиях сжатия. Свою точку зрения она подтверждает результатами изучения цунамигенных землетрясений [3], а также указанием на то, что полого наклоненные нодальные плоскости обнаруживают самую разнообразную ориентацию относительно островной дуги и в

силу этого не могут рассматриваться как поддвиги океанической плиты под континентальные структуры.

Большинство определений механизмов очагов курило-камчатских землетрясений, выполненных М. И. Рудик и Л. Н. Поплавской [20], совпадает с решениями американских сейсмологов [41] и Л. М. Балакиной, хотя и имеются некоторые расхождения. Значительная часть из определенных ими нодальных плоскостей (см. рис. 2) круто наклонена на юго-восток или вертикальна, причем в обоих случаях их простирающие и простирающие основной дуги совпадают. Сопряженные с ними нодальные плоскости полого падают в самых разнообразных направлениях, что подтверждает справедливость критики Л. М. Балакиной в адрес гипотезы «тектоники плит». Максимум концентрации нормалей к нодальным плоскостям в северо-западном квадранте проекции может служить подтверждением взглядов американских сейсмологов [41]. Следует также обратить внимание и на максимум нормалей, располагающихся вблизи центра рассматриваемой проекции, в ее северо-восточном квадранте. Ранее нодальные плоскости, субпараллельные земной поверхности, в столь массовых количествах не определялись, и они могут представлять определенный интерес с точки зрения развиваемой в последнее время гипотезы о тектонической расслоенности литосферы [19, 32].

Говоря о сейсмологических данных, согласно которым сдвиги являются типичными для Курило-Камчатской островной дуги, в первую очередь следует сказать об уже упоминавшемся выше Камчатском землетрясении 1952 г., которое произошло, как показал еще Дж. Ходжсон [37], в результате правостороннего сдвига, ориентированного согласно с простирающим островной дуги. По мнению Л. М. Балакиной, достоверность этого определения невелика, но, утверждая это, она не приводит в работе [3] каких-либо определенных аргументов в пользу своей точки зрения. Между тем правосторонняя компонента смещения по этому разрыву устанавливалась не только Дж. Ходжсоном, но и при более поздних исследованиях [1, 2].

Ведущая роль сдвиговых сейсмодислокаций при неглубоких землетрясениях вблизи Камчатки устанавливается исследованиями В. М. Зобина и И. Г. Симбиревой [43], что можно видеть на рис. 1 и 2.

Наибольшее количество определений механизмов очагов курило-камчатских землетрясений выполнено В. Н. Аверьяновой [1, 2]. Результаты статистической обработки нормалей к определенным ею нодальным плоскостям выявляют достаточно простую картину (см. рис. 2): подавляющее большинство нодальных плоскостей круто наклонено на северо-запад, а сопряженные с ними плоскости круто падают на юго-запад и северо-восток. В. Н. Аверьянова не придерживается какой-либо определенной геотектонической концепции и приходит к заключению [2], что сейсмогенный разрыв распространяется в направлении оси промежуточного напряжения с образованием сосуществующих в пространстве и времени разломов, отвечающих обоим нодальным плоскостям.

Можно было бы продолжить и далее перечень определений механизмов очагов землетрясений, выявивших существенную роль сдвигов в формировании островной дуги, рассмотрев, например, данные японских геологов [39], но в этом, вероятно, нет особой необходимости.

Косвенная проверка правильности определения механизма очага землетрясения осуществляется путем сопоставления сейсмологических данных с реально наблюдаемыми морфокинематическими характеристиками дизъюнктивного нарушения, образовавшегося при этом землетрясении [8]. Однако на практике возможность подобных сопоставлений встречается крайне редко. В островодужных же регионах, где основное разрывообразование происходит ниже уровня моря, на приконтинентальном склоне глубоководного желоба, определения механизмов очагов землетрясений сопоставляются, как правило, не с конкретными дизъюнктивными

дислокациями, а с самыми общими представлениями о характере сочленения океанической и континентальной литосфер Земли. Так поступили, например, У. Стаудер и Л. Муалчин [41], совершенно не учитывая при этом структурно-геологические особенности Курило-Камчатской островной дуги.

Из вышеизложенного следует, что исследователи, попытавшиеся воспользоваться в своих построениях результатами определений механизмов очагов землетрясений, оказываются в весьма затруднительном положении. В этом, по-видимому, нет ничего удивительного, так как «... следует ясно представить себе, что понятие очага землетрясения остается еще неразрешенной проблемой» [10, стр. 5]. Если же учесть существующие наряду с различными идеализированными моделями очага землетрясения и самые разнообразные представления о физических характеристиках среды, вмещающей очаг, а также еще целый ряд источников ошибок, не поддающихся количественной оценке [8], то становится понятным, сколь нелегко на основании одних только сейсмологических данных сделать выбор между предлагаемыми определениями.

Полагая, что структурно-геологические особенности Курило-Камчатской островной дуги накладывают вполне определенные ограничения на осуществление тех или иных приемов исследования механизмов очагов землетрясений этой тектонической системы, рассмотрим данные сейсмологии именно под этим углом зрения.

Представления о зональности Курило-Камчатской островной дуги, впервые высказанные С. Токудой [42], были впоследствии поддержаны и развиты многими исследователями и теперь стало, пожалуй, общепринятым выделять здесь внешнюю и внутреннюю зоны дуги, различающиеся как по характеру происходящих здесь современных событий, так и по целому ряду геоморфологических и геолого-геофизических особенностей (рис. 3). Интенсивный современный вулканизм, проявляющийся в пределах внутренней зоны, и высокая сейсмическая активность внешней зоны позволяют [21] именовать их соответственно вулканотектоническим и сейсмотектоническим структурными поясами.

Наиболее характерной чертой строения вулканотектонического пояса являются эшелонированные структуры, тогда как для сейсмотектонического пояса характерно линейное, согласное с простиранием внешней зоны, расположение структурных элементов [12, 22, 25, 42]. Лучшее всего эшелонированные структуры выражены на флангах дуги, причем различный характер их эшелонирования позволяет сделать вывод о разнонаправленных¹ сдвиговых перемещениях по продольным разрывам [24, 25] и увеличивающихся от центра дуги к ее флангам. В этом же направлении, т. е. от центра дуги к ее фланговым частям, возрастает степень пликативной дислоцированности островодужных комплексов, причем дислоцированность кайнозойских и верхнемезозойских образований оказывается на северном фланге дуги существенно большей, нежели на южном. Антиподальность структурно-геологических характеристик флангов дуги проявляется и в дизъюнктивной тектонике: глубинный разлом, разделяющий внешнюю и внутреннюю зоны Курило-Камчатской островной дуги, в южной части этой тектонической системы определяется как левосторонний сбрососдвиг, а в северной — как взбрососдвиг с правосторонней компонентой перемещения [27].

Представляется, что перечисленным выше структурно-геологическим особенностям Курило-Камчатской островной дуги будут соответствовать выборки из определений механизмов очагов землетрясений, при которых

¹ Эшелонное расположение структур рассматривается почти всеми исследователями как признак дислокаций сдвигового типа, однако существующие представления о знаке сдвиговых перемещений по продольным разрывам дуги весьма противоречивы [25, 26, 34, 40, 42 и др.].

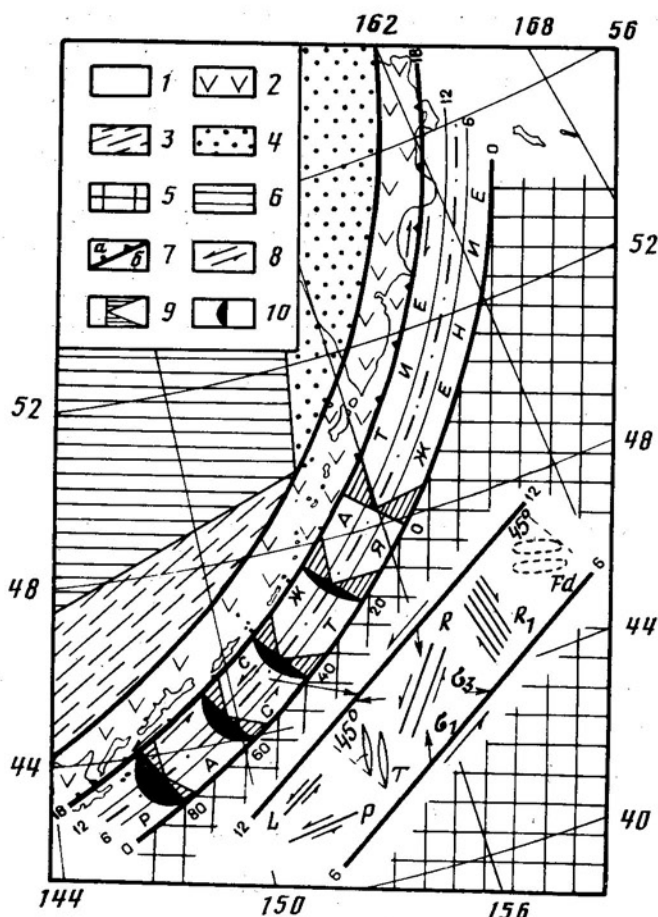


Рис. 3. Схема строения Курило-Камчатской островной дуги с элементами тектонического районирования прилегающих регионов по [29]. 1 — внешняя зона дуги (штрих-пунктиром обозначена осевая линия зоны; остальные линии разбивают зону в продольном и поперечном направлениях); 2 — внутренняя зона дуги; 3 — глубоководная котловина, лишенная «гранитного» слоя; 4 — область кайнозойского тектогенеза; 5 — океаническая платформа; 6 — участки эпимезозойских и более древних платформ; 7 — разлом, пограничный между внешней и внутренней зонами дуг (а — сбросовая и б — взбросовая компоненты перемещения); 8 — направление сдвиговой компоненты перемещений по разрывам; 9, 10 — эпюры нормальных (9) и касательных (10) напряжений в изгибающемся бруске, по [30, 31]. В правой нижней части рисунка приведена схема напряжений и структур, возникающих в зонах скалывания, по [23]; P и R — сколы; T — трещины отрыва; Fd — складки; R_1 — обратные косые сколы; L — продольные сколы

установлена существенная роль сдвиговой компоненты перемещений по сейсмогенным разрывам. Таким образом, основное внимание будет уделено далее данным В. Н. Аверьяновой, которые наиболее полно характеризуют сеймотектоническую обстановку исследуемого региона.

Повсеместно вулканотектонический и сеймотектонический пояса Курило-Камчатской островной дуги ограничены глубинными разломами, а протяженность поясов значительно превышает их поперечные размеры, и поэтому часть литосферы, заключенную между этими разломами и подстилаемую на глубинах 60—90 км астеносферным слоем [28, 33], по формальным (геометрическим) признакам можно считать расслоенным бруском или стержнем, который и будет рассматриваться в дальнейшем в качестве механической модели островной дуги. Анализ геологической истории Курило-Камчатского региона показывает, что в олигоцен-четвертич-

ное время геодинамическая обстановка в районе островной дуги была примерно одной и той же, и, следовательно, длительно существующие разнонаправленные сдвиговые перемещения по продольным разломам на флангах дуги можно рассматривать как указание на продолжающийся и в настоящее время изгиб «островодужного бруса». Но, если это так, то можно думать, что напряжения в изгибающемся сейсмостектоническом бруссе «повинны» в возникновении значительной части землетрясений Курило-Камчатской островной дуги, и характер сейсмодислокаций должен зависеть от того, в какой части бруса произошёл сейсмогенный разрыв, а это позволяет воспользоваться в дальнейшем теорией изгиба бруса [30, 31].

Структурно-геологические особенности и принятая механическая модель островной дуги определяет выборку материалов сейсмологических исследований. Ниже будут рассмотрены результаты определения механизмов очагов только тех Курило-Камчатских землетрясений, эпицентры которых располагались в пределах сейсмостектонического пояса, а гипоцентры — на различных, но, как правило, не превышающих 80 км, глубинах. Какое-либо упорядоченное распределение гипоцентров по глубине здесь не наблюдается, и в то же самое время при этих землетрясениях выделяется почти вся энергия Курило-Камчатской тектонической системы [2], а так называемая сейсмофокальная зона, падающая на северо-запад под углом 50—60°, отчетливо выражена, начиная с глубин около 80—100 км, уже в пределах внутренней зоны дуги [2, 11, 35]. Совершенно не принимались во внимание землетрясения, эпицентры которых имели точность определения хуже, чем $\pm 0,3^\circ$. Наконец, можно думать, что районам сочленения Курило-Камчатской островной дуги с другими островодужными системами присущи свои особые проявления сейсмодислокаций, и поэтому землетрясения самой южной (район о-ва Хоккайдо) и самой северной (район мыса Камчатский) частей сейсмостектонического пояса также не рассматривались.

После того как была проведена отбраковка землетрясений в соответствии с указанными выше требованиями, выяснилось, что лучше всего изученной оказалась южная часть Курило-Камчатской дуги, где подавляющее количество землетрясений имеет точность определения координат $\sim 0,2^\circ$. Но, прежде чем перейти к исследованию закономерностей проявления здесь того или иного типа сейсмодислокаций, обратимся к тем данным сейсмологических наблюдений, которые, по-видимому, вне зависимости от существующих представлений о физике очага землетрясения могут свидетельствовать о сдвиговых перемещениях по продольным разломам исследуемой тектонической системы.

На рис. 3 видно, что эпюры нормальных и касательных напряжений, характерные для изгибающегося бруса, симметричны относительно нейтральной оси сейсмостектонического пояса. В целях упрощения здесь приведен случай прямого поперечного изгиба свободно опертого бруса с прямоугольным поперечным сечением. Известно, что энергия, накапливаемая в единице объема изгибаемого бруса, связана с напряжениями прямой зависимостью, и, таким образом, распределение этой энергии относительно нейтральной оси также должно быть симметричным. Полагая, что подобным образом распределяется и энергия землетрясений (E), будем оценивать последнюю по широко известному [35] соотношению Б. Гутенберга $\lg E = 11,8 + 1,5 M$, где M — магнитуа землетрясения.

На графиках (рис. 4) по оси абсцисс, в направлении, поперечном дуге, отложено расстояние от оси желоба. Для каждой из продольных зон южной части сейсмостектонического пояса (см. рис. 3) подсчитано число эпицентров и суммарная энергия землетрясений определенного типа (эти величины отложены на графиках по оси ординат в логарифмическом масштабе). Оказалось, что и по результатам выборки землетрясений из работ В. Н. Аверьяновой [1, 2], и при анализе выборки из «Нового катало-

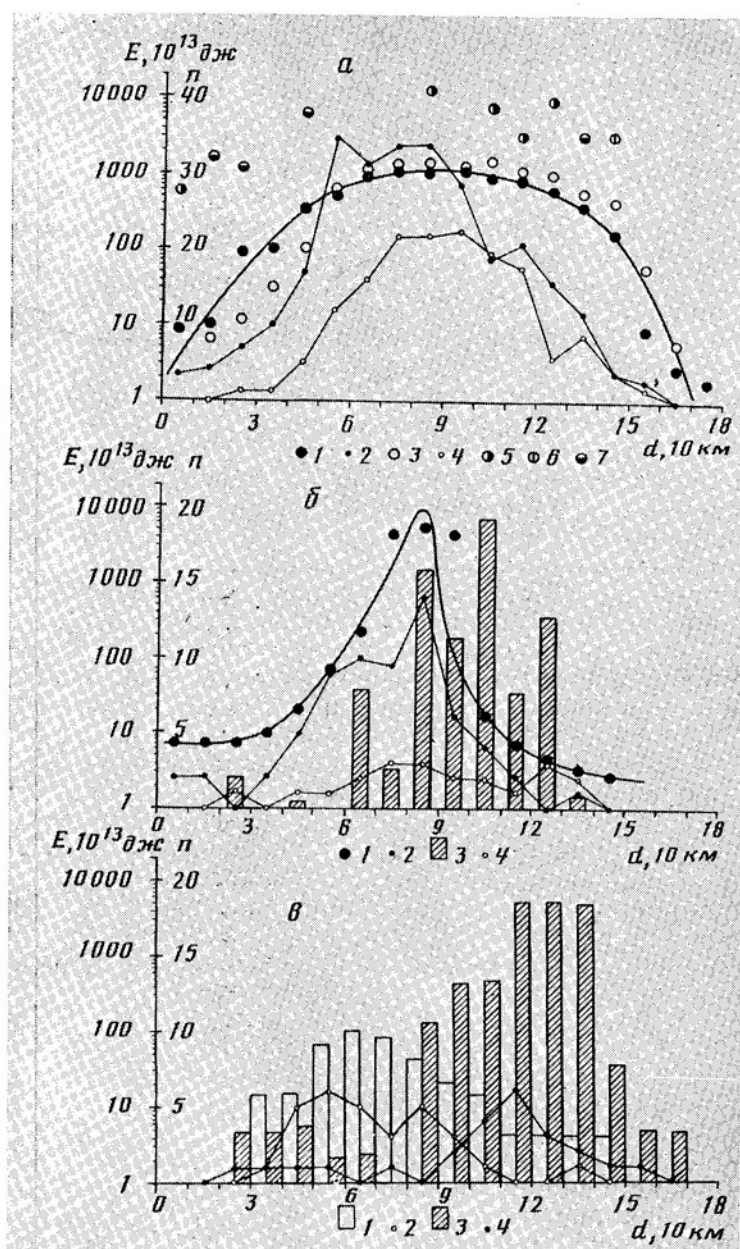


Рис. 4. Распределение числа и энергии землетрясений вкост простирания южной части сеймотектонической зоны Курило-Камчатской дуги. а — все землетрясения: 1—4 — землетрясения с $M \leq 7,5$: энергия (1) и число (2) землетрясений по В. Н. Аверьяновой [1, 2]; энергия (3) и число (4) землетрясений по данным Нового каталога... [17] (на графике приведены значения энергий, сглаженные по трем точкам); 5—7 — сильные ($M > 7,5$), но очень редко происходившие за инструментальный период, наблюдений землетрясения: 5 — данные В. Н. Аверьяновой [1, 2] (этим же значком отмечено аномально сильное для приосевой части желоба землетрясение 16.III.1963 г. с $M = 7,3$); 6 — данные из Нового каталога... [17]; 7 — по М. И. Рудик и Л. Н. Поплавской [20]; б — левосторонние сбросо- и взбрососдвиги: 1, 2 — энергия (1) и число (2) левосторонних сбрососдвигов (данные по энергиям сглажены многочленом первой степени по трем точкам); 3, 4 — энергия (3) и число (4) левосторонних взбрососдвигов; в — сбросы и взбросы с незначительной правосторонней компонентой смещения: 1 и 2 — энергия (1) и число (2) сбросов; 3 и 4 — энергия (3) и число (4) взбросов (величины энергий в обоих случаях сглажены по трем точкам)

га...» [17] устанавливается симметричное распределение числа и суммарной энергии всех исследований землетрясений (см. рис. 4, а). На основании графика и путем простейших вычислений можно заключить, что в приосевой части сеймотектонического пояса, в полосе, отвечающей примерно $\frac{1}{3}$ его поперечного сечения, выделяется $\frac{2}{3}$ всей сейсмической энергии, причем число землетрясений на единицу площади возрастает в приосевой части пояса в десятки раз, а количество выделяемой энергии увеличивается здесь на три порядка по сравнению с краевыми частями пояса.

Таким образом, почти вся сейсмическая энергия Курило-Камчатской дуги выделяется в пределах узкой шовной зоны, что, вообще говоря, уже давно известно большинству исследователей и подтверждается результатами наблюдений последних лет [2, 11 и др.]. На этом специально акцентируется внимание, так как подобное распределение числа сейсмических толчков и выделившейся при этом энергии сравнивалось с характером деформаций в поперечных разрезах разлома Сан-Андреас и расценивалось ранее как проявление в Тихоокеанском тектоническом поясе сдвиговых перемещений по продольным сейсмогенным разрывам островных дуг [9]. Представляется, что с позиций геодинамических концепций, предполагающих широкое развитие на приконтинентальном склоне желоба полого падающих под континент поддвигов, достаточно сложно объяснить приуроченность землетрясений к узкой шовной зоне с одновременно симметричным распределением относительно ее оси целого ряда сейсмологических параметров (энергии и повторяемости землетрясений, сейсмической активности и т. д.), тогда как в предлагаемую механическую модель островной дуги в виде изгибающегося бруса этот сейсмологический феномен вписывается естественным образом.

Если симметричное распределение числа и энергии землетрясений с максимальными значениями этих параметров вблизи осевой линии сеймотектонического пояса может рассматриваться как косвенное указание на сдвиговые перемещения по продольным разрывам дуги, то, согласно теории изгиба бруса, в продольных его сечениях должно наблюдаться увеличение касательных напряжений, а следовательно, и числа, и энергии сейсмических толчков от центра бруса к его окончаниям. Опубликованные материалы сейсмологических исследований свидетельствуют о том, что именно такое распределение и имеет место в исследуемой тектонической системе. Уже давно было подмечено, что в центральной части Курило-Камчатской дуги на единице площади происходит ориентировочно в 1,5—2 раза меньше землетрясений, чем в среднем вдоль дуги [35]; о том же говорят и более поздние данные о сейсмичности этого региона [11].

Из теории изгиба бруса следует, что наблюдаемое увеличение сейсмичности от центра Курило-Камчатской дуги к ее флангам должно осуществляться за счет левосторонних сдвигов юго-западного фланга и правосторонних — северо-восточного. Но, чтобы показать это, необходимо обратиться к данным о механизмах очагов землетрясений.

Полагая, как и многие исследователи [8, 15, 41 и др.], что только одна из определенных по сейсмическим данным нодальных плоскостей может быть отождествлена с плоскостью разрыва и учитывая характер структур, возникающих в зонах скалывания (см. рис. 3), отберем для дальнейших исследований лишь те землетрясения, при изучении которых были выявлены нодальные плоскости, субпараллельные простиранию островной дуги. Отклонения от простирания дуги не превышали 30° , а в большинстве случаев были $\leq 15^\circ$.

