

КАМЧАТСКИЙ ОТДЕЛ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА СССР

В. Н. ВИНОГРАДОВ, Н. Е. ЛИТАСОВ, Я. Д. МУРАВЬЕВ,
А. Ю. ОЗЕРОВ, А. П. ХРЕНОВ

ПОБОЧНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ В ЛЕДНИКОВОМ ПОЯСЕ
КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА В 1983 г.

Извержение вулкана в толще ледникового пояса представляет довольно редкое природное явление, изучение которого позволяет раскрыть новые стороны проблемы взаимодействия вулканизма и оледенения. Специфика подобных извержений заключается в том, что их деятельность происходит на крутых склонах в тесном контакте с ледяными образованиями и сопровождается формированием и сходом мощных водных и грязевых потоков (лахаров).

Огромные абсолютные высоты вулканов Ключевской группы обусловили наличие здесь крупнейшего на Камчатке ледникового района. Только со склонов Ключевского вулкана берет начало 8 ледников, общей площадью около 115 км² (Виноградов, 1975). С седловины между этим вулканом и массивом Плоских сопок стекают самые крупные ледники Камчатки — Эрмана и Богдановича, а на склонах восточных эксплозий лежат ледники Влодавца, Сопочный, Келля, Пийга, Шмидта и Иванова. Кроме того, конус вулкана образуется ледяным поясом — сложным ледниковым комплексом, состоящим из переслаивания натечного льда с небольшими по мощности лавовыми потоками, рыхлыми вулканическими продуктами, сцементированными льдом.

В морфологии поверхности постройки Ключевского вулкана выделяются три высотно-гляциальные зоны, каждая со своей характерной поверхностью, внутренним строением и режимом существования. Верхняя зона — ледяной пояс — располагается в пределах высот 2700—4200 м над уровнем моря. Толщина ледяного чехла около 50—60 м. В отдельных местах на поверхность выходят дайки и скалистые гребни древних лавовых потоков. Наличие во льду большого количества включений вулканического материала влияет на скорость движения льда и развитие других гляциальных процессов. По наблюдениям на западном склоне вулкана доля пирокластического материала в строении «ледяного пояса» достигает 40—60%, т. е. речь идет скорее о ледово-пирокластическом поясе. По расчетам А. Н. Божинского (1978) наличие во льду такого количества включений тормозит развитие различного рода возмущений на поверхности и в толще ледника (кинематических, тепловых и др.) в 4—10 раз. Действительно, ледяной пояс Ключевского вулкана является крайне инертным (по сравнению с нормальными ледниками) ледяным образованием. При крутизне поверхности до 30—35° скорость движения льда не превышает 10 м в год. Вследствие крутизны склонов основная масса сезонного снега сдувается к подножию конуса, а остаток в течение летнего сезона преобразовывается в натечный лед, который и цементирует рыхлые продукты извержений вершинного кратера.

Ниже, на высотах 2200—2700 м, широко распространены «мертвые» и погребенные льды, выраженные на поверхности многочисленными моренными грядами. Мощность льдов в этой зоне до 20—30 м. В основном остатки льдов в этой зоне являются результатом отмирания отдельных языков ледников при смене русел движения из-за побочных извер-

жений или уничтожения областей питания отдельных ледников при сильных извержениях вершинного кратера.

Третья высотно-морфологическая зона — многолетне-мерзлых пород — спускается до высот 700—800 м. Мощность мерзлоты до 100 м. Не исключено, что под льдами верхних высотно-морфологических зон также залегают мерзлые породы. Сложена она, в основном, моренно-пирокластическими отложениями в переслаивании с лавовыми потоками. В этой зоне, на высотах 1900—2100 м, зарождаются «сухие» реки, прорезающие в своих верховьях склон вулкана на глубину до 100—120 м узкими каньонообразными долинами.

Все зоны, сверху—вниз, пропизывают собственно ледники, которые формируются в западинах рельефа нижней половины ледяного пояса (высоты 3000—4000 м над уровнем моря), а отдельные языки спускаются далеко вниз. В области питания ледников их толщина в среднем составляет 60—80 м, а в конечной части менее 50 м. Ледники Ключевского вулкана — очень динамичные образования, что, несомненно, связано с его высокой активностью. Наблюдения С. А. Коиради (1925) в 1908—1909 гг. на восточном склоне вулкана привели его к выделению т. н. «блуждающих» ледников. Действительно, моренные гряды на поверхности нижних высотно-морфологических зон маркируют положение ледниковых потоков, истекавших из одной области питания, но в разное время.