Оказалось, что из 275 землетрясений южной части Курило-Камчатской островной дуги, отобранных из работ В. Н. Аверьяновой [1, 2], более половины (153) характеризовались образованием сдвигов. Большая часть этих сдвигов (137) имела нодальные плоскости, субпараллельные островной дуге и в свою очередь большинство из них (91) оказалось ле-

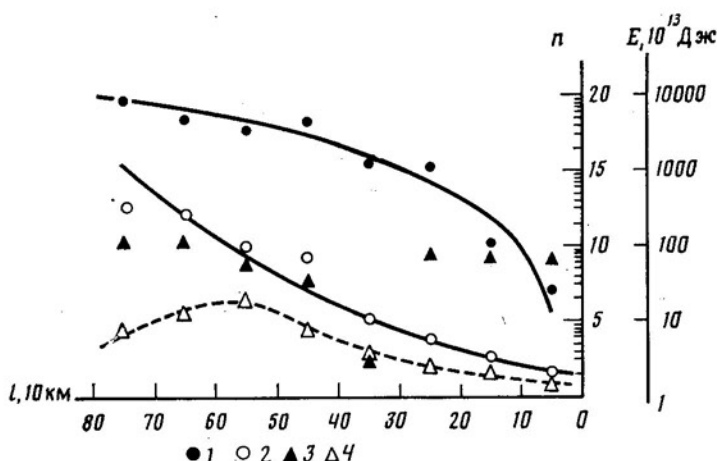


Рис. 5. Распределение энергии землетрясений и числа сдвиговых сейсмодислокаций в приосевой части сейсмотектонического пояса. 1, 2 — энергия (1) и число (2) левосторонних сдвигов; 3, 4 — энергия (3) и число (4) правосторонних сдвигов

восторонними сдвигами. Еще более выразительно выглядит преобладание левосторонних сдвигов в энергетическом выражении. На долю правосторонних сдвигов приходится около 6% энергии, выделившейся в исследуемой части дуги при сдвиговых сейсмодислокациях. Всего лишь 0,5% энергии левосторонних сейсмодвигов выделилось за пределами приосевой зоны сейсмотектонического пояса дуги, тогда как здесь же (т. е. вне приосевой зоны) выделилось около 65% энергии правосторонних сдвигов. Подобная локализация энергии левосторонних сдвигов в приосевой зоне сейсмотектонического пояса вряд ли может рассматриваться как случайное явление.

На графике (рис. 5), где по оси абсцисс отложено расстояние от центра дуги к ее южному флангу, а по оси ординат — те же параметры, что и на рис. 4, видно закономерное нарастание и числа, и энергии землетрясений левосторонних сдвигов, что полностью соответствует предположенной выше механической модели дуги в виде изгибающегося бруса.

Многие исследователи вне зависимости от избранных ими путей определения механизмов очагов землетрясений отмечают, что в приосевой части желобов, в том числе и Курило-Камчатского, разрывообразование происходит в условиях растяжения, а на приостроводужных склонах этих же желобов — в условиях сжатия. По мнению В. Н. Аверьяновой [1, 2], подобное распределение напряжений связано со структурой земной коры исследуемого региона, тогда как У. Стаудер и Л. Муалчин [41], рассматривая эту закономерность с позиций гипотезы «тектоники плит», объясняют ее субдукцией океанической плиты. Вероятно, подобное распределение напряжений может быть свойственно и изгибающемуся брусу, которым моделируется дуга, и конечно же было бы интересно посмотреть, сколь закономерно изменяется напряженное состояние в поперечных сечениях «сейсмотектонического бруса».

Графики на рис. 4, б, с одной стороны, иллюстрируют уже высказанное выше заключение о локализации левосторонних сдвигов в приосевой части сейсмотектонического пояса, а с другой — показывают, что число и энергия левосторонних сбрососдвигов (т. е. разломов, образовавшихся в условиях растяжения) закономерно увеличиваются от внешней части сейсмотектонического пояса по направлению к его осевой линии, достигают здесь максимума, а затем резко падают при переходе к внутренней части пояса. Распределение энергии, выделившейся при образовании левосторонних взбрососдвигов (т. е. разломов, образовавшихся в условиях

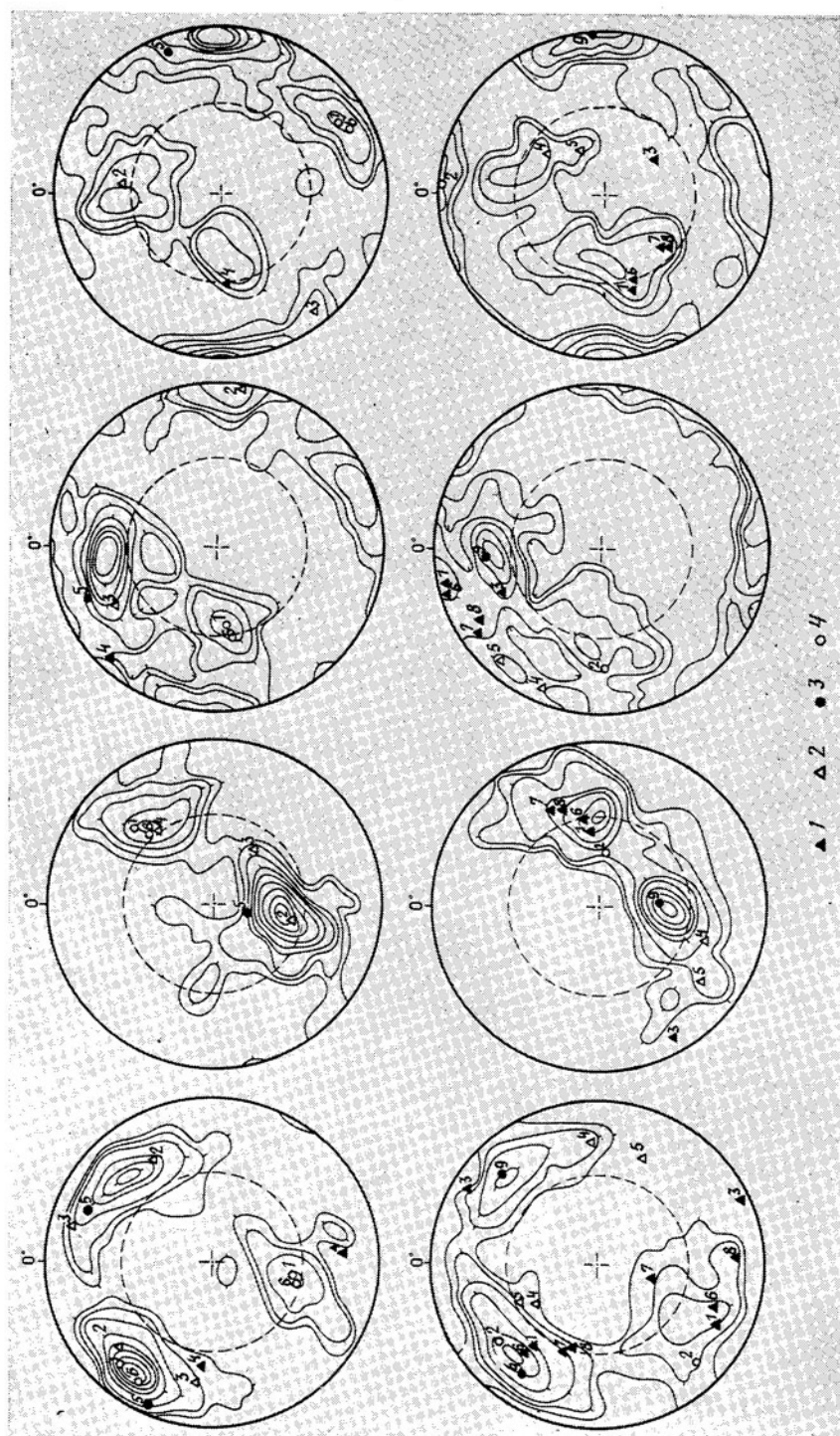
сжатия), прямо противоположно: основная часть выделившейся энергии приходится на внутреннюю зону пояса.

На следующем графике (см. рис. 4, в) показано распределение в поперечном сечении «сейсмостектонического бруса» числа и энергии землетрясений, которые характеризовались образованием сбросовых и взбросовых сейсмодислокаций ($e < 30^\circ$), сопровождавшихся правосторонней, т. е. нехарактерной для сдвигов южной части дуги компонентой. Как и следовало ожидать, в направлении от осевой линии бруса к его краям наблюдается закономерное увеличение роли сбросовых сейсмодислокаций во внешней части бруса и взбросовых — во внутренней, однако максимальные значения этих характеристик приходится не на краевые части бруса. Причины этого явления могут быть самые разнообразные (точность определения границ бруса, недостаточность срока наблюдений и т. п.). К тому же наиболее благоприятные условия для изучения характера распределения сбросовых и взбросовых сейсмодислокаций должны существовать в центральной части островной дуги, где пока что имеется явно недостаточное количество соответствующих данных.

Исследование сейсмодислокаций северного фланга дуги затруднено в связи с недостаточной точностью определения координат эпицентров землетрясений. На рис. 6 приведена попытка сравнения механизмов очагов северного и южного флангов Курило-Камчатской дуги, по данным В. Н. Аверьяновой [1, 2]. С первого взгляда, существенные различия флангов на приведенных проекциях отсутствуют, и это понятно, поскольку данные относятся к одной и той же тектонической системе. В то же время можно видеть, что, например, на северном фланге дуги заметно большая роль принадлежит меридионально ориентированным осям промежуточных напряжений² и субширотным осям растяжения. Вполне вероятно, что эти различия могут быть связаны с разнонаправленными сдвиговыми перемещениями на флангах дуги. Это заключение подтверждает ряд нанесенных на проекции данных, относящихся к наиболее сильным землетрясениям исследуемой тектонической системы. Оно выглядело бы, вероятно, более убедительно, если бы построения на равноплощадных проекциях удалось сделать с учетом веса каждого сейсмического события, например, по количеству выделившейся энергии, но это самостоятельная и, по-видимому, далеко не тривиальная задача. По крайней мере решать ее «в лоб», т. е. полагать, что число землетрясений с различными типами механизмов очагов связано прямой зависимостью с выделившейся при этом энергией, было бы неверно. В этом убеждает и фактический материал: выходы осей сжатия наиболее сильных землетрясений тяготеют на проекциях (см. рис. 6) к максимумам, построенным по общему числу выходов осей растяжения, тогда как выходам осей растяжения наиболее сильных землетрясений присущи обратные или еще более сложные соотношения.

Была предпринята и еще одна попытка сравнения знака сдвиговых сейсмодислокаций северного и южного флангов Курило-Камчатской дуги. Из рассмотрения были исключены землетрясения центральной части дуги, для которых, согласно избранной модели, сдвиговые перемещения по продольным разрывам не характерны. Затем для обоих флангов дуги

² Характерно, что один из основных выводов работы В. Н. Аверьяновой, материалы которой использованы в настоящем сообщении, выглядит следующим образом: «Как правило, оси промежуточного напряжения и соответствующие им зоны разрушения среды в очагах с сейсмическими разрывами ориентированы вдоль направления простиранья островных дуг» [2, стр. 89]. На рис. 6 видно, что в подавляющем своем большинстве оси промежуточного напряжения простираются в меридиональном и широтном направлениях, т. е. диагонально по отношению к исследуемой дуге. По-видимому, одна из основных причин получившегося различия в выводах состоит в том, что В. Н. Аверьянова воспользовалась в своих построениях данными как по самой Курило-Камчатской дуге, так и по районам ее сочленения с другими островодужными системами, которые весьма своеобразны в тектоническом отношении.



Отношение (r) энергий, выделившихся при продольных сейсмодислокациях с право- (делимое) и левосторонней (делитель) компонентами смещений

Фланги дуги	r		
	для сдвигов, образовавшихся в условиях растяжения	для сдвигов, образовавшихся в условиях сжатия	для тех и других, вместе взятых
Южный Северный	0,2 1,2 (0,3)	0,9 4,6 (70,7)	0,5 1,4 (4,7)

было подсчитано отношение (r) энергии, выделившейся при образовании продольных разломов с правосторонней компонентой смещения к энергии, выделившейся при левосторонних сейсмодислокациях. Величины этого отношения приведены в таблице, где при расчетах учитывались землетрясения со значениями ($e \geq 30^\circ$), т. е. сейсмодислокации, у которых сдвиговая компонента смещения проявлена достаточно отчетливо.

При составлении таблицы из расчетов было исключено самое сильное землетрясение (Камчатское — 04.XI.1952 г.), при котором, еще по определению Дж. Ходжсона, образовался правосторонний сдвиг. Для этого же, северного, фланга дуги в скобках приведены результаты, полученные при исследовании землетрясений 1964—1970 гг. [43].

Таким образом, вышеизложенное подтверждает, что механическая модель сеймотектонического пояса Курило-Камчатской островной дуги может быть представлена в виде изгибающегося бруса³ и что структурно-геологическим особенностям дуги более всего отвечают те группы определений механизмов очагов неглубоких землетрясений, в которых присутствует значительная по величине сдвиговая компонента смещения.

В заключение хотелось бы заметить, что далеко не все особенности сеймотектоники Курило-Камчатской дуги могут быть объяснены только в рамках теории упругого изгиба бруса по целому ряду причин. Необходимо учитывать реологические параметры исследуемого объекта, влияние среды и т. п. Ограничимся в этом отношении лишь одним примером.

Так, в приведенной в статье таблице видно, что сейсмогенные продольные сдвиги северной части дуги формировались в условиях сжатия,

³ М. А. Данилова и С. Л. Юнга в работе [13] пришли к заключению, что в настоящее время происходит дальнейшее прогибание Курило-Камчатской дуги в ее центральной части в сторону океана. Было бы, конечно, заманчиво использовать этот вывод в подтверждение сказанному, но следует заметить, что он сделан на основании анализа чрезвычайно разнородного сейсмологического материала. Как было показано в начале настоящей статьи, подобный подход к имеющимся данным по механизмам очагов землетрясений вряд ли правомерен.

Рис. 6. Сравнительная характеристика сейсмодислокаций северного (верхний ряд, 170 определений) и южного (нижний ряд, 275 определений) флангов Курило-Камчатской островной дуги, данные В. Н. Аверьяновой [1, 2]. Слева направо: равноплощадные проекции с верхней полусферы нормалей к нодальным плоскостям, осей промежуточных напряжений, осей сжатия и осей растяжения (все проекции выполнены в изолиниях 0,5—1—2—4—6—8—10—15—20%); пунктиром обозначена линия, где углы наклона соответствующих осей составляют 45° . 1, 2 — сейсмодислокации, образовавшиеся в условиях сжатия с левосторонней (1) и правосторонней (2) компонентами смещения; 3, 4 — сейсмодислокации, образовавшиеся в условиях растяжения с левосторонней (3) и правосторонней (4) компонентами смещения. Цифрами обозначены наиболее крупные землетрясения северного (1—04.XI.1952, $M=8,5$; 2—29.XI.1952, $M=7,3$; 3—04.IX.1953, $M=7,3$; 4—11.X.1953, $M=7,4$; 5—23.XI.1955, $M=7,3$; 6—04.V.1959, $M=7,6$) и южного флангов дуги (1—21.II.1937, $M=7,6$; 2—21.XI.1946, $M=7,4$; 3—14.IV.1947, $M=7,3$; 4—06.XI.1958, $M=8,2$; 5—12.XI.1958, $M=7,4$; 6—16.III.1963, $M=7,3$; 7—13.X.1963, $M=8,1$; 8—20.X.1963, $M=7,4$; 9—11.VIII.1969, $M=8,2$)

а южной части дуги — растяжения. Этот вывод хорошо согласуется с независимо полученными данными о структурно-геологических особенностях исследуемой дуги [27], но объяснить это явление как результат простого изгиба однородного по составу бруса не представляется возможным. Можно идти различными путями, объясняя эту закономерность. В частности, не исключено влияние процессов в литосфере, прилегающей к островной дуге. Известно, например, что в внутренней зоне Курило-Камчатской дуги в северной части примыкает поднятие кайнозойской складчатой области Камчатки, где в неоген-четвертичное время происходило интенсивное надвигообразование, тогда как на юге внутренняя зона граничит с Курильской геосинклинальной котловиной, формирование которой многие исследователи связывают с процессами растяжения.

А. Н. Заварицкий отмечал, что «...изучение современных явлений в геологии — ключ к пониманию прошлого, и поэтому исследование островных дуг может пролить свет на самые трудные вопросы геологии — вопросы тектоники» [18, стр. 3]. В свою очередь К. Ле Пишон и его соавторы пришли к заключению, что «сейсмичность — основной ключ к пониманию тектоники на деструктивных границах плит» (т. е. островодужных регионов — М. С.) [16, стр. 232]. Если попытаться и далее продолжить этот перечень образных сравнений с «ключами», то, по-видимому, вестьгусток островодужных проблем можно сравнить со «связкой ключей», без которой не обойтись, стремясь выяснить природу островных дуг. Автор попытался воспользоваться пока лишь двумя «ключами» из этой «связки» — структурно-геологическим и сейсмотектоническим и, если из вышеннеложенного следует, что каждый в отдельности взятый «ключ» не в состоянии раскрыть интересующий нас вопрос, то можно считать главную цель настоящего сообщения достигнутой.

Автор глубоко признателен А. И. Иващенко за плодотворные дискуссии по затронутым выше вопросам и замечания к статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
2. Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмотектоника островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 219 с.
3. Балакина Л. М. Цунами и механизм очага землетрясений северо-западной части Тихого океана//Волны цунами. Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск. 1972. Вып. 29. С. 48—72.
4. Балакина Л. М. Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 4. С. 16—30.
5. Балакина Л. М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского тектонического пояса и гипотеза тектоники плит//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 5. С. 16—30.
6. Балакина Л. М. Сильные землетрясения 1974—1975 гг. в южной части Курильской островной дуги. Процессы в очагах//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 8. С. 3—19.
7. Балакина Л. М. Землетрясения 1973 г. в литосфере юга Курильской островной дуги//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 1. С. 5—21.
8. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
9. Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам//Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 75—104.
10. Введенская А. В. Сейсмодинамика. М.: Наука, 1984. 144 с.
11. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы/Ред. К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный. Л., 1987. 36 с.
12. Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г., Веселов О. В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
13. Данилова М. А., Юнга С. Л. Некоторые основные закономерности сейсмотектонической деформации Курило-Камчатского региона за 1929—1973 гг.//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 118—128.
14. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 456—464.

15. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
16. Ле Пишон К., Франито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
17. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
18. Островные дуги/Ред. А. Н. Заварицкий. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1952. 176 с.
19. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения//Геотектоника. 1967. № 5. С. 8—24.
20. Рудик М. И., Поплавская Л. Н. Каталог механизмов очагов сильных (М 6,0) землетрясений Курило-Камчатского региона, 1964—1982 гг. Южно-Сахалинск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. 212 с.
21. Святловский А. Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 232 с.
22. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
23. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
24. Стрельцов М. И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды//Геотектоника. 1970. № 1. С. 108—116.
25. Стрельцов М. И. К вопросу о закономерностях расположения вулканов Курило-Камчатской дуги//Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 6. С. 1372—1375.
26. Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 112 с.
27. Стрельцов М. И. О роли тектоники в формировании гетероморфных интрузивных комплексов на флангах Курило-Камчатской островной дуги//Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 215—219.
28. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмогенным данным//Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 571—574.
29. Тектоническая карта Евразии//Ред. А. Л. Яншин. М.: ГУГК, 1966.
30. Тимошенко С. П. Сопротивление материалов. Т. I. М.: Наука, 1965. 363 с.
31. Тимошенко С. П., Гудбер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1974. 560 с.
32. Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции//Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
33. Туезов И. К. Астеносфера Охотского моря и его обрамления//Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 13—24.
34. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
35. Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г.//Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 8—25.
36. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
37. Ходжсон Дж. Х. Движения земной коры по сейсмическим данным//Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 42—74.
38. Чедвик П. Гипотезы горообразования//Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 9—41.
39. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes, which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solution obtained, 1926—1968//Geophys. Mag. 1972. V. 5. No 3. P. 207—274.
40. Kimura G. Tectonic evolution and stress field in the south-western margin of the Kurile Arc//J. of the Geol. Soc. of Japan. 1981. V. 87. No 11. P. 757—768.
41. Stauder W., Mualchin L. Fault motion in the largest earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of the Kurile-Hokkaido Corner//J. of Geoph. Res. 1976. V. 81. No 2. P. 297—308.
42. Tokuda S. On the echelon structure of the Japanese Archipelagoes//Japan. J. of Geology and Geography. 1926. V. 5. P. 41—76.
43. Zobin V. M., Simbireva J. G. Focal mechanism of earthquakes in the Kamchatka-Commandor region and heterogeneities of the active seismic zone//Pageoph. 1977. V. 115. P. 283—299.

ИМГиГ ДВО АН СССР,
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
20.V.1988

УДК 550.344

Ю. Ф. КОПНИЧЕВ

О ПРИРОДЕ КОРОТКОПЕРИОДНОЙ КОДЫ P -ВОЛНЫ НА РАССТОЯНИЯХ ДО 3000 КМ

Рассмотрены экспериментальные характеристики короткопериодной ($T \approx 1$ с) коды P -волны на расстояниях до 3000 км. Огибающие P -коды отличаются большим разнообразием формы. Наблюдаются большие вариации формы огибающих в зонах резкого контраста поглощения в верхней мантии. Показано, что P -кода поляризована в основном в лучевой плоскости. На основании анализа совокупности имеющихся теоретических результатов и экспериментальных данных сделан вывод, что P -кода, аналогично коде волны S_n сформирована главным образом, однократными отражениями продольных волн от многочисленных границ в мантии со слабыми скачками скорости. Полученные в работе данные позволяют использовать характеристики P -коды для детального изучения поля поглощения в верхней мантии тектонически активных районов.

THE NATURE OF SHORT-PERIOD P -WAVE CODA AT DISTANCES UP TO 3000 KM, by Kopnichев Yu. F. Experimental characteristics of short-period ($T \approx 1$ sec) P -wave cods at distances up to 3000 km have been analyzed. P -coda envelopes are characterized by a great variety of shapes. Strong envelope shape variations are observed in the sharp attenuation contrast zones in the upper mantle. It has been shown that P -coda is polarized mostly in the ray plane. Based on the analysis of theoretical results and experimental data available it is inferred that P -coda, similarly to S_n -coda, has mainly been formed by single P -wave reflections from numerous mantle boundaries with weak velocity contrast. The data obtained allow us to use P -coda characteristics for detailed investigation of attenuation field in the upper mantle of tectonically active regions.