Из известных побочных извержений только три происходили в ледниковом поясе Ключевского вулкана: прорыв 1937 г. (Меняйлов, 1947), прорыв Пийпа в 1966 г. (Кирсанов, 1967) и IV Всесоюзного вулканологического совещания в 1974 г. (Виноградов и др., 1977).

Об извержении 1937 г. известно крайне мало. А. А. Меняйлов наблюдал его из с. Ключи с начала октября 1937 г. по конец марта 1938 г. по проявлениям деятельности трех эруптивных центров за западной образующей склона вулкана и седловины с Плоскими сопками. В настоящее время на предполагаемом месте паразитического кратера Перевальный (по А. А. Меняйлову) над поверхностью ледника возвышается на несколько метров кромка кратера большого шлакового конуса диаметром около 50 м. Лавовых излияний из этого кратера не наблюдалось. Источником лавовых потоков, выраженных в рельефе поверхности области питания ледника Богдановича, мог служить «Радиет» — эруптивное жерло на юго-западном склоне вулкана.

Следующее извержение, прорыв Пийпа, произошло в ледово-пирокластическом чехле вулкана на высоте 1800—2100 м (Андреев и др., 1976), вызвав активизацию ледника Влодавца и продвижение его фронта на 900 м. Одновременно активизировались отдельные участки погребенного льда, которые превратились в четко выраженные, продвинувшиеся к лавовому потоку ледниковые языки.

С 23 августа по 1 декабря 1974 г. состоялось побочное извержение, названное в честь состоявшегося на Камчатке IV Всесоюзного вулканологического совещания «прорывом Совещания». Прорыв произошел в верховьях ледника Богдановича на высоте 3200—3600 м юго-западного склона Ключевского вулкана. Взаимодействие лавы со льдом происходило на протяжении всего периода деятельности извержения. В результате образовалось специфическое по морфологии поверхности лавовое поле. В полной мере проявились и вулканогляциальные процессы. Но из-за труднодоступности района извержения и зимнего времени изучение прорыва им. IV ВВС было проведено в недостаточной мере.

Состояние вершинного кратера Ключевского вулкана

С октября 1977 г. по 1979 г. Ключевской вулкан находился в стадии терминального извержения. В кратере вулкана был сформирован шла-

ковый конус с диаметром основания 250 м, высотой 100 м. В 1978 году внутрикратерный конус имел два двоянных (в виде восьмерки) эксплозивных жерла. У подножия конуса действовало две бокки: восточная — эксплозивная — периодически, через 2—3 мин., выбрасывала парогазовый столб, нагруженный пеплом; через северо-западную — эффузивную — происходило излияние лавы, заполняющей кратер вулкана. Уровень этого лавового поля в течение года все время поднимался. Главный подводный канал вулкана в это время был полностью заполнен лавой. В 1980 году после окончания терминального извержения уровень лавы в кратере понизился, а в марте на восточном склоне вулкана на высоте 1800 м произошло кратковременное излияние лавы (Двигало и др., 1981, Иванов, Кирсанов, 1980). В 1982 г. в кратере вулкана произошло обрушение, в результате которого исчез шлаковый конус, образовавшийся там в 1977—1980 гг. и сохранявшийся в 1981 г. В конце декабря 1982 г. в центре внутрикратерного шлакового конуса с диаметром основания около 400 м образовалось жерло около 300 м в поперечнике и глубиной 150 м. Было установлено, что уровень магматической колонны в кратере еще больше понизился, так как глубина канала стала сравнима с его диаметром.

С 15 по 23 февраля 1983 г. из кратера отмечались слабые пепловые взрывы, которые сопровождалась выбросом бомб на высоту до 600 м над кратером, иногда по ночам наблюдалось свечение.