(Received March 11, 1988)

O. Yu. Smidt Institute of Physics of the Earth, USSR Academy of Sciences, Moscow, USSR

Введение

В промежуточной зоне эпицентральных расстояний (от 1 до 3 тыс. км) прямые волны P_n или P сопровождаются достаточно длинным, монотонно затухающим шлейфом колебаний — P -кодой, прослеживающейся вплоть до вступления волн S_n . В отличие от коды волн Lg или S_n , которая в последние годы исследовалась достаточно детально [8—10], изучению коды P -волны уделялось гораздо меньше внимания. Вместе с тем есть основания полагать, что P -кода содержит богатую информацию о строении среды, в которой она формируется. Для извлечения этой информации необходимо в первую очередь выяснить механизмы ее формирования на разных эпицентральных расстояниях и в различных тектонических условиях. Цель данной работы — исследование природы P -коды, основанное на всестороннем анализе ее экспериментальных характеристик, а также изучение возможностей использования ее параметров для определения поглощающих свойств верхней мантии.

Экспериментальные характеристики P -коды

Использованные материалы. В работе использованы главным образом записи стационарных и временных станций ИФЗ АН СССР, расположенных в самых различных районах СССР. Станции оборудованы вертикальными короткопериодными каналами. Во всех случаях видимые периоды на сейсмограммах были близки к 1 с.

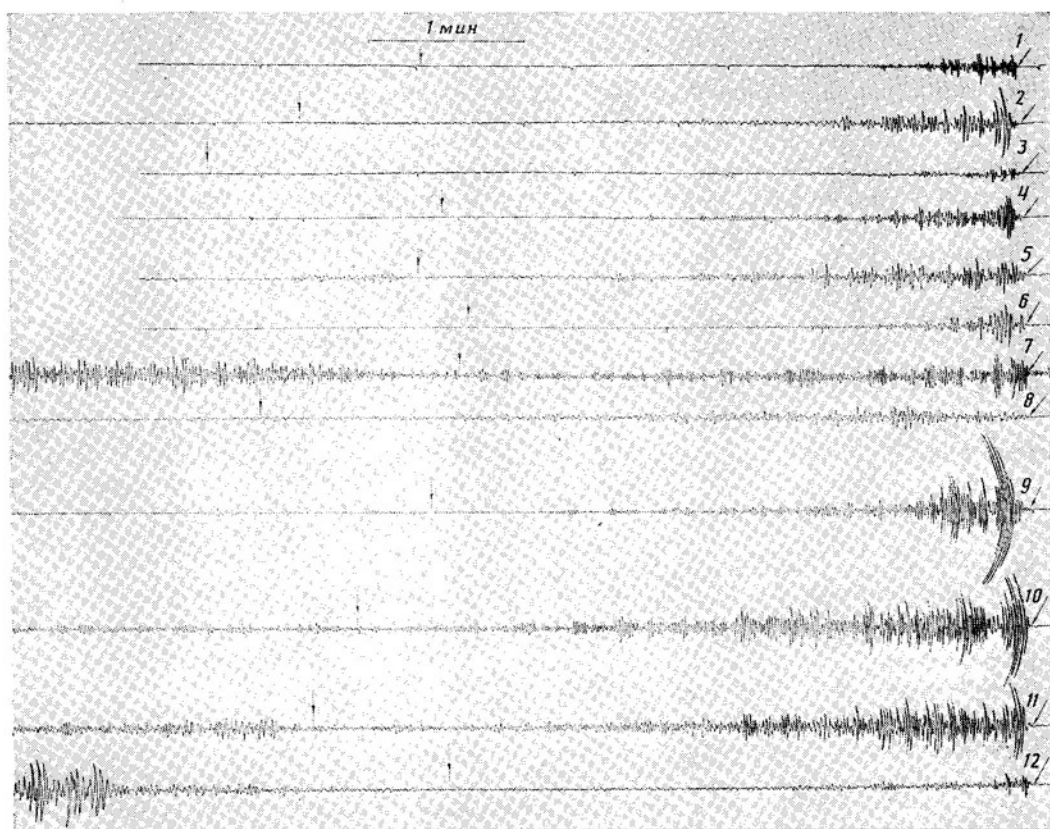


Рис. 1. Примеры записей землетрясений из различных тектонических районов. 1 — хр. Гаккеля, 04.VI.1971, $t_0=09-10-01$, ст. Иультин; 2 — Аденский залив, 28.IX.1973, 11—32—26, временная станция на Кавказе; 3 — хр. Эксплорер, 08.XII.1971, 08—38—25, ст. Иультин; 4 — дуга Идзу-Бонин, 24.V.1976, 11—24—27, временная станция на Буреинском массиве; 5 — Курилы, 31.I.1970, 21—09—08, временная станция на Алданском щите; 6 — Мертвое море, 24.VIII.1984, 06—02—19, временная станция на Украинском щите; 7 — Байкальский рифт, 06.IV.1985, 05—32—11, временная станция на Кокчетавском массиве; 8 — Эфиопия, 28.III.1973, 14—18—55, временная станция на Кавказе; 9 — Тибет, 15.II.1985, 17—21—23, временная станция на Кокчетавском массиве; 10 — Иран, 03.III.1985, 13—54—54, станция там же; 11 — Турция, 21.X.1983, 20—34—53, временная станция на Центральном Урале; 12 — Северо-Восток СССР, 26.X.1979, 00—26—26, временная станция в районе Прибайкальского прогиба. Вертикальные стрелки (здесь и ниже) — моменты вступления волн S_n по годографу

Обрабатывались записи землетрясений с магнитудами $m_b=4,5-5,5$ на эпицентральных расстояниях от 1,5 до 3 тыс. км. На таких расстояниях различные фазы на сейсмограммах достаточно разделены во времени, P -кода имеет относительно большую длительность, и, кроме того, на записях почти не выделяется коровая группа Pg , существенно усложняющая волновую картину.

Характеристики огибающих коды P -волны. На рис. 1, 2 представлены примеры сейсмограмм и их огибающих для землетрясений из различных районов земного шара. Видно, что короткопериодные волновые поля отличаются большим разнообразием. Как правило, в течение 10—20 с амплитуды в P -волнах достигают максимума, после чего начинают монотонно затухать вплоть до вступления волн S_n . Отметим, что в некоторых случаях амплитуды нарастают аномально долго — в течение 1 мин и даже более; особенно характерен этот эффект для эпицентров и станций, расположенных вблизи от границы континентальной и океанической литосферы. На рис. 1 показана сейсмограмма для эпицентра в

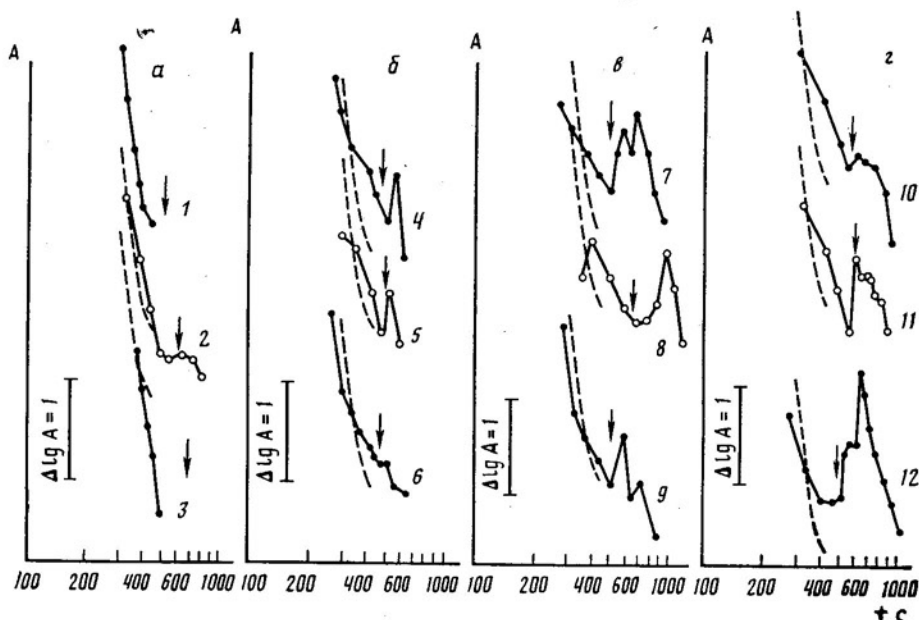


Рис. 2. Огибающие записей землетрясений, приведенных на рис. 1. Номера соответствуют рис. 1. Пунктир — огибающая для землетрясения из района хр. Гаккеля (№ 1).
Время t здесь и далее отсчитывается от момента начала излучения в очаге

Эфиопии, на побережье Аденского залива, для которой нарастание амплитуд в цуге P -волн длится 45 с. А для района Болгарии (трасса пересекает Черное море) время нарастания достигает даже 100 с (рис. 3).

На рис. 2, 4 видно, что форма огибающих записей и наклонов огибающих P -коды существенно варьирует в разных районах. Районы океанических рифтов, как правило, характеризуются наименьшим относительным уровнем волн S_n и самым крутым наклоном огибающих P -коды. В тех случаях, когда трассы пересекают рифтовые зоны, длительность записи для $m_b \approx 5,5$ часто не превышает 150–200 с — настолько быстро достигается уровень даже для внутриконтинентальных станций. Для районов островных дуг и континентальных рифтов, как правило, регистрируются волны S_n , а иногда и Lg (для Байкальского рифта); наклон огибающих P -коды значительно более пологий, чем для районов срединно-океанических хребтов. Высокий относительный уровень волновых групп, сформированных поперечными волнами и сравнительно пологий наклон огибающих P -коды наблюдается обычно для многих районов Альпийского пояса Евразии и Северо-Востока СССР (см. рис. 1, 2).

Очень важное свойство P -коды — резкие изменения формы огибающих в тектонически активных районах, которые часто наблюдаются при относительно небольшом перемещении эпицентров (иногда на расстояниях всего лишь нескольких десятков километров, что очень мало по сравнению с эпицентральной расстоянием). Существенно при этом, что для континентальных трасс во многих случаях увеличение наклона огибающих P -коды соответствует повышенному поглощению поперечных волн в верхней мантии в районе эпицентра, оцениваемому по соотношению уровней волн P и S_n [3, 13]. Так, для района Курило-Камчатской дуги наклон огибающих P -коды резко увеличивается в сравнительно узкой полосе на расстояниях ≈ 60 –80 км от вулканического фронта, где происходит почти полное исчезновение фазы S_n [7]. Для района Байкальской рифтовой зоны повышенное затухание P -коды и относительно сильное поглощение поперечных зон соответствует оси рифта (на рис. 4 показаны огибающие записей для эпицентров в районе оз. Хубсугул);

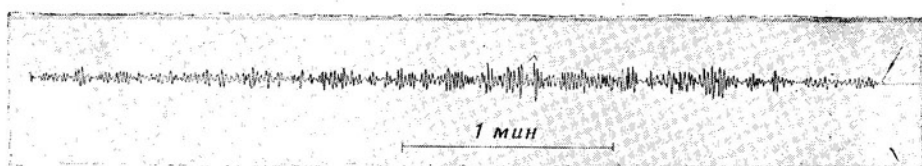


Рис. 3. Иллюстрация anomalously медленного нарастания амплитуд в P -волне. Болгария, 21.II.1986, 05—39—54, временная станция на Кокчетавском массиве

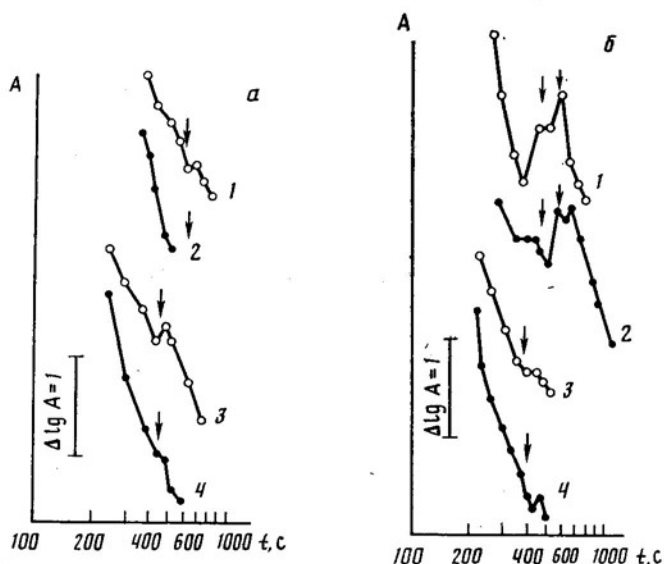


Рис. 4. Вариация формы огибающих для близких эпицентров в разных районах. а: 1, 2 — хр. Эксплорер: 1 — $51,8^\circ N$, $130,8^\circ W$, $h_0 = 22$ км, 2 — $50,6^\circ N$, $130,0^\circ W$, $h_0 = 22$ км, ст. Иультин; 3, 4 — Курильские острова: 3 — $50,9^\circ N$, $155,7^\circ E$, $h_0 = 143$ км, 4 — $49,4^\circ N$, $153,5^\circ E$, $h_0 = 189$ км, временная станция на Алданском щите; б: 1, 2 — Байкальский рифт: 1 — $51,5^\circ N$, $100,5^\circ E$, $h_0 = 10$ км, 2 — $51,5^\circ N$, $100,8^\circ E$, $h_0 = 15$ км, временная станция на Кокчетавском массиве; 3, 4 — Камчатка: 3 — $51,4^\circ N$, $156,8^\circ E$, $h_0 = 10$ км, 4 — $52,2^\circ N$, $157,3^\circ E$, $h_0 = 130$ км, временная станция на Буреинском массиве

при уходе от нее за несколько десятков километров наклон огибающих P -коды и поглощение поперечных волн существенно уменьшаются. Для эпицентров, расположенных на расстояниях ≈ 50 км до оси океанических рифтов, наклон огибающих P -коды резко уменьшается по сравнению с трассами, пересекающими рифты; при этом на записях часто появляются относительно интенсивные группы S_n (см. рис. 4).

В то же время для эпицентров землетрясений, расположенных в сравнительно спокойных в тектоническом отношении районах океанов и континентов, наблюдается высокая устойчивость формы огибающих P -коды. На рис. 5 показаны сводные графики огибающих для районов Китайской платформы, Норвежского и Северного морей, а также пассивных окраин Индийского океана — Аравийского моря и Бенгальского залива. Видно, что разброс точек относительно осредняющих кривых не превышает $\pm 0,15$ ед. лог. Интересно, что в последнем случае огибающие почти совпадают по форме для эпицентров, отстоящих друг от друга на несколько тысяч километров.

Для района Памиро-Гиндукуша были исследованы характеристики P -коды для разных диапазонов глубин гипоцентров. На рис. 6 видно, что форма огибающих P -коды для глубоководных очагов (глубины ≈ 200 км и более) характеризуется гораздо большей устойчивостью, чем

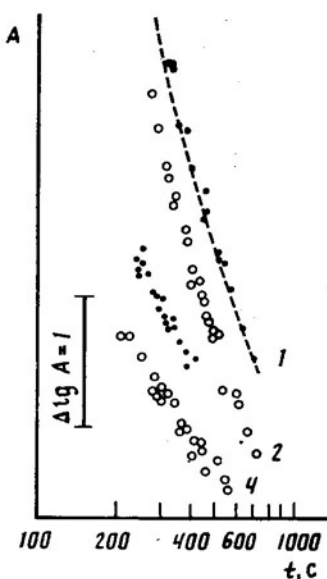


Рис. 5

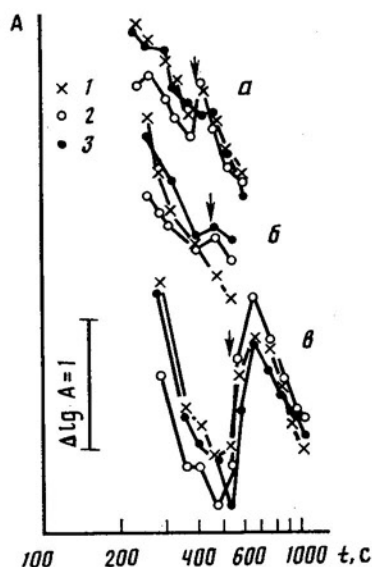


Рис. 7

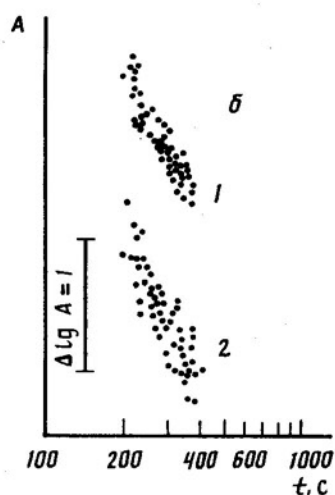
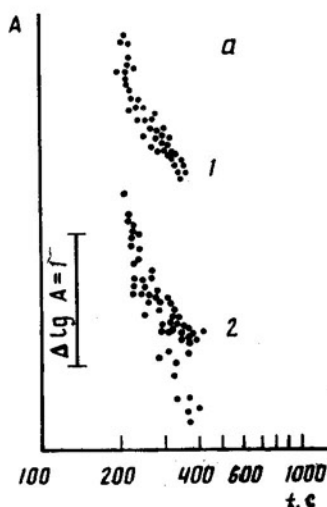


Рис. 6

Рис. 5. Общие огибающие P -коды для стабильных в тектоническом отношении районов. 1 — Бенгальский залив, ст. Талгар; 2 — Аравийское море, ст. Талгар; 3 — Норвежское и Северное моря, временная станция на Украинском щите; 4 — Китайская платформа, временная станция на Бурейском массиве

Рис. 6. Общие огибающие P -коды для землетрясений из района Памиро-Гиндукуша. Глубины очагов: а — более 230 км (1), менее 70 км (2); б — 190—230 км (1), 70—110 км (2); временная станция на Кокчетавском массиве

Рис. 7. Поляризационные характеристики P -коды. Компоненты записей: 1 — Z , 2 — τ , 3 — r ; а — Камчатка, $51,6^\circ N$, $159,2^\circ E$, временная станция на Бурейском массиве; б — Тибет, $31,2^\circ N$, $88,1^\circ E$, временная станция на Алтае; в — Монголия, $49,9^\circ N$, $102,6^\circ E$, временная станция на Кокчетавском массиве

для очагов, расположенных в коре и самых верхах мантии (глубины 100 км и менее). Примечательно, что для близповерхностных очагов разброс точек на сводных графиках увеличивается главным образом вследствие появления огибающих с резко повышенным наклоном.

Поляризация P -коды. На рис. 7 показаны огибающие коды P -волны на различных компонентах записей. Были выбраны эпицентры и

станции, расположенные почти на одной широте или на одной долготе.

Таким образом, одна из горизонтальных компонент близка к радиальной (r) или тангенциальной (τ) компоненте (из-за сравнительно малого эпицентрального расстояния можно пренебречь отклонением лучей, бегущих по большим кругам, от параллелей). На рисунке видно, что P -кода обычно поляризована по типу прямой P -волны, т. е. в лучевой плоскости. Вместе с тем существует тенденция к заметному «ухудшению» поляризации с течением времени, так что уровень тангенциальной компоненты постепенно повышается относительно вертикальной и радиальной компонент.

Возможные механизмы формирования P -коды

Рассмотрим возможные схемы формирования P -коды и выберем наиболее вероятные путем сопоставления с экспериментальными данными. Поляризационные характеристики коды продольной волны позволяют считать, что она сформирована в основном волнами, распространяющимися вблизи от лучевой плоскости. Следует отметить, что этот вывод надежно подтверждается проведенным в последнее время анализом направлений подхода волновых групп, формирующих P -коду, на сейсмической группе. В работе [6] показано, что в коде P -волны доминируют волны, распространяющиеся в направлении от эпицентра на станцию (отклонения от этого азимута, как правило, не превышает $\pm 20^\circ$).

Очевидно, что ощутимого вклада в P -коду не могут давать короткопериодные поверхностные волны Релея (из-за больших кажущихся скоростей в P -коде), а также многократно отраженные от границ коры продольные волны (из-за полного отсутствия «коровой» фазы P_g). Достаточно высокая интенсивность и большая длительность P -коды для глубоководных очагов, а также для эпицентров в районах со спокойным рельефом поверхности свидетельствуют о том, что она не может быть образована обменными волнами типа $R-P$, рассеянными в области очага. Из принципа взаимности сейсмических явлений [12] вытекает, что и рассеяние типа $P-R$ в области приемника не может обеспечить достаточно высокого уровня P -коды, наблюдаемого в эксперименте. Отсюда следует, что кода P -волны сформирована главным образом продольными волнами, распространяющимися в мантии (волны типа SV не могут давать заметного вклада в P -коду из-за малых кажущихся скоростей; кроме того, в этом случае трудно объяснить отсутствие волн типа SH , поляризованных нормально к лучевой плоскости).

Многократно рефрагированные в мантии и коре, а также распространяющиеся в астеносферном волноводе продольные волны вряд ли могут формировать P -коду, поскольку в этом случае запись должна иметь качественно иную форму (постепенное нарастание амплитуд и резкий спад после достижения максимума), которая характерна для случая распространения звука на большие расстояния в океане (отметим, что на таких дистанциях, соответствующих рассматриваемому нами случаю, форма сигнала, распространяющегося в океаническом волноводе, удивительно устойчива и очень слабо зависит от вариаций его скоростных характеристик для различных трасс [1]). Остается предположить, что кода P -волны образована по аналогии с кодой волны S_n [3, 9] продольными волнами, отраженными от многочисленных сравнительно слабых границ в верхней и нижней мантии. В этом случае однократно рассеянные отраженные волны, формирующие P -коду, на достаточно больших временах пересекают астеносферный слой.

Нетрудно убедиться, что подобная схема формирования P -коды не противоречит совокупности имеющихся экспериментальных данных. Естественно, что такой шлейф отраженных продольных волн должен быть поляризован вблизи от лучевой плоскости; некоторое ухудшение поля-

ризации с течением времени можно объяснить увеличением доли изотропно рассеянных волн, подходящих в точку приема с разных азимутов [8]. Монотонное затухание амплитуд в P -коде обусловлено просто увеличением геометрического расхождения и поглощения для волн, проходящих бо́льший путь в мантии.

Особо остановимся на причинах резких вариаций наклона огибающих P -коды для сравнительно близко расположенных эпицентров. Можно полагать, что этот эффект связан с существованием крупных горизонтальных неоднородностей поля поглощения в коре и особенно в верхней мантии. Об этом свидетельствует приуроченность эпицентров, которым соответствуют аномальные различия в огибающих P -коды, к хорошо изученным тектоническим структурам, характеризующимся резким контрастом поглощения в верхней мантии [7, 13]. К ним относятся в первую очередь океанические и континентальные рифты, а также островные дуги Тихого океана. Характерно, что большим вариациям формы P -коды соответствуют очень сильные различия в поглощении поперечных волн в районах эпицентров, определяемые по относительному уровню волн S_n [4, 7, 13].

Легко видеть, что при указанном механизме формирования P -коды по мере увеличения времени приходят волны, уходящие в глубь мантии под все более крутыми углами. В этом случае трассы лучей могут постепенно переходить из одной области верхней мантии в другую, характеризующуюся существенно иным поглощением продольных и поперечных волн. При переходе из области слабого в область сильного поглощения, очевидно, наклон огибающих P -коды должен резко увеличиваться; при обратном переходе он должен заметно уменьшаться. В последнем случае, при очень резком контрасте поглощающих характеристик верхней мантии, видимо, возможен даже рост амплитуд в P -коде в течение довольно продолжительных отрезков времени, который наблюдается, например, для эпицентров в районе черноморского побережья Болгарии (по нашим данным поглощение в верхней мантии под Черным морем гораздо сильнее, чем под прилегающими районами Болгарии). Отметим, что наиболее сильные вариации формы огибающих коды P -волн должны наблюдаться либо при большом контрасте коэффициентов поглощения, либо при большой протяженности по вертикали контрастной зоны в верхней мантии.

В противоположность этому стабильность формы огибающих P -коды для «спокойных» в тектоническом отношении районов, видимо, объясняется относительной однородностью поля поглощения в верхней мантии в горизонтальном направлении. Об этом свидетельствуют, например, полученные в последнее время данные о характеристиках поля поглощения поперечных волн в платформенных областях [4].

Увеличение устойчивости формы огибающих P -коды для глубоководных очагов, очевидно, связано с уменьшением контраста поглощения с глубиной (возможно, что с уходом в глубь верхней мантии уменьшается содержание жидкой фазы в частично расплавленном веществе, которая скорее всего и обуславливает наибольшее увеличение поглощения).

Таким образом, наиболее вероятный механизм формирования P -коды на расстояниях до 2—3 тыс. км — отражения продольных волн от многочисленных границ в мантии со слабыми скачками скорости. Интересно, что в отличие от шлейфа рассеянных колебаний, порожденного поперечными волнами [3, 9], в коде P -волны, как правило, не удается выделить волновые группы, сформированные кратными отраженными волнами (они образуют в коде S_n отдельный размытый волновой пакет, которому соответствуют весьма малые кажущиеся скорости). В пользу вывода об относительно малой роли кратных волн в P -коде свидетельствуют также и отмеченные выше очень большие изменения формы оги-

бающих P -коды, наблюдающиеся при достаточно малых вариациях эпицентрального расстояния. Этот эффект, видимо, невозможно объяснить при формировании P -коды в основном кратными отраженными волнами, эффективно осредняющими поглощающие и рассеивающие характеристики среды на всей трассе от очага до станции. Кроме того, о незначительном вкладе механизма кратного рассеяния в формирование P -коды говорят и прямые оценки коэффициентов рассеяния в мантии, полученные автором ранее [8]. В связи с этим следует отметить, что выводы о существовании отдельных волновых групп в P -коде (вблизи от первого вступления на телесеismicических расстояниях), сравнимых по интенсивности с прямой P -волной, появление которых обусловлено эффектом кратного рассеяния, сделанные в работе [2], ни на чем не основаны. Автор указанной работы не учел в своих рассуждениях того, что относительная интенсивность кратных рассеянных волн пропорциональна объему области рассеяния, который для фаз, вступающих вблизи от прямой P -волны, ничтожен по сравнению с «далекой» P -кодой, кроме того, не было сделано никаких оценок коэффициентов рассеяния. Ссылки же на статью [11], сделанные в этой работе, безосновательны, поскольку Френкелем и Клейтоном рассмотрен случай очень сильных вариаций скорости (до 100%), который заведомо невозможен для относительно тонких слоев в мантии.

Скорее всего незначительность вклада кратных рассеянных (отраженных) волн в P -коду связана с меньшей неоднородностью мантии для продольных волн [8]. Кроме того, не исключено, что для кратных продольных волн, формирующихся в основном на меньших глубинах, чем однократные, значительно сильнее выражены нелинейности, приводящие к перекачиванию энергии в более высокие частоты [5].

В заключение заметим, что на телесеismicических расстояниях ($\Delta \approx \approx 60^\circ$) природа P -коды, видимо, существенно иная — здесь основную роль играют рассеянные продольные волны [8]. Отличие телесеismicики от промежуточной зоны связано в первую очередь с тем, что здесь лучи, соответствующие прямой P -волне, опускаются на достаточно большие глубины в мантию, где, по всей вероятности, тонкая слоистость среды выражена значительно слабее.

Выводы

1. Рассмотрены экспериментальные характеристики коды P -волны на расстояниях 1,5—3 тыс. км. Отмечено, что огибающие P -коды отличаются большим разнообразием формы. Наблюдаются сильные вариации формы огибающих в районах резкого контраста поглощения в верхней мантии. Показано, что P -кода поляризована преимущественно в лучевой плоскости.

2. На основании анализа совокупности имеющихся теоретических результатов и экспериментальных данных сделан вывод, что P -кода аналогично коде волны S_n сформирована в основном однократными отражениями продольных волн от многочисленных слабых мантийных границ.

3. Полученные в работе результаты позволяют использовать характеристики коды P -волны для детального изучения поля поглощения в верхней мантии различных тектонически активных районов океанов и континентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акустика океана/Под ред. Л. М. Бреховских. М.: Наука, 1974. 694 с.
2. Антонова Л. М. Кинематические и динамические характеристики P -коды на телесеismicических расстояниях//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 2. С. 77—83.
3. Аракелян А. Р., Копничев Ю. Ф., Нерсесов И. Л. Картирование верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1986. № 1. С. 52—60.

4. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР/Под ред. И. Л. Нерсесова. М.: Наука, 1987. 238 с.
5. Гринфельд М. А. Усиление и затухание интенсивности фронтов сейсмических волн в изотропной нелинейной упругой среде//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 7. С. 23—33.
6. Каази́к П. Б., Копни́чев Ю. Ф., Нерсесов И. Л., Рахматуллин М. Х. Анализ тонкой структуры короткопериодной сейсмической коды по группе станций//Докл. АН СССР. 1989 (в печати).
7. Копни́чев Ю. Ф. О строении верхней мантии и природе вулканизма в районах островных дуг//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 1. С. 89—93.
8. Копни́чев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М., Наука, 1985. 176 с.
9. Копни́чев Ю. Ф., Аракелян А. Р. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км//Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77—92.
10. Der Z., Marshall M., O'Donnel A., McElfresh T. Spatial coherence structure and attenuation of the Lg phase, site effects and the interpretation of the Lg coda//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. V. 74. P. 1125—1147.
11. Frankel A., Clayton R. A finite-difference simulation of wave propagation in two-dimensional random media//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. V. 74. No. 6. P. 2167—2186.
12. Knopoff L., Gangi A. Seismic reciprocity//Geophysics. 1959. V. 24. No. 4. P. 681—691.
13. Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere//J. Geophys. Res. V. 74. No. 10. P. 2648—2682.

Институт физики Земли
АН СССР

Поступила в редакцию
11.III.1988

УДК 550.34

ЛЕМЗИКОВ В. К., ГУСЕВ А. А.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ БЛИЗКИХ КАМЧАТСКИХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО УРОВНЮ КОДА-ВОЛН

Проверена стабильность формы огибающих кода-волн камчатских землетрясений. На основе корреляционной зависимости между уровнем коды $2A_{100}$ и энергетическим классом по С. А. Федотову предложена методика энергетической классификации местных камчатских землетрясений. Определены поправки — станционные и за глубину очага. При учете поправок относительная точность оценок энергетического класса по коде составляет 0,1—0,5.

ENERGY CLASSIFICATION OF CLOSE KAMCHATKA EARTHQUAKES BASED ON CODA-WAVE LEVEL, by Lemzikov V. K., * and Gusev A. A. **. A test was made on the stability of coda-envelope shape of Kamchatka earthquakes. Based on correlation dependence between the coda level $2A_{100}$ and energy class according to S. A. Fedotov, a method was suggested for classification of local Kamchatka earthquakes. Station corrections were determined. Taking into account these corrections, the relative accuracy of energy class estimates from coda waves is 0.1—0.5.

(Received May 25, 1988)

* DALNIIS, Pobeda Prospect, 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

** Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Введение

Энергия упругих волн, излученных очагом землетрясения, является одной из его главных физических характеристик. Для определения сейсмической энергии близких землетрясений традиционно используются «прямые» волны. Однако в последние годы выяснилось, что для этой цели можно также применять хвостовую часть записей землетрясений — кода-волны [1, 8, 9, 12, 14, 15]. Следуя во многом работе [9], мы предлагаем в данной статье региональную шкалу K_c для энергетической классификации землетрясений Камчатки, которая опирается на амплитудный уровень огибающей коды. Эта шкала не имеет независимой абсолютной калибровки, вместо этого она корреляционно «связана» со стандартной для Камчатского региона шкалой С. А. Федотова $K_{S1,2}^{\Phi 88}$ [10].

Методические вопросы классификации по коде

В статье использованы записи землетрясений региональной сетью сейсмических станций Камчатки (рис. 1). Параметры сейсмических каналов стандартные: сейсмоприемник ВЭГИК (или СМ-3) с $T_s = 1,2$ с и гальванометр ГВ-IV с $T_g \approx 0,07$ с. Увеличение в основном от 3000 до 10 000. Столообразная часть амплитудно-частотной характеристики аппаратуры охватывает частоты 1—10 Гц. Скорость развертки записи землетрясений на фотобумаге (120 мм/мин) позволяет уверенно различать колебания с периодом до $T = 0,2$ с.

Шкала $K_{S1,2}^{\Phi 88}$, которая используется при обработке сейсмограмм региональной сети сейсмостанций Камчатки, оценивает энергию «прямых» волн S в диапазоне частот 1—4 Гц. Энергия волн за пределами отмеченного диапазона, а также сравнительно малый вклад энергии волн P не учитываются, что обычно не ведет к существенным погрешностям [10].

Наблюдения показали, что диапазон видимых частот колебаний в кода-волнах на записях землетрясений Камчатской региональной сети составляет $0,7 \leq f \leq 2$ Гц [3]. Кода близких землетрясений в диапазоне частот от 1 Гц и выше в основном сформирована за счет рассеяния поперечных волн [13]. Таким образом, в нашем случае амплитуды «прямых» S-волн и коды формируются волнами одного типа. При этом спектральные диапазоны этих волн в большей мере перекрываются. Вклад поверхностных волн (если только он является существенным) должен проявиться в обоих случаях. Эти соображения позволяют предполагать достаточно тесную связь между значениями класса $K_{S1,2}^{\Phi 88}$ и энергетическими оценками с использованием кода-волн.

В настоящее время общепринятым является представление, что кода-волны формируются в результате рассеяния «прямых» волн на многочисленных неоднородностях среды. Поэтому при формировании их амплитуд происходит эффективное осреднение диаграммы направленности источника и разнообразия свойств трасс сейсмических лучей в реальной горизонтально-неоднородной среде. Хорошо известно, что именно эти факторы являются причиной относительно большого разброса оценок при магнитудной и энергетической классификации землетрясений с использованием «прямых» сейсмических волн. Применение коды позволяет заметно снизить разброс этих оценок. Следует отметить, что при использовании коды отпадает необходимость строгого выделения вступлений S-волн. При этом значительно упрощается процедура измерения и исключается основной источник грубых ошибок (неверное S—P) при определении энергетического класса в оперативном режиме по малому числу станций.

Ранее были предложены два варианта использования кода-волн для классификации землетрясений: с использованием амплитуд коды и по визуальной продолжительности записи. Оценка энергии землетрясения по продолжительности записи менее трудоемка, более оперативна и позволяет частично исключить применение станционных поправок [14]. Однако в условиях Камчатки эта оценка, по нашему мнению, не вполне надежна, так как уровень микросейсм во время циклонов и штормов в прибрежных водах Тихого океана возрастает в несколько раз. Это может способствовать появлению больших методических ошибок. При использовании измерений амплитуд коды процедура измерений более формализована, ее результаты мало искажаются вариациями уровня микросейсм, а увеличение трудоемкости несущественно.

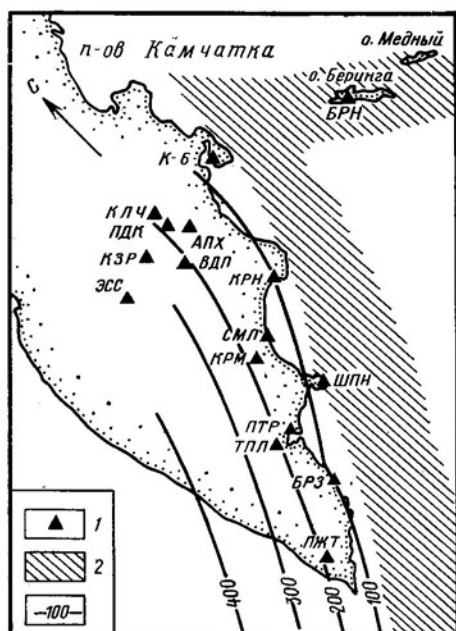
В работе использованы исходные данные обмера амплитуд коды, сделанные по методике, применявшейся ранее для поиска временных вариаций огибающей коды [2]. При этом за амплитуду коды в настоящей работе принималась сумма максимальных отклонений в обе стороны от средней линии («двойная амплитуда») на интервале записи длительностью 10 с, отсчет таких интервалов производился от времени в очаге землетрясения. Мы использовали материалы работы [2], а также провели дополнительные измерения.

Построение средних огибающих коды проведено двумя методами: совмещения и «градиентным»; вторым — по аналогии с работой [10]. При методе совмещения огибающие коды отдельных землетрясений в логарифмическом масштабе совмещались между собой в точке $t = 105$ с параллельным перемещением вдоль оси амплитуд. Отдельные огибающие не имели точки $t = 105$ с (заканчивались раньше или начинались позже), эти кривые перемещались вдоль оси амплитуд до наилучшего совпадения с уже имеющимся пучком кривых. При «градиентном» методе построения средних огибающих вначале определялись для каждой огибающей разности соседних значений по формуле:

$$\delta_i \lg(2A) = \lg(2A(t_i)) - \lg(2A(t_{i+1}))$$

с дальнейшим осреднением соответствующих значений для нескольких огибающих. Затем выполнялось суммирование с накоплением («интегрирование»). Практическое совпадение кривых, полученных двумя различными способами, показало отсутствие существенных методических ошибок (рис. 2, а). Применение на этом этапе ЭВМ значительно облегчило работу. Затем было важно выяснить поведение формы огибающих коды по трем сейсмическим каналам одной станции. Оказалось, что огибающие коды, построенные по одинаковому набору землетрясений для двух горизонтальных и одного вертикального каналов станций региональной сети, не имеют существенных отличий (см. рис. 2, б, в, г). Та-

Рис. 1. Сеть региональных сейсмических станций Камчатки. 1 — станции; 2 — область наибольшей плотности мелкофокусных землетрясений; 3 — изоглубины зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа (ориентировочно). Коды и названия станций: БРН — Беринг, К-Б — Крутоберегово, КЛЧ — Ключи, ПДК — Подкова, АПХ — Апахончич, КЗР — Козыревск, ВДП — Водопадный, КРН — Кроноцкий, ЭСС — Эссо, СМЛ — Семячик, КРМ — Карымский, ШПН — Шипунский, ПТР — Петропавловск-Камчатский, ТПЛ — Тополовое, БРЗ — Березовая, ПЖТ — Паужетка



кой же результат был получен в работе [9] для трехкомпонентных станций Средней Азии. Таким образом, в условиях Камчатки для энергетической классификации землетрясений по уровню коды можно применять данные как горизонтального, так и вертикального сейсмического канала, используя единую стандартную огибающую коды.

Связь уровня коды и энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi_{68}}$

В качестве параметра, определяющего амплитудный уровень коды, выбрана величина $\lg(2A_{100})$, где $2A_{100}$ есть двойная амплитуда огибающей для фиксированного запаздывания $t=100$ с, считая от времени в очаге землетрясения. Для расчета $2A_{100}$ сначала произведен обмер амплитуд записи коды при различных значениях запаздывания t . Результаты обмера (значения $2A(t)$) пересчитаны в амплитуды колебаний грунта с использованием номинального увеличения сейсмографа (без учета видимого периода). Затем для конкретной амплитуды $2A(t)$ на конкретном запаздывании t значение $\lg(2A_{100})$ определялось по формуле

$$\lg(2A_{100}) = \lg(2A(t)) + \lg(a(100)/a(t)),$$

где $a(t)$ — общая средняя огибающая коды региона, имеющая смысл калибровочной функции; $a(100)$ — значение этой огибающей при $t=100$ с. На рис. 3 приведены экспериментальные зависимости $2A_{100}(K_{S1,2}^{\Phi_{68}})$, построенные по отсчетам вертикальных каналов четырех сейсмических станций. Прямые на графиках соответствуют формуле

$$K_{S1,2}^{\Phi_{68}} = 1,60 \cdot \lg(2A_{100}) + 11,0 + C,$$

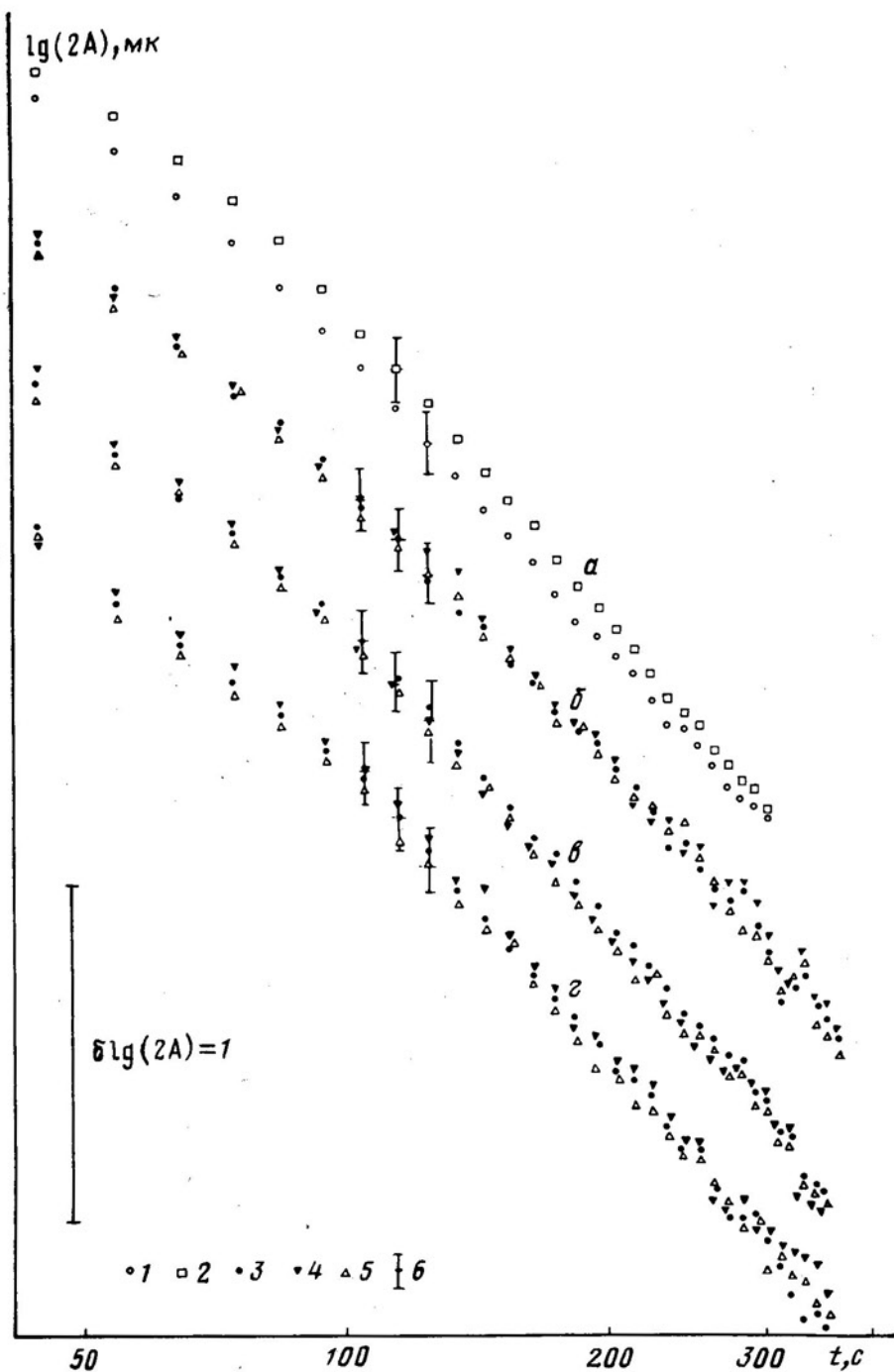


Рис. 2. Средние огибающие коды, построенные различными способами и по данным различных сейсмических каналов. *a* — региональные средние, полученные двумя методами; *б* — кривые по данным ст. ШПН; *в* — то же, ст. КЛЧ; *г* — то же, ст. КРН. 1 — средние огибающие, полученные методом совмещения; 2 — то же, градиентным методом; 3 — то же для канала Z; 4 — то же для СЮ; 5 — то же для ВЗ; 6 — среднеквадратическое отклонение