28 февраля в 4 часа 7 минут по Гринвичу произошло землетрясение силой 3 балла на северо-восточном склоне вулкана с очагом на глубине около 10 км и эпицентром в 3 км от центрального кратера по азимуту 70°. Рой землетрясений на северо-восточном склоне вулкана начался сразу же после этого землетрясения и предвещал извержение. Заведующим лабораторией прогноза и механизма извержений Института вулканологии ДВНЦ АН СССР П. И. Токаревым был сделан оперативный прогноз о возможном побочном извержении с 4 по 9 марта 1983 г. (Токарев, 1983).

Описание хода извержения

Извержение началось 8 марта 1983 года на крутом восточном склоне вулкана на высоте 2875 м над уровнем моря (рис. 1). Эруптивный центр локализовался на границе ледника Келля и псевдоморены. Из него происходило непрерывное фонтанирование лавы. В результате взаимодействия лавы с ледником возникали горячие водные потоки, которые проливали в леднике узкое ущелье. По этому ущелью вниз по склону узкой лентой изливался лавовый поток со скоростью от 5 до 7 м/с. Расход лавы в начале извержения составил более 25 м³/с. Вдоль ледникового ущелья на его южном борту были видны следы пепла — результат фреатических взрывов.

18 марта лавовый поток раздвоился и один из его языков (южный) достиг твердого участка склона и стал доступным для опробования. В это же время на лавовом потоке, который составлял в длину около 1 км, впервые были зафиксированы вторичные бокки (лавоводы). Лава из глубины по-прежнему продолжала поступать на поверхность из одного эруптивного центра, а ее транспортировка к удаленным боккам осуществлялась по лавоводам, сформировавшимся в теле лавового поля.

23 марта, на 15 день извержения, на истоке лавы за 12 часов вырос шлаковый конус высотой 15 м. Из конуса происходили выбросы шлака, пористых вулканических бомб на высоту до 40 м над кромкой кратера. Взрывы следовали с интервалом 3—5 сек. В бокках на его склоне периодически было видно горение газа (пламя голубого цвета; как у газовой горелки). Лава поступала на поверхность из-под основания



Рис. 1. Общий вид на побочное извержение из г. Ключи. Апрель 1983 г. Фото Н. П. Смелова.

конуса и по лавоводам. С этого времени на истоке отмечается увеличение вязкости лавы с $1,8 \cdot 10^4$ до $1,5 \cdot 10^5$ Пуаз, температура ее поверхности на истоке не превышала 1080°C .

1 апреля уровень лавы в шлаковом конусе поднялся, и лава в течение нескольких часов выплескивалась и изливалась дополнительно через кратер шлакового конуса. Высота выброса бомб в это время достигала 100 м. Основная масса бомб размером до 0,5 м вылетала под углом $35-40^\circ$ к горизонту на высоту не более 20 м. В результате конус приобрел правильную геометрическую форму. Лава продолжала изливаться из бокки конуса и через лавоводы, образуя единичные речки внутри лавового поля. Длина речек достигала 4 км, ширина в среднем 10 м и высота бортовых валов 2—3 м. Отдельные лавовые речки двигались на фронте со скоростью 300—400 м/сутки. Объем лавового поля с этого времени увеличивался преимущественно за счет наращивания мощности, которая на отдельных участках достигала 50 м. Выше основания шлакового конуса в леднике открылась небольшая трещина длиной около 70 м.

2 апреля кратер шлакового конуса представлял собой два эксплозивных жерла. Эксплозивная деятельность шлакового конуса характеризуется длительными паузами (3—4 дня) и периодами активности от нескольких часов до двух суток. Парогазовые выбросы из шлакового конуса сопровождалась звуковыми эффектами и были либо одиночными, либо образовывали последовательную серию из нескольких взрывов. Отчетливо наблюдалась закономерность в деятельности эксплозивного кратера и лавовой бокки — в момент ослабления эксплозий расход лавы увеличивался, а в момент усиления уровень лавы понижался.

К 12 апреля шлаковый конус увеличил свои размеры, из него продолжалось фонтанирование бомб на высоту до 50 м.

30 апреля произошла просадка и частичное обрушение восточного

склона постройки шлакового конуса; на нем сохранился лавовый поток («зменная голова»), излившийся 1 апреля.

Эффузивная деятельность оставалась на прежнем уровне. Происходило интенсивное наращивание мощности лавового поля. Одновременно наблюдалось до 5—7 действующих лавоводов и выходов из них подвижной жидкой лавы, что способствовало возникновению лавовых озер и запруд на лавовом поле.