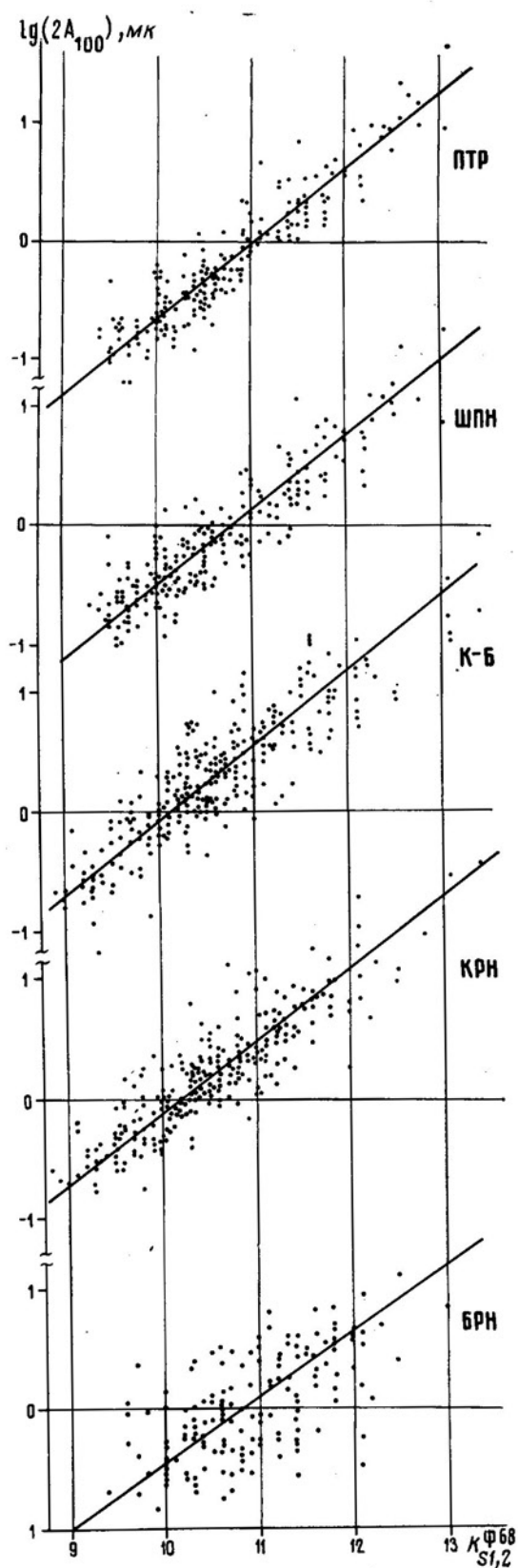


Рис. 3. Графики корреляции уровня огибающей коды при $t=100$ с и энергетического класса $K_{S1,2}^{Ф68}$

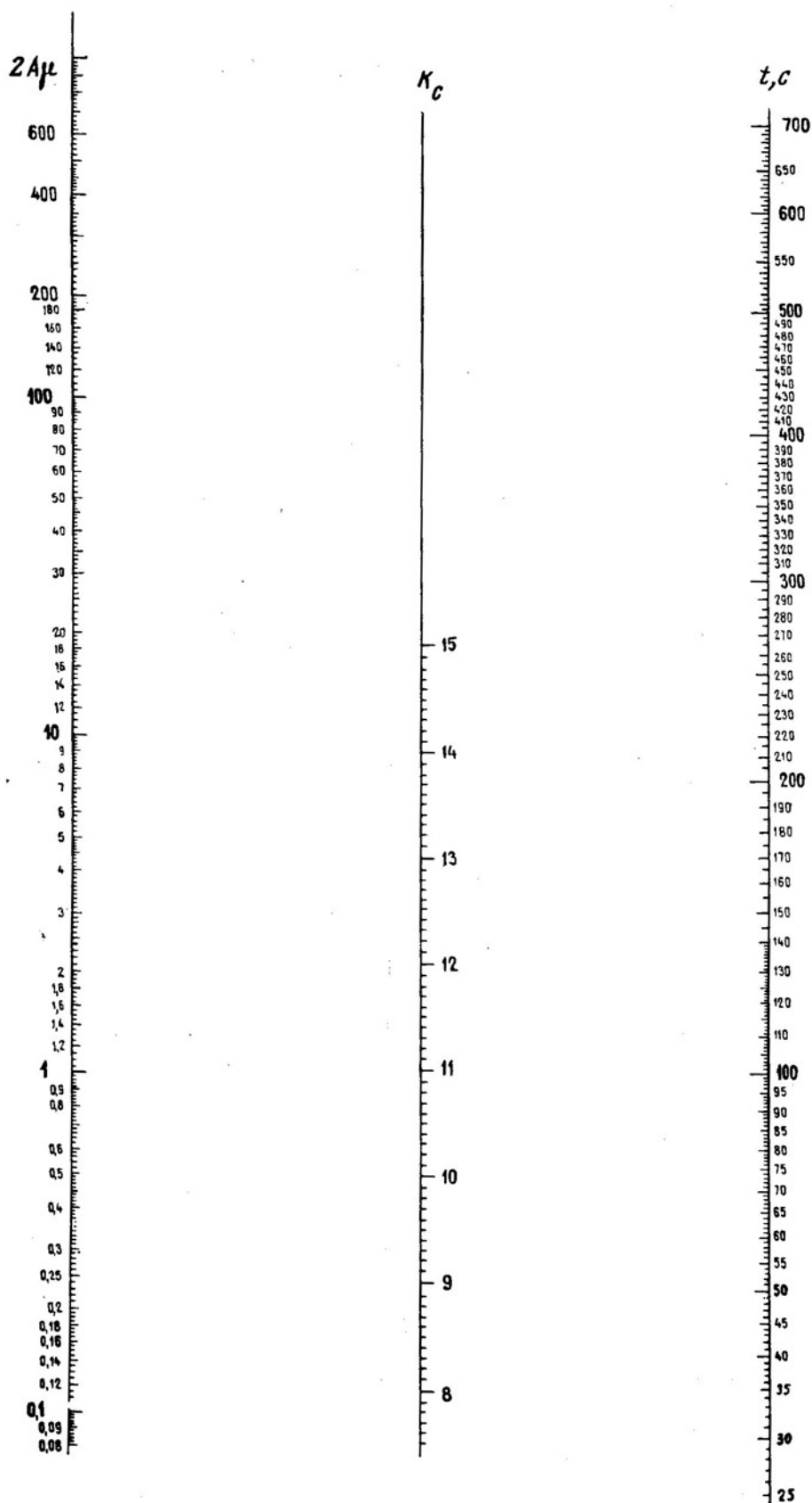


Рис. 4. Номограмма для определения энергетического класса землетрясения по уровню огибающей коды

Таблица 1

Общая средняя огибающая коды по данным региональных станций Камчатки

t	$\lg a(t)$	t	$\lg a(t)$
25	(1,096)	160	-0,577
30	0,973	180	-0,710
40	0,732	200	-0,870
50	0,562	250	-1,161
60	0,415	300	-1,387
70	0,292	350	-1,588
80	0,199	400	-1,750
90	0,097	450	-1,907
100	0,00	500	-2,066
120	-0,208	550	-2,208
140	-0,402	600	-2,328

Примечание. Время t отсчитывается от времени в очаге землетрясения. Реальная точность значений $\lg a$ — два знака после запятой.

где C имеет смысл стационарной поправки. Было принято $C \equiv 0$ для вертикального канала ст. ПТР. Наклон 1,60 оказался приемлемым для данных всех станций. Поэтому для определения нового параметра «энергетический класс по коде», или K_c , использована формула

$$K_c = 1,60 \cdot (\lg(2A(t) + \lg(a(100) - \lg a(t)) + 11,0 + C.$$

Функция $\lg a(t)$ для аппаратуры и условий региона Камчатки дополнительно приведена в табл. 1. Заметим, что $\lg a(100) \equiv 0$. Для приведенной формулы составлена номограмма (рис. 4), дающая K_c (без поправки) по амплитуде коды $2A$ на определенном времени t , считая от времени в очаге землетрясения.

О влиянии возможной нестабильности формы огибающих коды на точность определения энергетического класса

Возможность энергетической классификации землетрясений по уровню коды основана на свойстве стабильности формы огибающей коды. Это свойство заключается в том, что для фиксированного частотного интервала форма огибающей коды слабо зависит от параметров землетрясения: географического положения очага в пределах региона, эпицентрального расстояния, энергии и глубины очага и т. д.; кроме того, уровень огибающей коды данного землетрясения после внесения постоянных поправок совпадает на записях разных станций независимо от расстояния [9]. Свойство стабильности формы огибающей коды землетрясений подтверждается на опыте многочисленных исследований [4, 5, 7, 8, 14, 16]. В детальном исследовании [9], в частности, изучены огибающие коды близких камчатских землетрясений по прибору СКМ-3 станции ПТР (см. рис. 1). Амплитудно-частотные характеристики для приборов СКМ-3 и ВЭГИК близки. Общий вывод этой работы относится и к камчатским данным: «...форма огибающих коды землетрясений не зависит ни от магнитуды, ни от глубины очага и эпицентрального расстояния, ни от локализации источника и станции».

Проведенное нами визуальное сопоставление множества индивидуальных огибающих коды, полученных в условиях Камчатки, показало, что свойство стабильности в общем проявляется и здесь. Для надежного обоснования методики классификации землетрясений мы провели дополнительные исследования возможной нестабильности формы огибающих коды с некоторой ее количественной оценкой и возможного влияния этой нестабильности на точность определения энергетического класса по

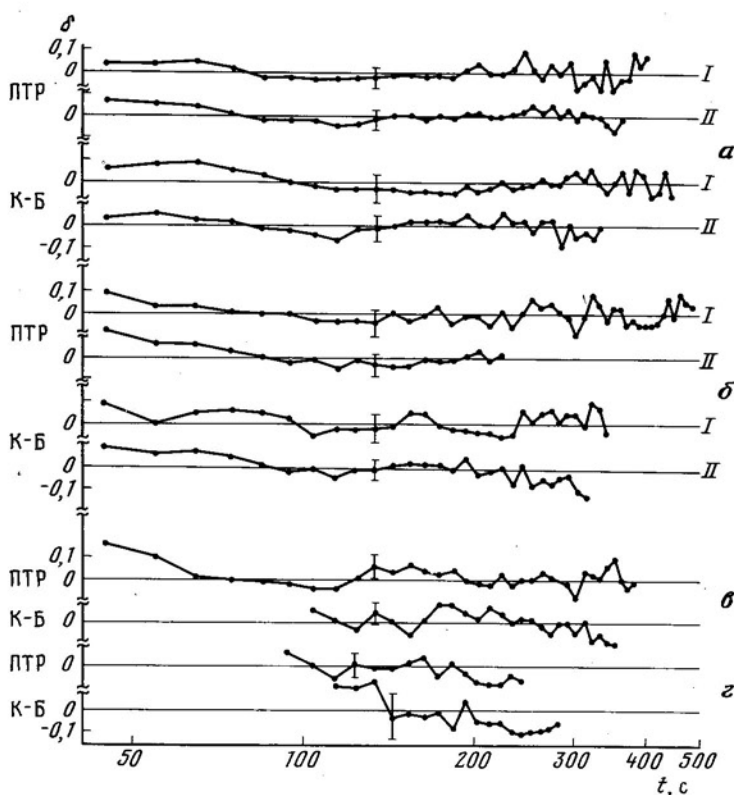


Рис. 5. Разностные кривые для средних огибающих коды станций ПТР и К-Б. I и II — периоды наблюдений (см. текст); а—в — выборки землетрясений по глубинам очагов, км: а—0—60, б—60—120, в—120—200, г—200—600. Среднеквадратичное отклонение относится к диапазону кривых 65—265 с, за пределами которого разброс точек больше

уровню коды. В работах [3] и [9] выявлена некоторая зависимость формы огибающей коды от таких факторов, как глубина очага, положение сейсмической станции и календарное время. Мы изучили возможное влияние на форму огибающих этих факторов, а также энергетического класса.

Поскольку относительный сдвиг огибающих по уровню легко выявить и скомпенсировать постоянной поправкой, наибольшие опасения вызывало появление аномально крутых или аномально пологих огибающих, которые могут в принципе заметно искажать энергетические оценки по коде. Чтобы изучить вопрос о возможных аномалиях крутизны огибающих коды, мы использовали ранее разработанную методику [2]. Рассчитывали оценку аномалии логарифмической крутизны огибающей α :

$$\alpha = d/dt (\lg A(t) - \lg a(t)),$$

где $a(t)$ — «реперная», $A(t)$ — индивидуальная огибающая. В качестве реперной, или опорной, огибающей использовали оценку средней региональной огибающей коды [2].

Были изучены огибающие коды по записям землетрясений, полученным в 1968—1984 гг. на 12 региональных станциях. Землетрясения были разбиты на группы по глубинам очагов; аналогично работе [10] выделялись следующие интервалы глубин: 0—60, 60—120, 120—200 и 200—600 км. При этом для первых двух интервалов глубин данные 1968—1973 гг. (период I) и 1978—1984 гг. (период II) были обработаны отдельно. Выбор периодов времени определялся, в частности, желанием

сопоставить результаты, полученные до и после дополнительной стандартизации характеристик аппаратуры, завершенной в 1973, 1974 гг. [11]. Фактические отклонения $\delta = \lg \bar{A}(t) - \lg a(t)$ для средних огибающих коды некоторых станций Камчатки приведены на рис. 5. Можно видеть общую стабильность разностных кривых при наличии слабо выраженных индивидуальных особенностей. Только для ст. К-Б, для очагов землетрясений $H > 200$ км, обнаруживается заметное отличие соответствующей огибающей от реперной. На рис. 5 видно также, что форма огибающих для периодов I и II не имеет заметных отличий.

Объемы выборок по отдельным станциям для первых двух диапазонов глубин: 0—60 и 60—120 км — составляют несколько десятков землетрясений. Для диапазонов 120—200 и 200—600 км по каждой из 12 изученных станций удалось подобрать, как правило, не более 5—10 записей. Поясним, что для оценок α были нужны достаточно длинные участки коды.

Таблица 2

Значения $\alpha \cdot 10^3$ для станций ПТР и КРН

Интервал глубин, км	$\alpha \cdot 10^3$ (ПТР)	$\alpha \cdot 10^3$ (КРН)
0—60	—0,15	+0,03
60—120	—0,22	—0,22
120—200	—0,13	+0,03
200—600	—0,27	—0,71

Полученные средние значения α почти для всех станций и интервалов глубин находятся в диапазоне $\pm 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ при стандартном уклонении оценок $(0,5 \div 1,1) \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Для иллюстрации приведем значения α для ст. ПТР и КРН (табл. 2).

Вне указанного интервала — оценки α для групп К-Б (200—600), КРН (200—600) и АПХ (120—200).

Для наиболее отклоняющейся группы К-Б (200—600) форма огибающей видна на рис. 5, при этом $\alpha = -1,5 \cdot 10^{-3} \pm 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, так что значимость этой аномалии невысока. Итак, вариации логарифмической крутизны огибающей при группировании по станциям и глубинам почти всегда укладываются в диапазон $\pm 1 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, а в основном заключены в пределах $\pm 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Следует пояснить, что аномально крутые или пологие огибающие будут вносить искажения в основном на этапе пересчета амплитуды коды от $2A(t)$ к $2A_{100}$. Для возникающей ошибки $\Delta \lg 2A_{100}$ можно считать, что $\Delta \lg 2A_{100} = \alpha(t - 100)$. Обычно t лежит в пределах 50—200 с, тогда даже при выраженной аномалии ($\alpha = 1 \cdot 10^{-3}$) получим предельное $\Delta \lg 2A_{100} = 0,1$, что ведет к ошибке $\Delta K_c = 0,16$. В типичных случаях ошибка будет существенно меньше, а осреднение по станциям снизит ее дополнительно, так что в целом данный источник ошибок можно считать малосущественным.

Средние станционные огибающие для шести наиболее детально изученных станций, для глубин очагов 0—100 км, приведены на рис. 6. Снова видны небольшие различия относительно средней региональной кривой, исключая случай ст. БРН, для которой в [3] отмечалось вероятное «засорение» коды T -фазой. Данные ст. БРН не включались в расчет региональной средней огибающей.

В [2, 3] были обнаружены отрицательные аномалии α порядка $-2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ в период 1—2 года до и после сильных ($M \approx 8$) землетрясений Курило-Камчатской зоны; они наблюдались на нескольких станциях вблизи очагов этих землетрясений. Для таких аномальных периодов времени возникновение определенных систематических ошибок для любых стабильных магнитудно-энергетических шкал, по-видимому, неизбежно, так как меняется поглощение в среде. В этих условиях по ориентировочной оценке возможны ошибки K_c до 0,2—0,3.

Было также проведено исследование влияния на форму огибающих величины энергетического класса $K_{S1,2}^{\Phi 68}$, снова путем расчета параметра

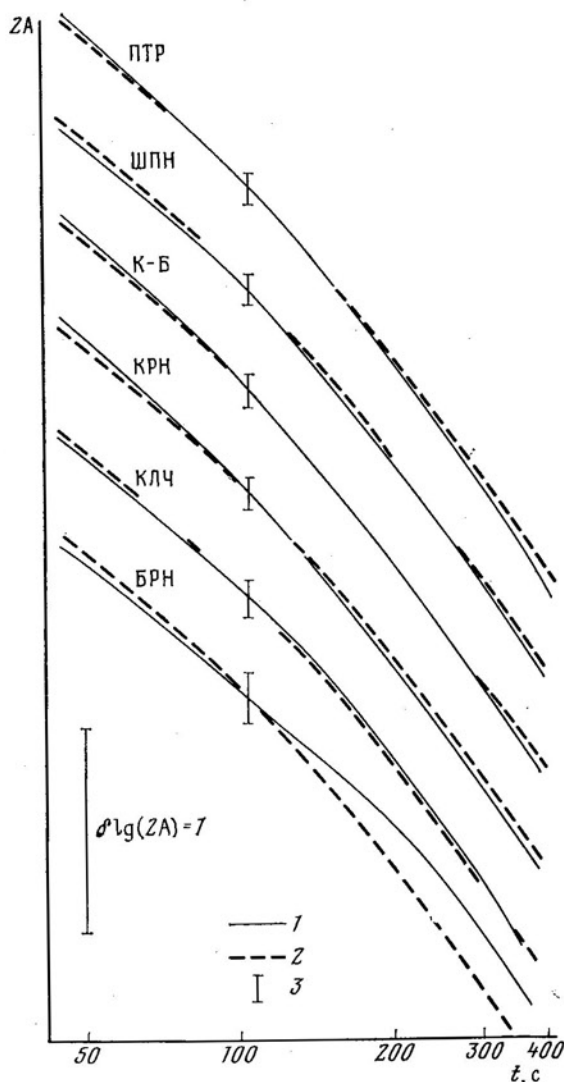


Рис. 6. Среднестанционные огибающие коды некоторых станций Камчатки и сводная огибающая по станциям. 1 — среднестанционные огибающие коды; 2 — сводная огибающая коды для Камчатки; 3 — стандартное уклонение распределения точек отдельных огибающих

α . Заранее можно было предполагать, что более слабые толчки в среднем высокочастотные, и их огибающая поэтому круче, чем для сильных. Оказалось, что подобная тенденция действительно имеет место, но она ясно выражена лишь в диапазоне $K=8-10$. В диапазоне $K=10-14$ параметр α близок к нулю (в пределах $\pm 0,4 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$), а при $K=9$ α снижается до $-1 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ и продолжает падать при дальнейшем снижении K (примерно до $-2,5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ при $K=8$). Этот факт не имеет большого практического значения при массовой обработке, но важен для особых случаев (например, для серии толчков вблизи станции). В таких случаях при необходимости можно рассчитать поправки с использованием формулы ($\Delta \lg A_{100} = \alpha(K) \cdot (t-100)$).

Следует отметить, что практическое применение шкалы K_c для слабых толчков затрудняется тем, что часто даже на ближайшей к очагу станции кода «тонет» в микросейсмах. Для типичного на Камчатке уровня микросейсм ориентировочное предельное гипоцентральное расстоя-

ние (r), до которого еще можно получить оценку K_c , составляет для разных K :

K	8	9	10	11	12
r , км	40	80	160	300	600

С учетом реальной плотности сети станций и их удаления от основных очаговых зон из этих данных следует, что в условиях Камчатки для большинства толчков с $K=8$ и заметной части толчков с $K=9$ оценки K_c не могут быть определены.

Поправки к величинам K_c , полученным из номограммы

Ряд факторов приводит к систематическому постоянному сдвигу уровня огибающих коды (при фиксированном K_c) относительно некоторого опорного уровня, за который был принят уровень вертикального канала ст. ПТР. В нашем исследовании были обнаружены три источника такого систематического сдвига: сейсмический канал, станция и глубина очага землетрясения. Для этих источников были определены величины поправок к K_c .

Влияние сейсмического канала. Уровень огибающей коды на горизонтальном канале каждой из станций выше, чем на вертикальном канале той же станции. Это различие, как оказалось, почти одинаково для всех изученных станций. Для компенсации влияния этого фактора в данные по горизонтальному каналу следует ввести поправку к значению K_c , равную $\delta_{\text{кан}} = -0,3$.

Влияние станции. Станционные особенности для условий Камчатки оказались весьма выраженными. Станционные поправки $\delta_{\text{ст}}$ (относительно ПТР — опорной станции ЕССН)¹ приведены в табл. 3. Поправка для ст. БРН имеет условный характер, так как огибающие этой станции аномальны, и ее, как правило, не следует использовать для расчета K_c . Отметим, что по величине $\delta_{\text{ст}}$ станции явно делятся на две группы — южную с $\delta_{\text{ст}} = 0-0,5$ и северную с $\delta_{\text{ст}} = 0,8-1,0$. Исключениями являются ст. БРН и ЭСС.