5 мая впервые исток лавы стал смещаться к подножию конуса, который к этому времени вновь принял правильную форму, залечив «провалы» на склоне. Действовало несколько лавоводов, верхние истоки лавы были расположены ниже по склону на 400—500 м от подножия конуса, а наиболее удаленные — на расстоянии до двух км от конуса.

28 мая впервые началась перестройка в динамике извержения: резко сократилась эффузивная деятельность, произошло отмирание лавоводов, исток лавы вновь вернулся к подножию шлакового конуса. Истощение лавовых бокк происходило постепенно снизу вверх. Расход лавы резко сократился до 5 м³/с.

31 марта с утра на прорыве не было никаких признаков активности. В 19 час. 15 мин. над конусом появился парогазовый столб, затем начались редкие, но сильные взрывы с выбросом бомб на высоту до 150—200 м, сопровождаемые звуковыми эффектами. На месте истока у подножия конуса образовывались лавовые пузыри, которые периодически лопались, разбрызгивая шлак.

2 июня уровень лавы второй раз поднялся до кромки кратера шлакового конуса. Из него двумя узкими рукавами, обтекая «зменную голову», несколько часов изливалась лава. Одновременно на склоне конуса образовались две новые бокки. Верхняя — газовая — располагалась на 7 м ниже кромки кратера, нижняя — лавовая — у подножия конуса. Отмечалась некоторая синхронность в деятельности бокк: в момент активизации кратера в них понижался уровень лавы и наоборот. Лава, переливающаяся через кратер, была более вязкой, чем та, которая изливалась через нижнюю бокку.

4 июля лавой был разрушен восточный сектор шлакового конуса до уровня верхней бокки. Лава из конуса лавопадом спускалась вниз и двигалась вдоль северного борта лавового поля.

К 10 июня в результате эксплозивной деятельности провал на конусе был засыпан и конус вновь принял правильную форму с крутизной склона в прикратерной части 30—35°. При подъеме уровня лавы в жерле до кромки кратера частота взрывов увеличилась до 2—3 в минуту, затем они переходили в непрерывное фонтанирование с выбросом бомб на высоту до 20 м, а при понижении уровня — взрывы следовали с интервалом в 3—4 с. с высотой полета бомб до 80 м. После 10 июня извержение стабилизировалось, эксплозивная активность конуса уменьшилась, уровень лавы понизился.

До 17 июня включительно режим деятельности сохранялся. Лава изливалась из-под конуса по стабильному руслу, поступая по северному краю лавового поля. Примерно в 700 м от истока русло потока мигрировало, появлялись разветвления, но все отдельные языки потока двигались параллельно, расходясь не более чем на 100—150 м. По направлению течения лава в этот период распространялась не далее 2 км. На всем протяжении потока интенсивно наращивались бортовые валы.

18 июня в 100 м ниже истока потока каньонообразное русло закупорилось лавовой «плотиной». Выше нее по всей длине потока консолидировалась корка и образовалась новая лавовая труба. Исток лавы еще раз переместился вниз от подножия конуса. Расход лавы несколько уменьшился и стал менее стабильным.

19 июня уровень лавы на истоке поднялся на 1,5—2 м, значительно

возросла ее скорость, во многих местах лава начала переливаться через борта, наращивая их. Примерно через 30—40 мин. расход лавы снова уменьшился до прежней величины. Судя по морфологии бортовых валов, такие пульсации расхода происходили многократно. Основное русло лавового потока сместилось к югу. С этого времени увеличение площади лавового поля прекратилось. Вся лава шла только по предыдущим порциям потока.

24 июня вновь ожила лавовая бокка у основания конуса, расход лавы был равен $7 \text{ м}^3/\text{с}$.

26 июня расход лавы на истоке снизился до $0,3\text{—}0,5 \text{ м}^3/\text{с}$. При сохранении геометрических параметров русла скорость лавового потока уменьшилась до $1,3 \text{ см}/\text{с}$. Поверхность лавы на истоке имела типичную форму заданных вверх «лепестков», выдавившихся в очень вязком состоянии.

27 июня в 14 час. 15 мин. деятельность шлакового конуса и истечение лавы прекратились. Извержение закончилось. В кратере Ключевского вулкана во время извержения происходили редкие парогазовые выбросы, иногда нагруженные пеплом, ночью наблюдалось свечение. После окончания побочного извержения активность вершинного кратера вулкана прекратилась. Таким образом, побочное извержение Ключевского вулкана в 1983 г. продолжалось 112 суток.

Анализ характера эффузивной деятельности прорыва во времени позволяет выделить 3 этапа извержения.

1. Начальный этап — с 8 по 23 марта. Формируется эруптивный центр по скрытой в леднике трещине. Из него происходит фонтанирование и излияние лавы, сопровождающееся интенсивным разрушением ледника.

2. Основной этап — с 24 марта по 28 мая. Формируется шлаковый конус. Появляются и действуют лавовые трубы (лавоводы). Постоянная миграция русел лавовых речек. Основной поток лавы движется вниз по склону, происходит формирование лавового поля и наращивание его мощности. Расход лавы в полтора — два раза меньше, чем на первом этапе.

3. Заключительный этап — с 29 мая по 27 июня. Лавовые трубы отмирают. Исток лавы из бокк шлакового конуса. Резко возрастает нестабильность расхода лавы. Нарастает мощность верхней половины лавового поля.

Динамика ледника Келля

Прорыв магмы произошел по трещине, раскрывшейся в правом борту южной ветви ледника Келля немного выше уровня фирновой границы ледника. С самого начала извержения лава изливалась в ледник, достигающий на этом участке в глубину 60 м. Сильное таяние снега и льда вызвало формирование сначала мощных водных потоков, а немного позднее сход лахаров. В результате нарушения сплошности ледника, с бортов начались просадки его блоков в направлении образовавшегося ледяного каньона и обрушение льда на лавовый поток. До 23 марта была уничтожена большая часть южного языка ледника Келля, площадью более 1 км^2 , при средней мощности 40—50 м (рис. 2 А, Б).

Начиная с 23 марта над газовой боккой начал формироваться шлаковый конус. Высота его в конце апреля была около 50 м. Южный склон шлакового конуса опирается на гряду псевдоморены, а северный лежит на леднике. В постройке конуса были отмечены прослойки снега, выпадавшего в апреле—мае и перекрытого в дальнейшем выбросами пирокластиков из кратера. В ходе извержения лавовые речки часто меняли свои русла и направление движения. Несомненно, что определенную роль в миграции речек сыграл рельеф подстилающей поверхности.

Если по правому борту лава продвигалась по леднику, то по левому ей приходилось преодолевать многочисленные моренные гряды, частично отражавшие фронт лавовых речек к центру лавового поля. На отмирании одних потоков и продвижении других, по новым руслам, могли сказываться локальные просадки в лавовом поле из-за протаивания под ним массивов погребенных «мертвых» льдов и ледника.

Площадь перекрытых и уничтоженных льдов на конец извержения превышала 2 км², а средняя толщина стаявшего ледникового покрова составила 30—35 м. В местах перекрытия «мертвых» льдов и ледника тонкими лавовыми потоками (0,5—1,0 м) сильного таяния не наблюдалось и происходило погребение ледовых образований.

К началу извержения толщина сезонного снежного покрова в этом районе в среднем достигала 4—5 м, изменяясь от нуля на отдельных