Влияние глубины очага землетрясения. Огибающие коды и номограмма строились вначале применительно к толчкам с глубинами $H = 0-60$ км, составляющим основную массу камчатских землетрясений. При обработке более глубоких толчков выяснилось, что значения K_c , найденные по номограмме рис. 4, оказываются систематически ниже, чем $K_{S1,2}^{\Phi 68}$. Соответствующие поправки, обозначаемые $\delta_{\text{гл}}$, были определены для интервалов глубин в табл. 4. В последней строке табл. 4 приведены поправки из [10]. Поправки $\delta_{\text{гл}}$ приводят к $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ из регионального каталога. Поправки $\Delta K_{S1,2}^{\Phi 68}(H)$ были введены для корректировки значений $K_{S1,2}^{\Phi 68}$, найденных по соответствующей номограмме, с целью получения оценок энергии, не зависящих от

Таблица 3

Станционные поправки $\delta_{\text{ст}}$

Станция	$\delta_{\text{ст}}$	Станция	$\delta_{\text{ст}}$
ПТР	0	КРН	-0,8
ШПН	-0,2	КЛЧ	-0,8
ТПЛ	-0,2	КЗР	-1,0
ПЖТ	-0,3	АПХ	-0,8
КРМ	-0,5	ВДП	-0,8
ЭСС	0	ПДК	-0,9
СМЛ	-1,1	БРН	(-0,2)
К-Б	-0,9		

Таблица 4

Поправки за глубину $\delta_{\text{гл}}$

Интервал глубин, км	$\delta_{\text{гл}}$	$\Delta K_{S1,2}^{\Phi 68}(H)$
0—60	0	0
60—120	+0,2	+0,2
120—200	+0,5	-0,2
200—600	+0,7	-0,6

¹ Единая сеть сейсмических наблюдений.

глубины. Они не были рекомендованы к массовому применению. При необходимости для наилучшей оценки энергии источника по коде можно использовать в качестве поправки сумму $\delta_{гЛ} + \Delta K_{S1,2}^{\Phi_{68}}(H)$.

О точности оценок K_c

Рассмотрим вопрос о точности оценок величины K_c , а также оценок $K_{S1,2}^{\Phi_{68}}$ по K_c . На практике оценка K_c есть результат осреднения единичных оценок, полученных по разным станциям и каналам и по отсчетам амплитуды в разные моменты времени. Предполагая отсутствие систематических ошибок (за счет использования поправок, описанных ранее), будем считать, что ошибка единичного определения K_c складывается из трех независимых случайных компонент $\varepsilon_{ст}$, ε_k , ε_T с нулевым средним, каждая из которых формируется за счет одного из названных источников (станция, канал, отсчет амплитуды). Допустим, что количества отсчетов амплитуды на канале, каналов и станций фиксированы и равны N , M и $N_{ст}$. Введем определения:

$$\begin{aligned}\varepsilon_k^* &= \varepsilon_k + \frac{1}{N} (\varepsilon_{T,1} + \varepsilon_{T,2} + \dots) \\ \varepsilon_{ст}^* &= \varepsilon_{ст} + \frac{1}{M} (\varepsilon_{k,1}^* + \varepsilon_{k,2}^* + \dots) \\ \varepsilon_c &= \frac{1}{N_{ст}} (\varepsilon_{ст,1}^* + \varepsilon_{ст,2}^* + \dots).\end{aligned}$$

Дисперсию величины ε_T можно оценить по выборке как

$$\begin{aligned}\sigma^2(\varepsilon_T) &= \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (K_i - K^{(T)})^2 \\ K^{(T)} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K_i, \quad i = 1, 2, \dots, N,\end{aligned}$$

где K_i — оценки K_c по конкретным отсчетам амплитуды. Можно получить аналогичную оценку по нескольким каналам:

$$\begin{aligned}\sigma^2(\varepsilon_k^*) &= \frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (K_j - K^{(k)})^2 \\ K^{(k)} &= \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M K_j, \quad j = 1, 2, \dots, M,\end{aligned}$$

где K_j — есть значение $K^{(T)}$ для канала j . Легко видеть, что

$$\sigma^2(\varepsilon_k^*) = \sigma^2(\varepsilon_k) + \frac{1}{N} \sigma^2(\varepsilon_T).$$

Эти рассуждения можно повторить для осреднения по станциям и прийти к аналогичной формуле

$$\sigma^2(\varepsilon_{ст}^*) = \sigma^2(\varepsilon_{ст}) + \frac{1}{M} \sigma^2(\varepsilon_k^*).$$

Значения $\sigma^2(\varepsilon_T)$, $\sigma^2(\varepsilon_k^*)$, $\sigma^2(\varepsilon_{ст}^*)$ определяли по выборкам объема порядка 100, при $N_T=3$, $M=3$ и $N_{ст}=6-10$. Получены оценки $\sigma(\varepsilon_T)=0,20$, $\sigma(\varepsilon_k^*)=0,15$, $\sigma(\varepsilon_{ст}^*)=0,20$, откуда $\sigma(\varepsilon_k)=0,1$, $\sigma(\varepsilon_{ст})=0,18$. Эти численные результаты — довольно грубые, так как оценки дисперсий по разным выборкам (для разных лет, глубин, станций и каналов) имели заметный разброс, указывая на неполную однородность данных.

Теперь можно определить точность K_c , т. е. типичную величину разности $\epsilon_c = K_c - K_c^{(\text{идеал})}$ между фактической оценкой K_c и некоторой идеальной оценкой, полученной по большому числу станций, отсчетов и экземпляров землетрясения. Для ϵ_c в наших предположениях имеет место формула

$$\sigma_M^2(\epsilon_c) = \frac{1}{N_{\text{ст}}} (\sigma^2(\epsilon_{\text{ст}}) + \frac{1}{M} (\sigma^2(\epsilon_k) + \frac{1}{N} \sigma^2(\epsilon_T))).$$

Для получения численных оценок рассмотрим два практических варианта обработки, используя в каждом $N_{\text{ст}}$ станций и по одному отсчету на трех или на одном канале ($M=1$ или 3 , $N=1$). При типичном $N_{\text{ст}}=5$ и приведенных выше численных значениях получим $\sigma_1=0,13$, $\sigma_3=0,10$. Таким образом, практическая точность K_c близка к $0,1$. Подчеркнем, что во втором варианте ($M=3$) отсчеты на разных каналах следует брать в разные моменты времени (с интервалом не менее 10 с) во избежание потери точности. Отметим, что столь высокая точность K_c обеспечена исключением станционных аномалий. При расчете K_c без учета станционных поправок стандартное отклонение оценки K_c по пяти станциям растает до $0,35$.

Рассмотрим теперь связь K_c и $K_{S1,2}^{\Phi 68}$. Для целей внутреннего контроля было важно проверить, действительно ли величина $\epsilon_{\text{шк}}^* = K_c - K_{S1,2}^{\Phi 68}$ имеет нулевое среднее. Для этого данные разбивали на группы по диапазонам $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ и глубины. Все средние для выделенных групп оказались близкими к нулю. Далее изучали дисперсии. Величина $\epsilon_{\text{шк}}^*$ складывается из трех случайных компонент: «внутренней» ошибки шкалы $K_{S1,2}^{\Phi 68}$, или ϵ_S , «внутренней» ошибки шкалы K_c , или ϵ_c , и ошибки $\epsilon_{\text{шк}}$ за счет несоответствия шкал. Согласно [10], $\sigma(\epsilon_S)=0,2$. По нашим оценкам $\sigma(\epsilon_c)=0,1$. Мы определили также по эмпирическим данным значения $\sigma(\epsilon_{\text{шк}}^*)=0,40$. Отсюда ошибка несоответствия шкал составит $\sigma(\epsilon_{\text{шк}})=0,33$. Эта величина больше, чем «внутренняя» ошибка каждой из шкал. Теперь можно определить ошибку оценки $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ по коде. В важнейшем случае оперативной работы по одиночной станции и во втором варианте обмера $M=3$ $\sigma_3=0,23$; в комбинации с $\sigma(\epsilon_{\text{шк}})=0,33$ это дает $\sigma=0,4$ для искомой ошибки.

Процедура практического определения K_c

Для практического применения предлагаемой методики необходимо четкое описание процедуры определения K_c . Этому посвящен настоящий раздел. Описан второй вариант обработки (обмер трех каналов на каждой станции), но даны пояснения и к первому варианту (один канал на станции).

1. Выбор «окна обмера». Отложить интервал $t_s - t_p$ от вступления S -волны, т. е. найти момент $t_{c1} = t_s + (t_s - t_p)$. Если вблизи этого момента уровень коды ниже, чем удвоенная амплитуда микросейсм, обмер невозможен. В противном случае надо найти момент t_{c2} , когда амплитуда коды примерно вдвое выше амплитуды микросейсм. «Окно обмера» есть интервал от t_{c1} до t_{c2} .

Если вступление S не выделяется, следует найти максимум в группе S -волн (самый ранний из трех максимумов по каналам). Пусть время этого максимума t_A , тогда будем считать, что $t_{c1} = t_p + 2(t_A - t_p)$. Если запись зашкалена (размыта), надо выбрать t_{c1} как момент, когда двойная амплитуда упала до 5 см на записи. Если ширина окна обмера получилась более 150 с, сузить его до 150 с, уменьшив соответственно t_{c2} .

2. Выбор измеряемого пика записи. Разбить окно обмера на три равные части; пометить самый выдающийся (локально наибольший по

модулю) из экстремумов в первой трети — на первом, во второй — на втором и в третьей — на третьем из каналов. Под номерами каналов понимаются порядковые номера их записей на сейсмограмме. В первом варианте обработки — найти выдающийся экстремум на канале ВЗ на средней из упомянутых третей. При неисправности канала ВЗ использовать СЮ. Если окно обмера короче 15 с, выбрать экстремумы в окне обмера на каждом канале без разбивки на трети.

Если трудно определить, какой из нескольких экстремумов выбрать, следует остановиться на самом раннем из «кандидатов».

3. Определение $2A(t)$. Измерить значения двойной амплитуды в миллиметрах обычным путем — от пика до наибольшего из двух ближайших пиков противоположного знака (в отличие от способа в [2], где под $2A$ понимался размах в окне длиной 10 с). Рассчитать $2A$ в микронах по номинальному увеличению канала.

4. Определение времени. Определить значение t для каждого измеренного пика; для этого найти интервал от вступления P -волн до измеренного пика — Δt_i и прибавить Δt_P — время пробега P -волны для данной станции: $t = \Delta t_i + \Delta t_P$.

Если идет обработка по одной станции и есть ясное вступление S , определить $\Delta t_P = \frac{1}{\kappa - 1} (t_S - t_P)$, где $\kappa = V_P/V_S$. Если нет ясного S , разделить время до максимума в группе S , как в п. 1, и оценить $\Delta t_P \approx t_A - t_P$.

5. Определение оценки K_c по одной станции. Войти в номограмму с значениями t и $2A$. Определить единичную оценку K_c . Прибавить $\delta_{\text{кан}} = 0,3$, если канал ВЗ или СЮ. Осреднить оценки по каналам.

6. Определение сводной оценки K_c . Выполнив п. 1—5 для каждой сейсмической станции, прибавить станционные поправки к найденным средним по каналам и результаты осреднить.

Заключение

Предложена методика энергетической классификации землетрясений Камчатки на основе подхода [9]. Детально изучена обоснованность и внутренняя согласованность методики. Введена система поправок, позволяющая исключить систематические ошибки за счет влияния конкретной станции или канала и глубины очага. Приведены статистические оценки точности, связанные с различными источниками ошибок, даны рекомендации по практическому использованию методики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Востриков Г. А. Определение сейсмического момента местных землетрясений по характеристикам коды // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 11. С. 33—47.
2. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Предварительные результаты изучения вариаций огибающих кода-волн близких землетрясений перед Усть-Камчатским землетрясением 1971 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 82—95.
3. Гусев А. А., Лемзиков В. К. Аномалии характеристик кода-волн слабых землетрясений перед тремя сильными землетрясениями Курило-Камчатской зоны. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 76—90.
4. Закиров М. С., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И. Магнитудная классификация землетрясений Узбекистана по уровню хвостовой части сейсмограммы. // Узб. геол. ж. 1978. № 1. С. 65—69.
5. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М.: Наука, 1978. 82 с.
6. Маламуд А. С. О связи между энергией землетрясения и продолжительностью записи. // Тр. Тадж. ин-та сейсмологии и сейсмостойкого стро-ва АН ТаджССР (ТяССС). 1962. Т. 10. С. 161—165.
7. Маламуд А. С. О возможности классификации землетрясений по длительности колебаний. // АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 5. С. 728—732.
8. Нерсесов И. Л., Копничев Ю. Ф., Востриков Г. А. Магнитудная калибровка землетрясений по кода-волнам на расстояниях до 3000 км. // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 76—78.

9. Раутиан Т. Г., Халтурин В. И., Закиров М. С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
10. Федотов С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
11. Феофилактов В. Д., Гордеев Е. И. О стандартизации характеристик региональной сейсмической сети станций и повышении точности наблюдений.//Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1976. С. 234—240.
12. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves//J. Geophys. Res. 1969. V. 74. № 3. P. 615—631.
13. Aki K. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0,025 to 25 Hz.//Phys. Earth Planet. Inter. 1980. № 21. P. 50—60.
14. Aki K., Chouet B. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects//J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322—3342.
15. Bisztriczany E. A new method of the determination of the magnitude of earthquakes//Geophys. Kozl. 1958. V. 7. № 2. P. 69—96.
16. Rautian T. G., Khalturin V. I. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1978. № 68. P. 923—948.

ДальНИИС, Петропавловск-
Камчатский

Поступила в редакцию
25.V.1988

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

УДК 550.34

ГОРДЕЕВ Е. И., САЛТЫКОВ В. А., СЕНИЦЫН В. И.,
ЧЕБРОВ В. Н.

ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ

Детальные наблюдения вулканического дрожания Ключевского вулкана проводились в 1984, 1986 и 1987 годах с помощью автономных сейсмических станций на расстановках различной конфигурации. Корреляция спектров однотипных компонент волнового поля вулканического дрожания уменьшается до расстояний около 0,5 км, на больших расстояниях стабилизируется, что говорит о зависимости детальных характеристик спектров от особенностей строения среды в пункте наблюдения, в то время как огибающие спектров содержат информацию об источнике дрожания. По спектрам когерентности и фазовым спектрам получена частотная зависимость фазовых скоростей. Наличие дисперсии фазовой скорости указывает на поверхностный характер волнового поля дрожания. Во временной области поведение характеристик вулканического дрожания устойчиво. Это говорит об устойчивости характеристик источника. Детальное исследование спектров показало, что при изменении интенсивности вулканического дрожания на несколько порядков соотношение между низкочастотной и высокочастотной частями спектров меняется, что может быть вызвано изменением размеров источника. В целом комплексное исследование волновых полей вулканического дрожания показало сложный интерференционный характер сейсмических волн дрожания и устойчивость временных характеристик поля в каждом пункте наблюдений. Детальные характеристики спектров дрожания могут быть использованы как для определения параметров источника, так и для изучения строения среды.

TEMPORAL AND SPATIAL CHARACTERISTICS OF VOLCANIC TREMOR WAVE FIELDS, by Gordeev E. I., Saltykov V. A., Sinitsyn V. I., and Chebrov V. N. Detailed volcanic tremor studies were carried out by portable seismic stations installed both in the near and distant zones at Klyuchevskoi volcano in 1984, 1986 and 1987. It has been determined that the correlation of wave field decreases at a distance of 0,5 km and does not change at greater distances. Based on coherence and phase spectra, the frequency dependence of phase velocities has been determined. The dispersion of phase velocity indicates the surface character of wave field. The behavior of volcanic tremor characteristics through time is more stable, which implies the stability of the parameters of the volcanic tremor source. Detailed study of spectra has demonstrated that when the intensity of volcanic tremor varies by a few orders of magnitude, the parts of low-frequency and high-frequency spectra change, which is likely due to variations in source dimensions. Detailed spectral characteristics of tremor may be used both for determining the source parameters and for studying the structure of the medium.

(Received May 20, 1988)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Введение

В июле 1986 г. в районе Ключевского вулкана был проведен эксперимент по детальному изучению волновых полей вулканического дрожания. Эксперимент планировался по результатам, полученным из наблюдений вулканического дрожания Ключевского вулкана в 1984 г. [3]. Главной особенностью проведенного в 1986 г. эксперимента была организация плотных систем наблюдения (с шагом меньше длины волны)

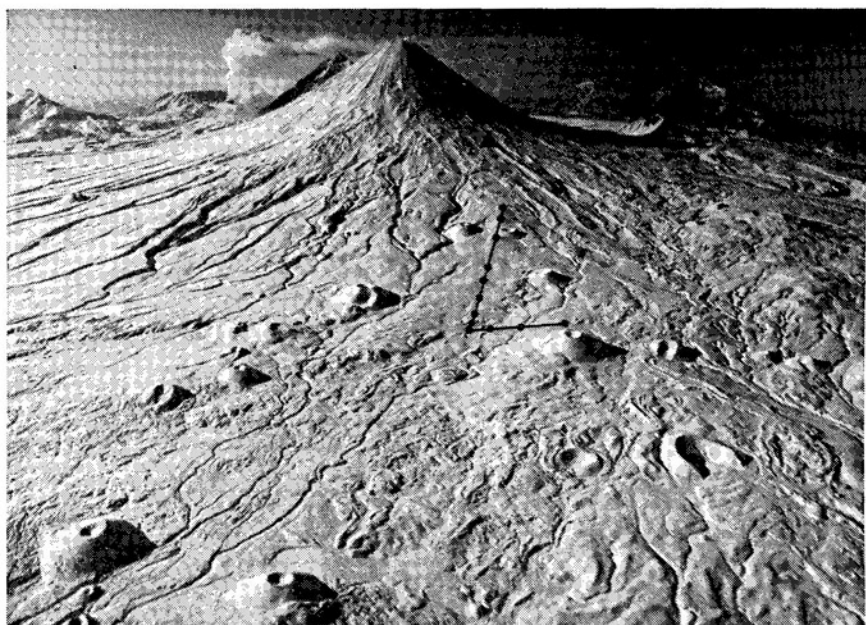


Рис. 1. Вулкан Ключевской. Точки — пункты наблюдений на профильной расстановке. Треугольник — радиотелеметрический пункт на высоте 2800 м. Фото В. А. Подтабачного

из трехкомпонентных сейсмических станций на максимально возможном приближении к вершинному кратеру Ключевского вулкана (~ 12 км) и в дальней зоне (~ 32 км). Деятельность вулкана во время эксперимента проявлялась в периодических слабых газовых выбросах из вершинного кратера и представляла завершающую стадию explosивно-эффузивного извержения вершинного кратера, начавшегося в 1984 г. [10]. Сейсмический режим Ключевского вулкана в этот период характеризовался отдельными сейсмическими сигналами, соответствующими одиночным выбросам в вершинном кратере. Уровень сигналов был значительно ниже, чем в летний период 1984 г., и в дальней зоне (~ 32 км) не удалось зарегистрировать значимые по отношению сигнал/шум сейсмические сигналы от вулкана. Поэтому качественные материалы наблюдений были получены только для расстановки сеймостанций в ближней зоне (~ 12 км). Как было показано в предыдущих работах [3, 9], на таких расстояниях от активного кратера волновое поле вулканического дрожания сильно трансформируется в сложной среде вулканической постройки, поэтому наблюдения на максимальном приближении к кратеру важны во всех случаях. В нашем эксперименте организовать площадную систему наблюдений ближе, чем было сделано, невозможно, попытка установить одиночную сейсмическую станцию на вершине Ключевского вулкана закончилась неудачно, и только в 1987 г. была организована временная сейсмическая станция на высоте 2800 м (рис. 1) с передачей информации по радиоканалу в г. Ключи. Материалы наблюдений этой станции используются в данной работе.

Система наблюдений и обработки

Район полевых работ и конфигурация системы наблюдений показаны на рис. 1. Абсолютная высота ближайшего к кратеру вулкана пункта наблюдений на профиле 1590 м, перепад высот по всему профилю — 660 м (высота Ключевского вулкана — 4750 м). Точная схема профиля представлена на рис. 2. Одновременные наблюдения проводились де-

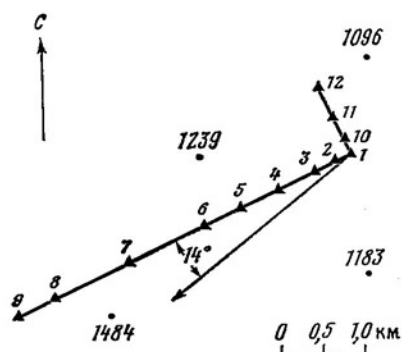


Рис. 2

Рис. 2. Схема расстановки сейсмостанций на северо-восточном склоне вулкана Ключевской. Стрелкой указано направление на вершинный кратер вулкана Ключевской

Рис. 3. Пример записи сейсмического сигнала от одиночного взрыва в кратере вулкана Ключевской в пункте 3 (см. рис. 2). Расстояние до кратера 13,5 км

Рис. 4. Временной ход интенсивности вулканического дрожания в пункте 2 (вертикальная компонента)

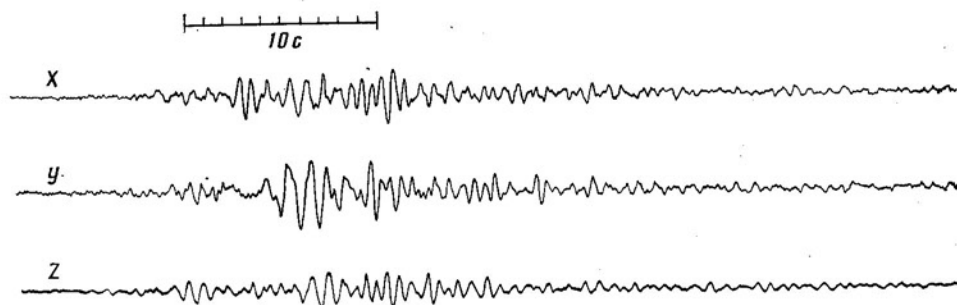


Рис. 3

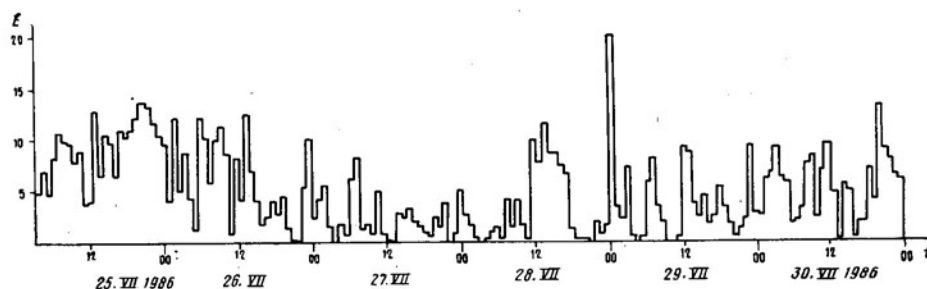


Рис. 4

вятью трехкомпонентными автономными сейсмическими станциями АСС [11] сначала в течение 4 дней (с 25.VII по 28.VII.1986 г.) в пунктах 1—6 и 10—12, а затем с 28.VII по 01.VIII.1986 г. в пунктах 1—9. Ориентация горизонтальных сейсмоприемников во всех случаях осуществлялась по направлениям на вершинный кратер (составляющая x) и перпендикулярно к нему (составляющая y). Расстояния между пунктами наблюдения на профиле составляли от 0,2 до 1,0 км, угол с направлением на центр вершинного кратера — 14° (см. рис. 2). Запись сейсмических сигналов осуществлялась в аналоговой форме на магнитной ленте, их обработка проводилась либо на анализаторе спектров непосредственно с магнитной ленты, либо с преобразованием аналоговых сигналов в цифровую форму и дальнейшей обработкой на ЭВМ. На рис. 3 представлен типичный одиночный сигнал. Частота появления таких сигналов менялась от нескольких в 1 мин до одного—двух в 10 мин. На рис. 4 в условных единицах представлен временной ход интенсивности сейсмических сигналов по наблюдениям в пункте 2. Как и в работе [3], этот график получен путем оценки средней мощности сейсмического сигнала в диапазоне 0,5—3 Гц на последовательных временных интервалах длительностью около 40 мин. Трудно обнаружить какие-либо закономерности

во временном ходе интенсивности сейсмических сигналов (вулканического дрожания), хотя в нем однозначно отображена резкая изменчивость уровня, связанная с различным количеством одиночных сигналов за равные промежутки времени.