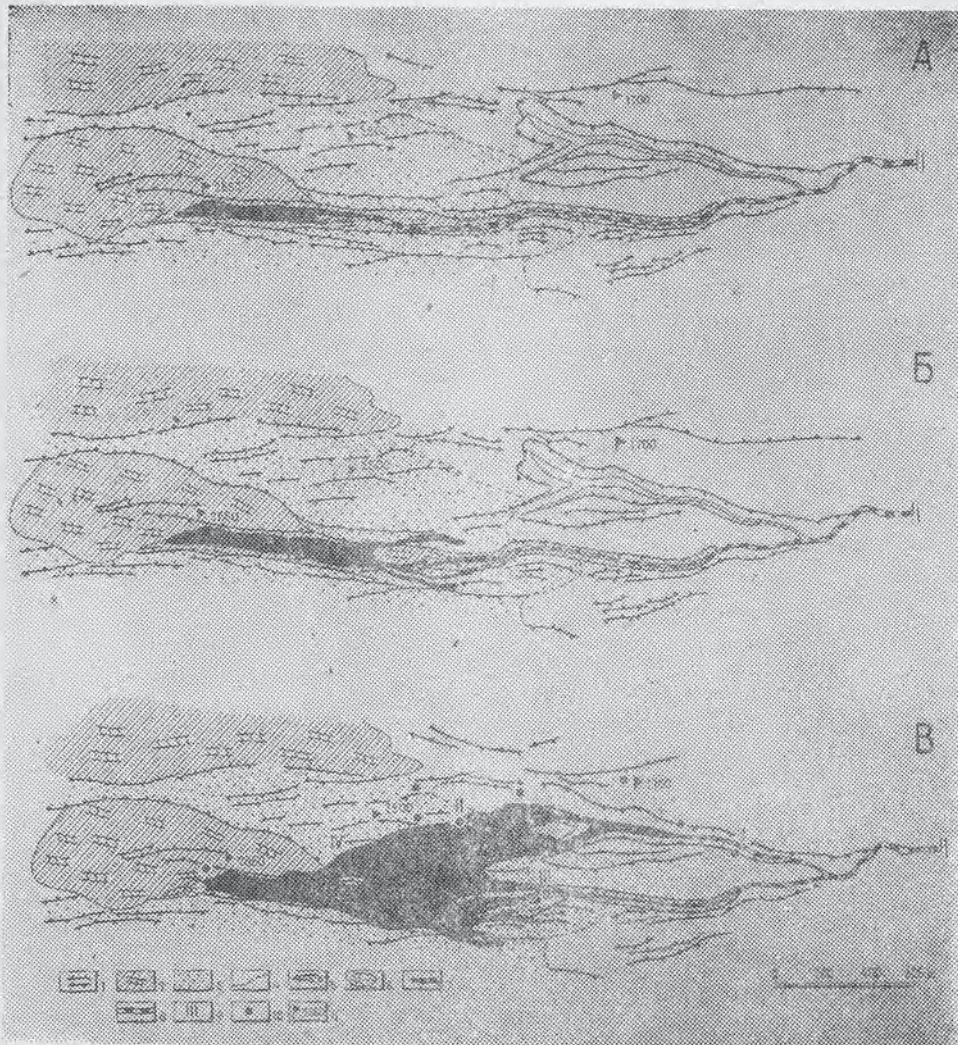


Рис. 2. Динамика лавового поля и ледника Келля во время извержения Ключевского вулкана в 1983 г.

А — 11 марта 1983 г.; Б — 18 марта; В — 30 апреля; 1 — обрывы (а), гребни (б), выраженные в рельефе; 2 — ледник; 3 — морены с «мертвыми» и погребенными льдами; 4 — нижняя граница морен с ледяным ядром; 5 — трещина и лавовая бокка; 6 — аккумулятивный конус; 7 — лавовые потоки (поле); 8 — русла водных и грязевых потоков; 9 — отложения лахаровых потоков; 10 — гидростворы; 11 — места отбора проб на гидрохимию; 12 — положение базового и временных лагерей с высотой (м).

гребнях и вершинах моренных гряд до 8—10 м в западинах между моренами и на днищах долин «сухих» рек. Средняя плотность снежного покрова в зависимости от толщины изменяется от 0,30 г/см³ при 1—2 м до 0,50 г/см³ при его максимальных величинах. Таким образом, в марте 1983 г. водозапас в снегу, в пределах высот 1500—3000 м, составлял величину около 1500 мм.

В результате воздействия лавы на снежный покров и ледник на их контакте образовывались многочисленные разрезы ледника, снежного покрова и погребенных льдов (рис. 3). В 100 м от конуса побочного прорыва в обрыве ледника была описана стратиграфия разреза высотой до 10 м и отобрано 10 проб снега, фирна и льда для оценки эволюции химических примесей во льду (рис. 4). В этом разрезе вскрывается внутреннее строение ледника Келля, типичное для областей питания ледников восточного сектора Ключевского вулкана. В ледниковой толще имеются многочисленные моренно-пирокластические горизонты