Изменения уровня по всем трем компонентам и в различных пунктах наблюдения идентичны.

Некоторые закономерности временных вариаций спектров вулканического дрожания

Спектры вулканического дрожания применялись многими авторами как для построения модели источника [2, 12, 13, 15, 21], так и для определения свойств среды через динамические характеристики волновых полей [4, 9, 16]. Результаты исследования вулканического дрожания Ключевского вулкана в 1984 г. [3] показали, что основные особенности спектров дрожания в одном и том же пункте наблюдения остаются неизменными в течение всего времени наблюдения, которое составляло около 10 сут. Форма спектров сохранялась при смене режима вулканической деятельности от непрерывного фонтанирования расплавленного материала до отдельных газопепловых выбросов. В работе [3] рассматривалось только сохранение формы спектров, т. е. идентичность основных максимумов, а детальная структура спектров не анализировалась. По результатам наблюдений в 1986 г. была сделана попытка более детального изучения изменчивости спектров во времени. Для этого осредненные спектральные плотности мощности определялись на спектроанализаторе последовательно каждые 40 мин реальной записи, и затем для выбранных частотных полос определялась площадь под спектральной кривой, что соответствовало мощности в заданной полосе. Анализировались три полосы частот: 0,6–1,05; 1,05–1,35 и 1,35–2,3 Гц. Выбор таких полос был сделан на основании индивидуальных особенностей спектров, которые соответствовали набору основных максимумов спектров в каждой полосе. Определенные таким образом значения относительной мощности вулканического дрожания в каждой частотной полосе представлялись в виде непрерывных рядов за весь период наблюдений. Следующим шагом была оценка изменчивости спектров в зависимости от уровня интенсивности дрожания. Для этого каждое значение мощности в выбранных полосах частот нормировалось к суммарной мощности и затем для определенных уровней интенсивности по всем измерениям определялось среднее значение мощности в заданной полосе частот.

На рис 5, а представлены графики зависимости относительной мощности в каждой из трех частотных полос от величины суммарной мощности. Каждая точка на графиках получена не менее чем по пяти отдельным измерениям. На представленных графиках видно, что для данного диапазона интенсивности спектры вулканического дрожания сохраняют постоянную структуру (соотношение интенсивности в различных частотных полосах не меняется). Это означает, что система источников вулканического дрожания остается постоянной в пространстве и имеет линейные характеристики в данном диапазоне интенсивности дрожания.

Для анализа особенностей спектров в более широком динамическом диапазоне были использованы материалы наблюдений за 1984 г., когда амплитуда вулканического дрожания за время регистрации менялась более чем в 20 раз. На рис 5, б также, как и на рис. 5, а, представлены результаты анализа спектров, за исключением того, что соотношение мощностей рассмотрено всего в двух полосах частот, от 0,6 до 1,25 и от 1,25 до 2,3 Гц.

На графиках видно, что форма спектров с возрастанием уровня дрожания меняется, доля низкочастотных составляющих увеличивается. Для горизонтальной компоненты u , ориентированной перпендикулярно

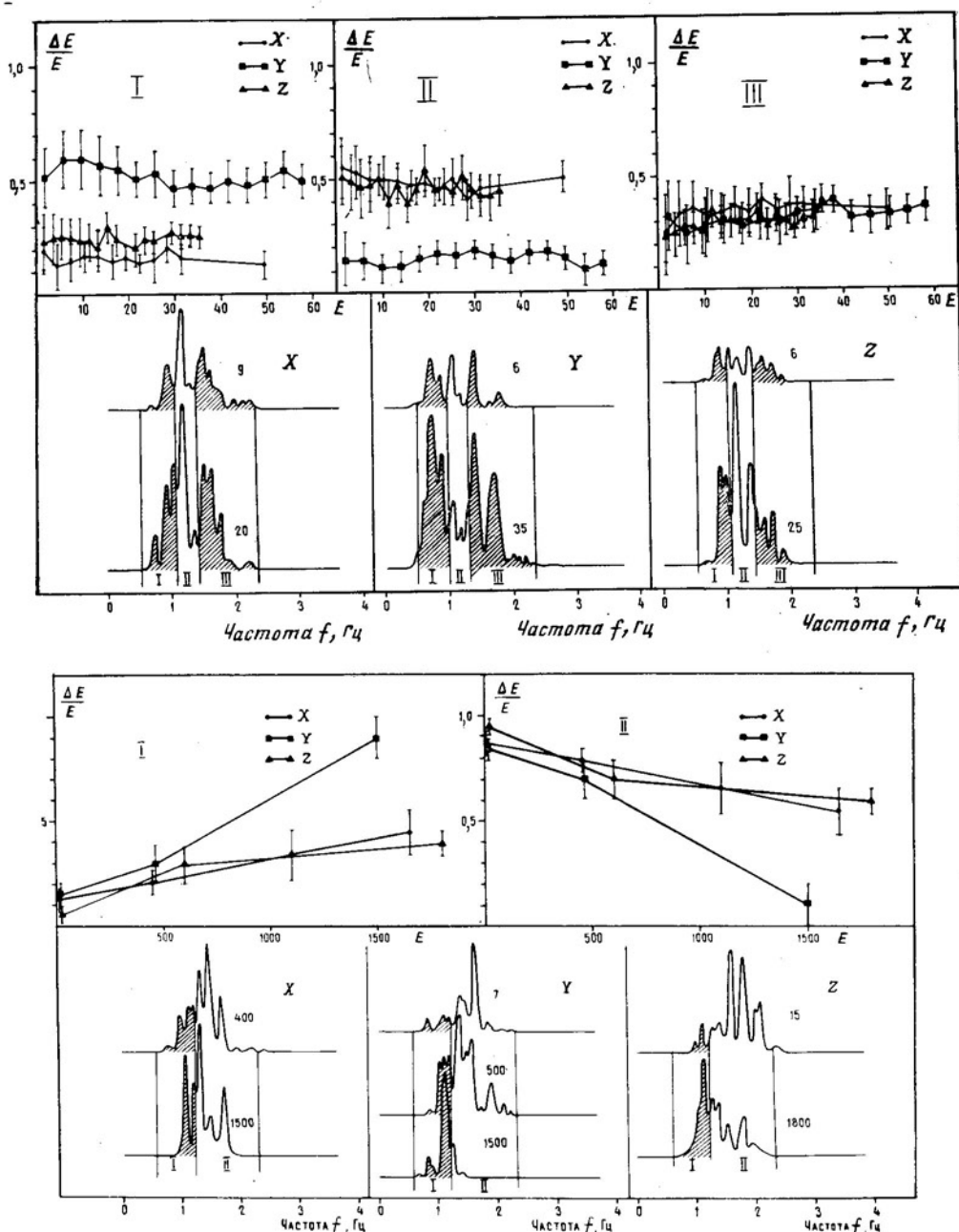


Рис. 5. Зависимость относительной мощности вулканического дрожания от его интенсивности. а — по наблюдениям в 1986 г. в пункте 2 для компонент x , y и z . I—III соответствуют полосам частот 0,6—1,05 Гц, 1,05—1,35 Гц и 1,35—2,3 Гц; б — по наблюдениям в 1984 г. для компонент x , y и z . I и II соответствуют полосам частот 0,6—1,25 Гц, и 1,25—2,3 Гц. Числа около спектров отвечают соизмеримым значениям мощности (площади под спектральной кривой) вулканического дрожания в условных единицах. Вертикальными линиями отмечены среднеквадратичные отклонения

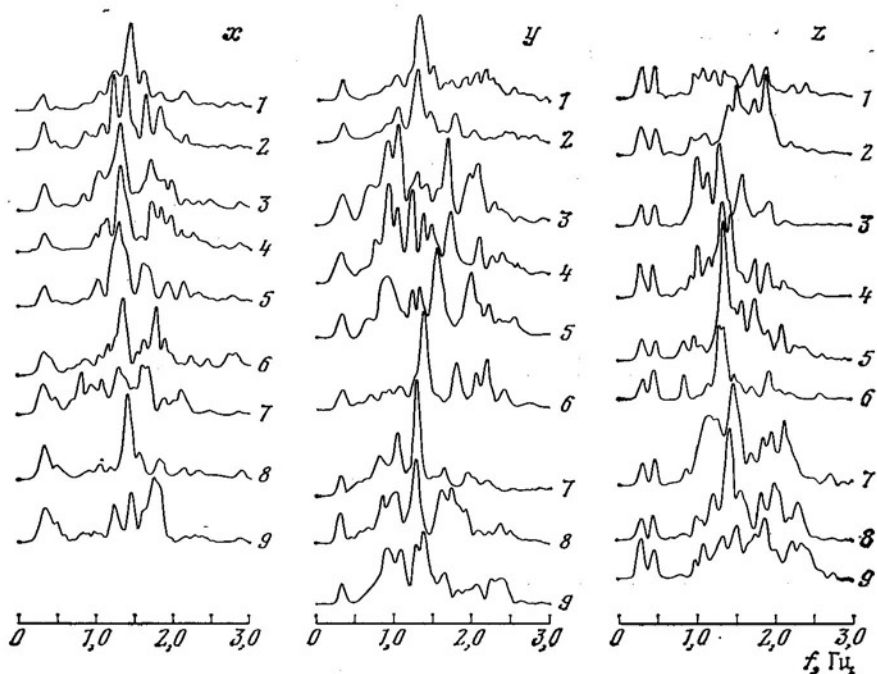


Рис. 6. Спектры мощности вулканического дрожания для компонент x , y и z вдоль профиля (см. рис. 1, 2). Номера спектров соответствуют номерам пунктов наблюдения на рис. 2

к направлению на вулкан, это происходит наиболее сильно. Трансформацию спектров можно оценить по реальным спектрам, представленным на рис. 5, б. Несмотря на существенное изменение формы спектров, набор частот отдельных максимумов в спектрах почти полностью сохраняется, что позволяет еще раз убедиться, что эти максимумы определяются свойствами среды на пути распространения.

Другим интересным результатом, который можно отметить в предыдущем анализе, является отличие формы спектров для различных компонент. Горизонтальная компонента y имеет в спектрах более интенсивную низкочастотную часть (см. рис. 5, а, б), чем компоненты x и z . Результаты, представленные на рис. 5, а, получены по наблюдениям в пункте 2 (см. рис. 2). Такой же анализ был выполнен по материалам наблюдений в пункте 1, результаты оказались аналогичными.

Таким образом, существует различие в формировании волновых компонент вулканического дрожания. Горизонтальная компонента y , перпендикулярная направлению на источник (соответствует сдвиговой части волнового поля), имеет более низкочастотный состав, чем компоненты x и z (соответствуют объемной части волнового поля), и при возрастании интенсивности дрожания (что связано с увеличением размеров источника) вклад низкочастотной составляющей растет для сдвиговой компоненты значительно быстрее, чем для объемной.

Эти различия определяются параметрами источника вулканического дрожания, так как условия распространения для горизонтальных и вертикальной компонент дрожания одинаковы.

Пространственная изменчивость спектров вулканического дрожания

Как было показано в работе [3], структура спектров вулканического дрожания меняется существенно даже на небольших расстояниях (порядка длины волны), в то время как интегральные свойства спектров

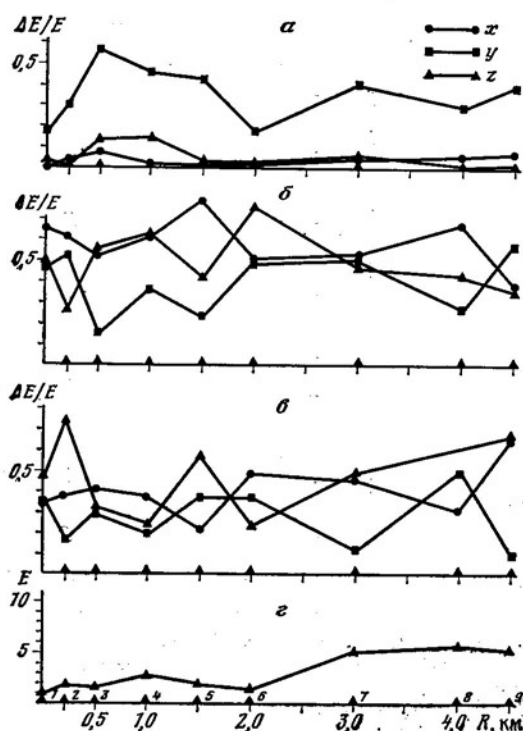


Рис. 7

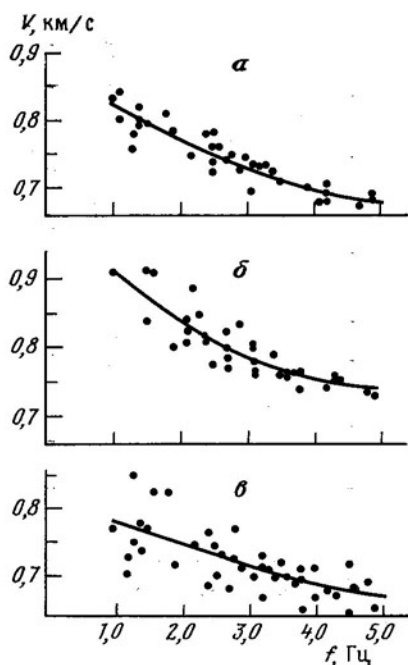


Рис. 9

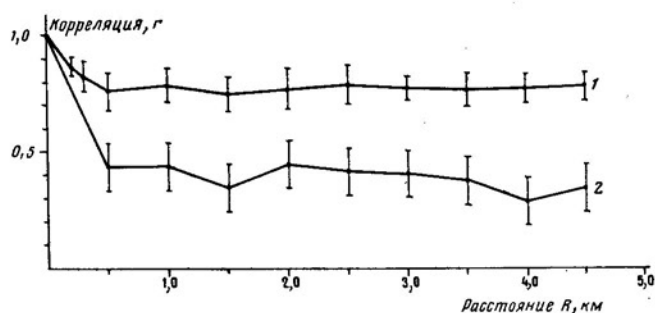


Рис. 8

Рис. 7. Изменения вдоль профиля (см. рис. 2) относительной мощности в полосах частот: а — 0,6—1,05 Гц; б — 1,05—1,35 Гц; в — 1,35—2,3 Гц и г — абсолютные величины мощности для вертикальной компоненты в условных единицах

Рис. 8. Изменение коэффициентов корреляции спектров с расстоянием. 1 — для спектров; 2 — для реальных сигналов. Вертикальными линиями отмечены среднеквадратичные отклонения

Рис. 9. Зависимость фазовых скоростей от частоты. а — для горизонтальной компоненты x (ориентированной по направлению на вершинный кратер вулкана); б — для горизонтальной компоненты y (перпендикулярной направлению на вулкан); в — для вертикальной компоненты z . Кривые получены методом наименьших квадратов

(огibaющие) в целом подчиняются общим правилам распространения сейсмических волн с поглощением. На основании таких представлений по результатам наблюдения вулканического дрожания в 1984 г. были получены значения коэффициентов поглощения и прослежена трансформация спектров на выделенных геологических структурах [3]. В то же время представляют несомненный интерес устойчивость спектров на более коротких расстояниях и оценка влияния среды на детальную структуру спектров.

Наблюдения на профиле в 1986 г. позволяют оценить эти эффекты. На рис. 6 представлены реальные спектры мощности вулканического дрожания для трех компонент по всем пунктам наблюдения на профиле. Очевидна сильная изменчивость детальной структуры спектров от пункта к пункту. Можно отметить устойчивость спектральных максимумов на частотах ниже 0,5 Гц, которые соответствуют штормовым микросейсам. Для оценки изменчивости спектров вулканического дрожания в пространстве в различных частотных диапазонах на рис. 7 показано изменение по профилю соотношения мощности в полосах частот 0,6–1,05, 1,05–1,35 и 1,35–2,3 Гц к суммарной мощности в каждом пункте наблюдения. Из представленных кривых следует, что спектры в пространстве имеют неустойчивый характер, хотя абсолютная величина мощности вулканического дрожания закономерно падает с удалением от активного кратера (рис. 7, г).

Для определения расстояния, на котором спектры сохраняют свои индивидуальные особенности, были посчитаны коэффициенты взаимной корреляции спектров одноименных компонент между произвольными парами пунктов наблюдений. Характер изменения коэффициентов корреляции с расстоянием для компонент x , y и z совпадает в пределах ошибок, поэтому на рис. 8 представлена средняя для всех компонент зависимость коэффициента корреляции спектров от расстояния. Очевидно, что на расстояниях, больших 0,5 км, детальная структура спектров «забывается», а достаточно высокий уровень корреляции ($\sim 0,8$) на больших расстояниях обеспечивается сохранением огибающих индивидуальных спектров.

Одновременно с корреляцией спектров на рис. 8 представлена корреляция реальных сигналов по парам пунктов наблюдений. Индивидуальные сейсмические сигналы имеют радиус коррелируемости в таких же пределах, как и спектры (не более 0,5 км).

Таким образом, можно определенно считать, что детальная структура спектров вулканического дрожания отражает индивидуальные особенности строения среды в пункте наблюдения, в то время как огибающие спектров содержат информацию об источнике вулканического дрожания. Попытаемся с этих позиций представить процесс формирования волнового поля вулканического дрожания в источнике.

Волновое поле вулканического дрожания в ближней зоне источника

Многочисленные предыдущие результаты [3, 7, 8, 13, 14, 19, 20] позволяют в настоящее время однозначно полагать, что низкочастотное (0,5–5,0 Гц) вулканическое дрожание образуется в результате процессов, непосредственно связанных с выходом продуктов извержения на свободную поверхность. На это указывают: 1) определения направления распространения сейсмических волн вулканического дрожания [3, 4, 9, 18], 2) изменение динамики волновых полей в зависимости от расстояния до активного кратера [3, 8, 18], 3) сопоставление изменения режима во времени для интенсивности вулканического дрожания и активности извержения [3, 19, 20].

Формы сейсмического сигнала вулканического дрожания могут быть непрерывными (квазистационарными) во время непрерывного истечения продуктов извержения, а также дискретными, связанными с одиночными газопепловыми выбросами.

Как было показано в предыдущих работах [2, 3, 8, 18], спектральный и, очевидно, волновой состав вулканического дрожания для этих сигналов одинаков. По всей видимости, процесс формирования волново-

го поля вулканического дрожания во всех случаях имеет один и тот же механизм, и механизм этот есть формирование поверхностных волн в сложнопостроенной слоистой среде вблизи активного кратера за счет поверхностных возмущений, связанных с выделением газовой фазы на свободной поверхности. Рассмотрим результаты, подтверждающие это положение.

Волновой состав вулканического дрожания. Многие исследователи при определении волнового состава вулканического дрожания основными признаками считали поляризацию, скорости распространения и коэффициенты расхождения волновых полей [3, 4, 7, 9, 19]. Но определение перечисленных параметров в реальных условиях не является однозначным критерием для идентификации типов сейсмических волн, так как во многих случаях эти определения из-за сложных реальных условий являются недостаточно корректными. По предыдущим определениям волнового состава вулканического дрожания на извержениях различных вулканов было получено, что волновое поле вулканического дрожания состоит в основном из поверхностных волн [3, 4, 7, 9, 16]. Для подтверждения этого заключения в настоящей работе были проведены расчеты дисперсии скорости сейсмических волн, составляющих вулканическое дрожание. Наличие дисперсии однозначно определяет эти волны, как поверхностные. Значения фазовой скорости вулканического дрожания определялись из фазовых спектров, рассчитанных для произвольных пар одновременных реализаций вулканического дрожания, полученных по наблюдениям в различных пунктах на профиле (см. рис. 2). Фазовые запаздывания определялись для различных частот при условии максимальной когерентности. На рис. 9 приведены значения фазовых скоростей вулканического дрожания для двух горизонтальных и вертикальной компонент. Очевидно существование дисперсии в анализируемом диапазоне частот. Величины скоростей для радиальной горизонтальной компоненты (x) и вертикальной (z) совпадают, в то время как скорости для тангенциальной компоненты (y) заметно больше. Это подтверждает различный волновой состав для этих компонент, что неоднократно отмечалось выше. По всей видимости, компоненты представлены неоднородными поверхностными волнами, сформированными в основном объемными и сдвиговыми компонентами сферических сейсмических волн.