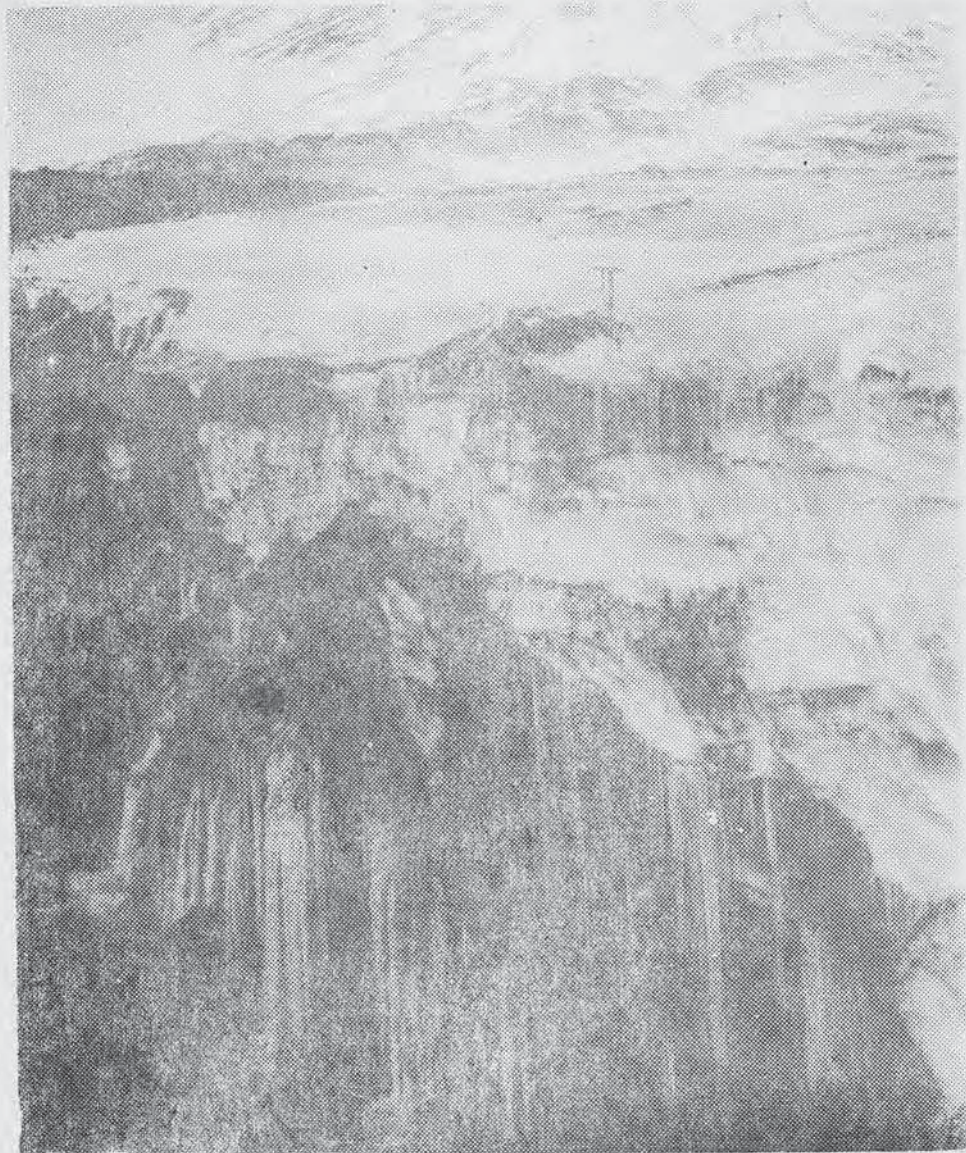


Рис. 3. Обрыв снежного покрова и «мертвых» льдов на контакте с лавовым полем. Фото Я. Д. Муравьева.

и плотностные прослои, свидетельствующие о больших перерывах в аккумуляции льда. Причем концентрация включений особенно велика в верхней половине ледникового обнажения. Объясняется это тем, что нижние слои откладывались ближе к центральной части фирновой области, а по мере приближения к границе питания ледника перерывы в накоплении участились из-за более высоких летних температур на его поверхности. Из особенностей строения разреза можно отметить на-