Таким образом, существование дисперсии для всех компонент вулканического дрожания подтверждает поверхностный характер волнового поля дрожания. Следует отметить одну особенность в соотношении скоростей для различных компонент вулканического дрожания. Полученные соотношения отвечают теоретическим для поверхностных волн с нормальной дисперсией, в то время как по некоторым предыдущим определениям соотношение скоростей релеевской компоненты к лявовской было обратным (>1) [3, 9]. Хотя все предыдущие определения были выполнены по оценке временных запаздываний характерных особенностей записи и больше относились к определению групповых скоростей, объяснить подобную смену соотношений в данное время трудно. Одной из причин, возможно, является сложнослоистое строение вулканических построек, для которых наборы высоко- и низкоскоростных слоев могут давать сложную картину изменения скоростей сейсмических волн с глубиной. Абсолютные значения скоростей вулканического дрожания хорошо согласуются с предыдущими определениями для различных вулканов мира [3, 9, 16, 18].

Стабильность спектральных характеристик вулканического дрожания во времени для неизменных условий наблюдения была убедительно продемонстрирована как в нашей работе, так и в предыдущих [3, 8, 19]. Это означает, что на интервалах наблюдения (около 10 сут) система источник — среда остается неизменной. Но как ведет себя эта система на более длинных интервалах и при смене режима извержения, до на-

Рис. 10. Сравнение спектров мощности вулканического дрожания, зарегистрированного: 1 — в 1987 г. и 2 — в 1986 г. *a* — для компоненты *y*; *b* — для компоненты *z*

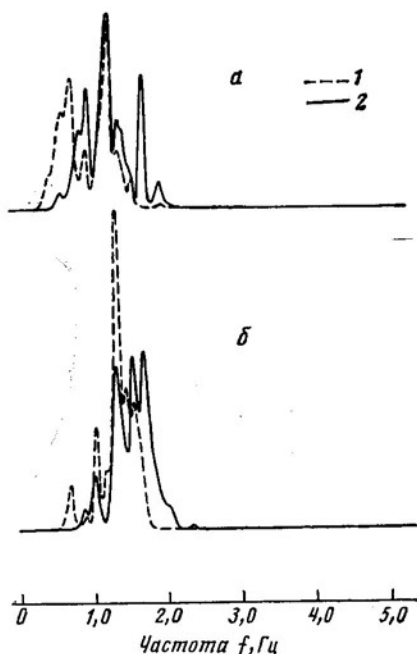


Рис. 10

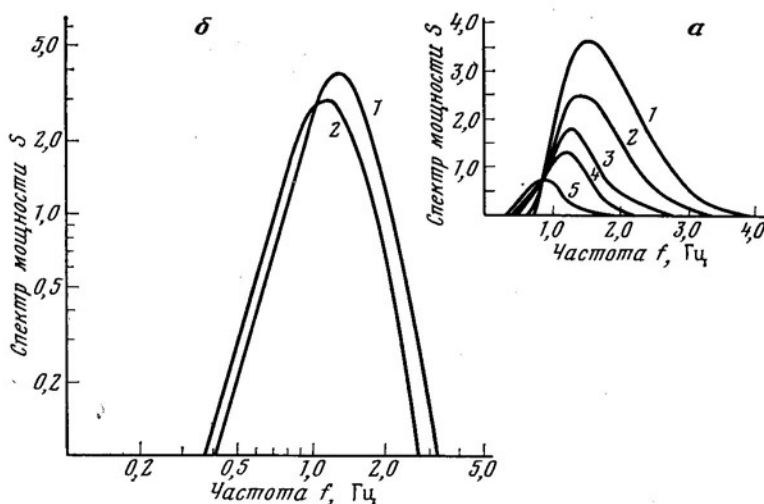


Рис. 11

стоящего времени можно было судить только по наблюдениям стационарных сейсмических станций, которые давали обобщенные характеристики вулканического дрожания [5, 18, 20].

Для детального анализа особенностей спектров вулканического дрожания в сентябре 1987 г. были повторены наблюдения в нескольких пунктах профиля, на котором проводились наблюдения в 1986 г. (см. рис. 2). Условия наблюдения, кроме режима деятельности вершинного кратера Ключевского вулкана, были абсолютно идентичные. Активность вулкана была значительно выше, чем в июле 1986 г., и соответственно интенсивность вулканического дрожания тоже больше. На рис. 10 приведены примеры сравнения спектров дрожания в пункте 2 (см. рис. 2). Спектры представлены в относительных масштабах. Можно отметить,

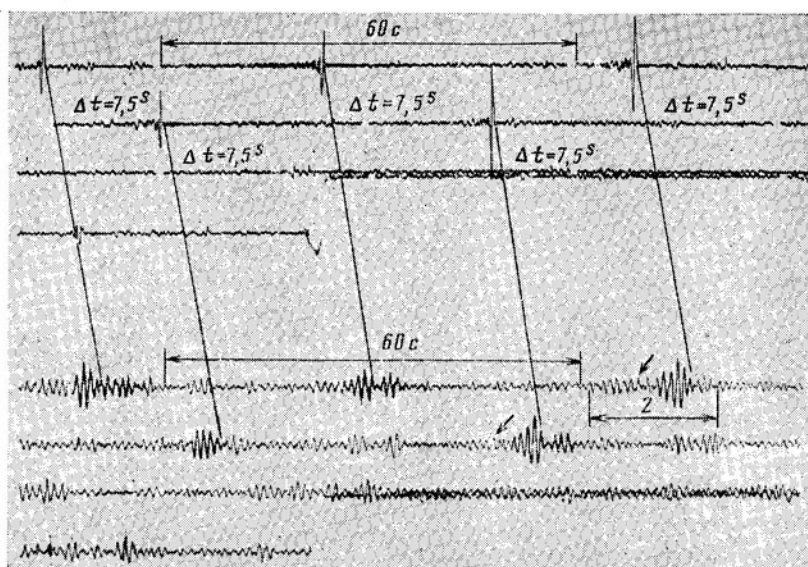
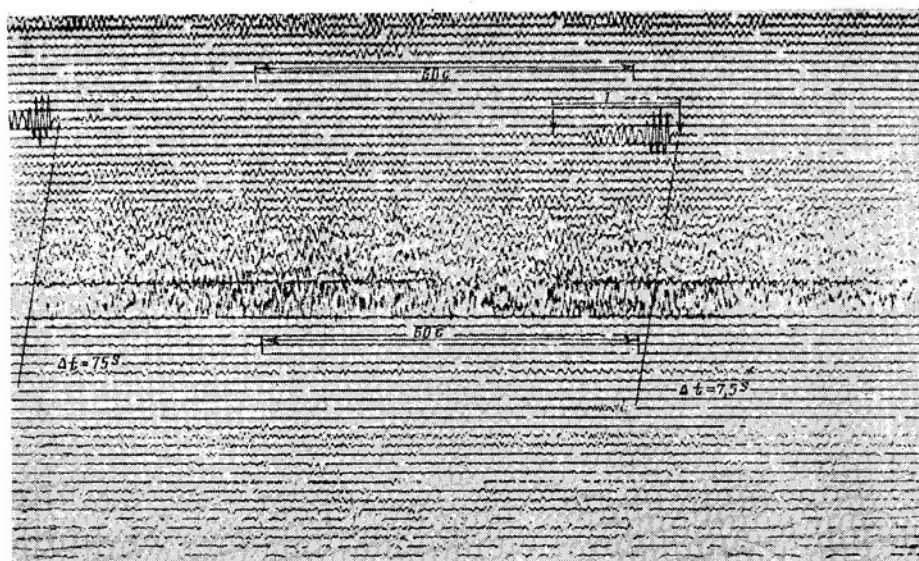


Рис. 12, а, б

что при сохранении детальной структуры спектров (повторение максимумов) в 1987 г. наблюдается более низкочастотный характер дрожания. Как было отмечено выше, вклад низкочастотной части спектров дрожания возрастает с увеличением интенсивности дрожания. Огибающие спектров, по наблюдениям в 1986 и 1987 гг., различаются, в то время как детальные особенности совпадают. Это подтверждает ранее сделанный вывод, что источник вулканического дрожания характеризуется только огибающей спектров вулканического дрожания.

Спектры вулканического дрожания в ближней зоне источника. На основании полученных результатов об изменении спектров с расстоянием и конкретных величин коэффициентов затухания сейсмических волн вулканического дрожания оценим форму огибающей спектров в ближней зоне источника.

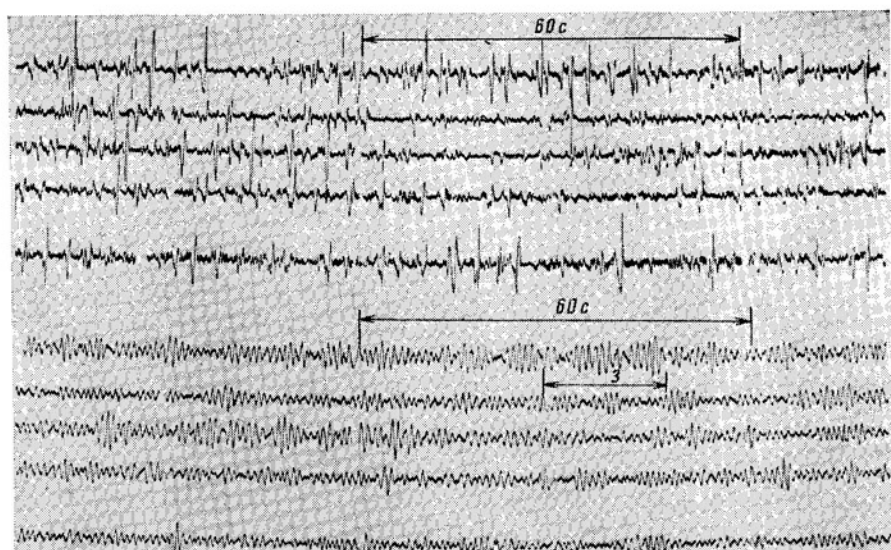


Рис. 12. Одновременные записи вулканического дрожания и акустических сигналов на с/ст. Прорыв-3 во время извержения Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). *а* — одиночных взрывов в активном кратере. Вверху сейсмический канал *х* (радиальный к кратеру); внизу запись акустических сигналов микробарографом; *б* — последовательность взрывов. Вверху — акустический канал; внизу — вертикальный сейсмический. Стрелками указаны вступления воздушных волн на сейсмическом канале; *в* — серия частых взрывов. Вверху — акустический канал, внизу — вертикальный сейсмический. Цифрами отмечены участки, для которых рассчитывались спектры

Наиболее близким пунктом наблюдения к вершинному кратеру был радиотелеметрический пункт, установленный в 1987 г. на высоте 2800 м (см. рис. 1). Расстояние до вершинного кратера по составляющей конуса было около 4 км. На рис. 11, *а* показаны осредненные огибающие спектров мощности вулканического дрожания для различных расстояний от вершинного кратера Ключевского вулкана. Спектры получены по наблюдениям в 1984, 1986 и 1987 гг. Очевидна трансформация спектров с расстоянием из-за большего поглощения высокочастотных составляющих. С учетом значений поглощения, полученных в работе авторов в 1984 г. [3], спектр дрожания был экстраполирован в окрестности источника (~ 1 км). На рис. 11, *а* он представлен кривой 1. Следует отметить, что все спектры на рис. 11, *а* приведены в относительном масштабе. На рис. 11, *б* спектр в ближней зоне показан в двойном логарифмическом масштабе и с учетом поправки за амплитудно-частотную характеристику аппаратуры. Здесь же приведен экспериментальный спектр мощности вулканического дрожания, записанного на расстоянии 4 км от вершинного кратера. Можно отметить, что спектры вулканического дрожания в ближней зоне хорошо соответствуют по форме теоретическим спектрам поверхностных волн [6].

Взаимосвязь дрожания с извержением. Вулканическое дрожание в диапазоне частот 0,5–5 Гц существует почти во всех случаях во время извержения. Соответствие режима извержения и интенсивности дрожания отмечалось неоднократно [3, 5, 7, 9, 19, 20].

Во время извержения Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) одновременная регистрация сейсмических сигналов и киносъемка активного кратера однозначно определили соответствие между выбросами из кратера и интенсивными группами сейсмических колебаний [9]. В настоящей работе мы продемонстрируем одновременные записи вулканического дрожания и акустических сигна-

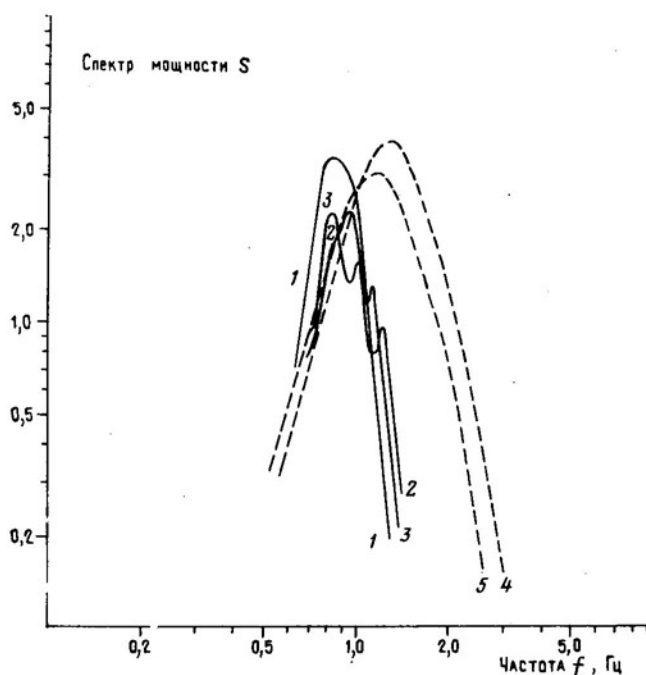


Рис. 13. Спектры мощности вулканического дрожания. 1—3 — Северный прорыв БТТИ соответственно участкам, отмеченным на рис. 12, а, б, в.; 4, 5 — огибающие спектров мощности дрожания Ключевского вулкана на расстояниях 1 и 4 км соответственно. Спектры приведены в относительных масштабах

лов, полученные во время извержения Северного прорыва БТТИ¹. На рис. 12 показаны записи для различных режимов деятельности вулкана. На рис. 12, а — отдельные взрывы на спокойном фоне, в конце записи — постепенный переход к непрерывному дрожанию. На рис. 12, б — последовательность взрывов и соответствующие им сейсмические сигналы. На рис. 12, в — серия частых взрывов и почти непрерывное вулканическое дрожание. На рис. 13 приведены спектры мощности, соответствующие каждому типу сигнала. Все они идентичны и по форме совпадают со спектрами вулканического дрожания Ключевского вулкана в ближней зоне (расстояние от станции Прорыв-3 до активного кратера — 3,4 км). Частота максимума спектров для дрожания БТТИ ниже, чем для дрожания Ключевского вулкана, и это может быть связано с большей интенсивностью дрожания (соответственно с большими размерами источника). Из приведенных записей и по предыдущим наблюдениям можно уверенно определить соответствие между режимом извержения и интенсивностью вулканического дрожания.

Заключение

Вышеприведенные результаты дают основание рассматривать процесс возникновения и распространения вулканического дрожания как возбуждение сейсмических колебаний поверхностными источниками в сложнопостроенных средах [1, 17]. Близкие параметры вулканического дрожания для различных типов извержения и для разных вулканов объясняются, по всей видимости, сходными свойствами строения среды активных вулканов. Многочисленные модели источников дрожания, рас-

¹ Регистрация вулканического дрожания проводилась на станции Прорыв-3 В. В. Фешиним.

смотренные в предыдущих работах [2, 12, 13, 15, 21], представляют разные варианты возбуждения сейсмических колебаний резонаторами различных типов. Основываясь на наблюдениях в одной или нескольких разнесенных точках, авторы переносят наблюдаемый спектр в область источника, что, как было показано в нашей работе, неверно. Переход от спектра волнового поля к спектру источника является сложной обратной задачей, не имеющей однозначного решения. Построение модели требует дополнительных детальных данных о строении среды вблизи активного кратера, это во многих случаях требует организации специальных трудоемких работ. Наиболее простой путь — пользоваться экспериментальными результатами изучения параметров однотипных источников (взрывы газовых и газожидкостных смесей) и непосредственное определение характеристик акустических сигналов вулканических извержений. Одновременное исследование параметров сейсмических и акустических сигналов позволит определить функцию передачи энергии в твердую среду и в конечном итоге описание энергетического режима извержения по наблюдениям вулканического дрожания. Эта задача является наиболее важной для вулканологических исследований, так как она представляет инструментальный метод слежения за деятельностью активных вулканов. Детальное изучение процессов, происходящих во время извержения, требует организации специальных наблюдений за комплексом параметров (сейсмологических, акустических, магнитоэлектрических и др.) в ближней зоне источника.

В настоящее время результаты исследования волновых полей вулканического дрожания, полученные в нашей работе, позволяют считать:

1. Волновые поля вулканического дрожания в диапазоне 0,5–5,0 Гц состоят из поверхностных волн и сильно трансформируются в процессе распространения.

2. Детальные характеристики спектров вулканического дрожания отражают особенности строения среды в пункте наблюдения, в то время как огибающие спектров содержат информацию об источнике дрожания.

3. Система источник — среда для вулканического дрожания сохраняет постоянные характеристики на длительных интервалах времени. Изменения интенсивности дрожания однозначно связаны с режимом извержения.

4. Вулканическое дрожание в диапазоне частот 0,5–5 Гц может служить надежным количественным параметром для слежения за режимом извержения. Для получения абсолютных оценок энергетических параметров извержения необходимо определить функцию передачи энергии процессов газовыделения (взрывы, непрерывное истечение) в сейсмические волны.

В заключение авторы благодарят А. А. Долганова, В. Г. Ушакова, В. П. Ханзутина за организацию и получение материалов наблюдения на радиотелеметрическом пункте на высоте 2800 м в 1987 г., а также Н. В. Скворцова, В. С. Борисенко, Е. С. Федорова за проведение полевых наблюдений в 1986 и 1987 гг. и О. П. Нечипоренко за предварительную обработку материалов наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Михайленко Б. Г. Решение задачи Лэмба для вертикально-неоднородного упругого полупространства//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 2. С. 11–25.
2. Гордеев Е. И. О возможном механизме низкочастотного вулканического дрожания// Вулканология и сейсмология. 1985. № 3. С. 68–77.
3. Гордеев Е. И., Мельников Ю. Ю., Сеницын В. И., Чебров В. Н. Вулканическое дрожание Ключевского вулкана (извержение вершинного кратера в 1984 г.)//Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 39–53.
4. Гордеев Е. И., Феофилактос В. Д., Чебров В. Н. Исследования вулканического дрожания Толбачинского извержения//Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 151–163.

5. Горельчик В. И., Степанов В. В., Ханзутин В. П. Вулканическое дрожание при Большом Трещинном Толбачинском извержении в 1975 г.//Геологические и геофизические данные о БТИ 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 146—150.
6. Грудева Н. П., Левишин А. Л. Теоретические спектры сейсмических волн. I. Поверхностные волны//Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии (Выч. сейсм. Вып. 10). М.: Наука, 1977. С. 83—106.
7. Токарев П. И. Вулканическое дрожание//Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. С. 55—72.
8. Токарев П. И. Низкочастотное вулканическое дрожание (изучение низкочастотного дрожания на Камчатке)//Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 56—78.
9. Токарев П. И., Лемзиков В. К. Изучение вулканического дрожания при Толбачинском извержении в 1976 г.//Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 79—87.
10. Федотов С. А., Хренов А. П., Жаринов Н. А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932—1986 гг. и возможное развитие//Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3—16.
11. Чебров В. Н., Сеницын В. И., Попов Е. В. и др. Аппаратура для временных локальных сетей сейсмометрических станций//Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 91—97.
12. Chouet B. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 1881—1893.
13. Cosentino M., Lombardo G., Patane G. et al. Seismological researches on Mount Etna: state of art and recent trends//Mem. Soc. Geol. It. 1982. № 23. P. 159—202.
14. Dvorac J. J., Okamura A. T. Variations in tilt rate and harmonic tremor amplitude during the January-August 1983 east rift eruptions of Kilauea volcano. Hawaii//J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. № 15. P. 249—258.
15. Ferrick M. G., Qamar A., St. Lawrence W. F. Source mechanism of volcanic tremor//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 8675—8683.
16. Guerra I., Lo Bascio A., Luongo G. et al. Seismic activity accompanying the 1974 eruption of Mount Etna//J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1976. V. 1. № 4. P. 347—362.
17. Lamb H. On the propagation of tremors over surface of elastic solids//Phil. Trans. Roy. Soc. A. 203. 1904.
18. Mc Nutt S. R. Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska//BSSA, 1986. V. 76. P. 153—175.
19. Mc Nutt S. R. Volcanic tremor at Pavlov volcano, Alaska, October 1973 — April 1986//PAGEOPH. 1987. V. 125. № 6. P. 1051—1077.
20. Scandone R., Malone S. D. Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980//J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. № 23. P. 239—262.
21. Seidl D., Schick R., Riuscetti M. Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin//Bull. Volcanol. 1981. № 44. P. 43—56.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
20.IV.1988

Технический редактор И. В. Карандашова

Сдано в набор 29.05.89	Подписано к печати 14.07.89.	T-10366	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 7,6 тыс.	Уч.-изд. л. 9,8 Бум. л. 3,5
Тираж 758 экз. Зак. 3037 Цена 1 р. 20 к.			

Адрес редакции: 103062, Москва, Подсосенский пер., 21. Тел. 227-01-45
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СССР В 1987 ГОДУ. 1990. 34 л. 6 р. 80 к.

Сборник является ежегодным изданием. В нем приводятся обзоры сейсмичности сейсмоактивных регионов СССР, а также данные о наиболее сильных землетрясениях мира. Основное содержание сборника — каталоги землетрясений СССР, составленные на основе обобщения инструментальных данных сейсмических станций.

Сборник рассчитан на сейсмологов, специалистов в области сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии.

СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА: / Прогностические аспекты /.
1990. 11 л. 2 р. 20 к.

Обсуждаются условия подготовки и возникновения землетрясений, характеристики сейсмичности, связи ее со структурными особенностями земной коры и тектоникой. На основе геолого-структурных методов реконструкции изучены поля тектонических напряжений различных иерархических уровней в Байкальской рифтовой зоне. Рассматриваются поведение сейсмогенерирующих зон разломов в развитии сейсмического процесса, условия активизации зон сочленения разломов во внешнем силовом поле. Обсуждается надежность определения наклона графика повторяемости в зависимости от объема данных и методов определения этого параметра.

Книга предназначена для сейсмологов, геофизиков, геологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Ленина, 42;
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22.



«НАУКА»