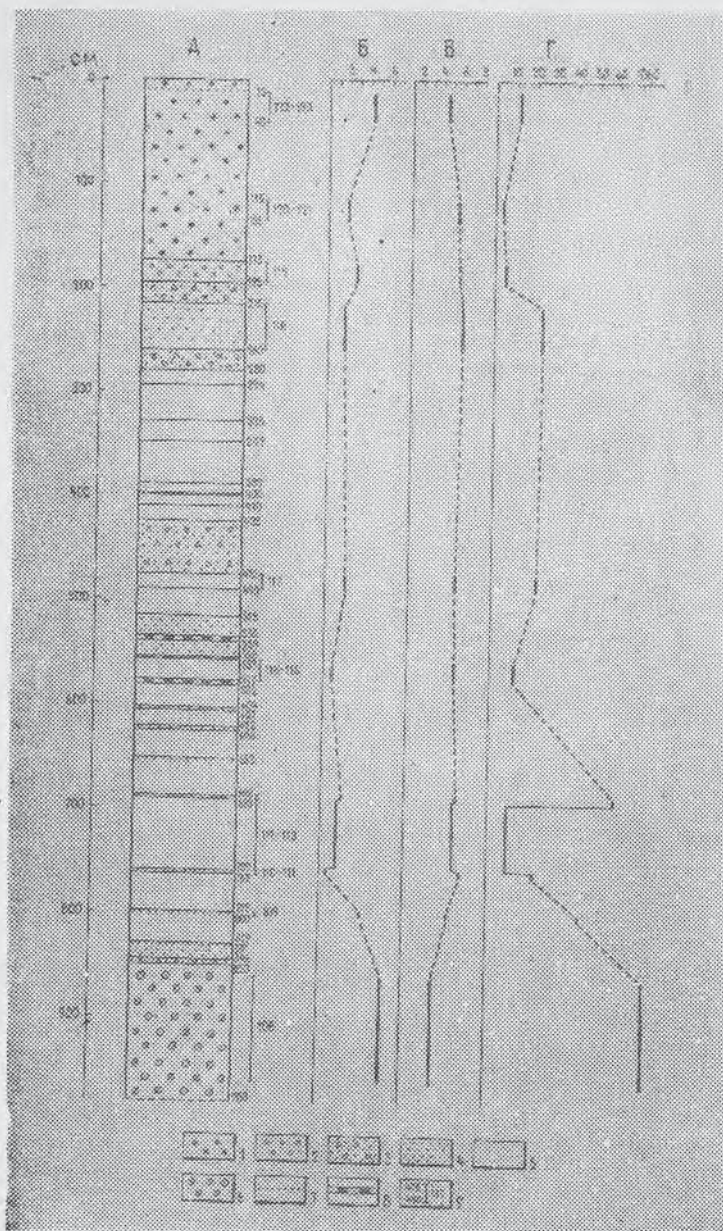


Рис. 4 Стратиграфия ледника Келли и особенности химизма льда. А — стратиграфия ледника: 1 — снегонакопление 1982—83 балансового года; 2 — фирн 1981—82 балансового года; 3 — моренно-пирокластические горизонты; 4 — ледяные слои с повышенным содержанием пепла; 5 — лед без включений; 6 — «пемзовидный» лед в основании толщи; 7 — пепловые прослои; 8 — «плотностные» борозды; 9 — глубина отбора и номера проб снега, фирна и льда на химический анализ; Б — отношение $Cl^-/K^+ + Na^+$ в пробах; В — pH проб; Г — общая минерализация.

личие четких пепловых горизонтов в его нижней половине, сменяющихся выше прослоями морены и переотложенной пирокластики.

На глубине 8,5 м от поверхности ледника и ниже (видимая мощность 1,3 м) вскрывается льдистая масса светло-серого цвета с огромным количеством пепла (30—40% от объема). Лед имел «пемзовидную» структуру, пористый. На ледниках Камчатки аналогов такого льда нами не встречалось. Пепел в сухом состоянии имеет светло-коричневый оттенок. По определению В. Ю. Кирьянова состав пепла базальтовый. В фракции 0,1—0,063 мм содержится: вулканическое стекло — 44%; плагиоклаз — 40%; обломки пород — 15%; рудные минералы — 1%. Изредка встречаются вкрапленники оливина. Вулканическое стекло представлено двумя видами: светло-коричневое, полупрозрачное с микролитами плагиоклаза, темноцветных минералов и рудной пыли и черно-бурые непрозрачные частицы. В составе обломков пород выделяются сростки плагиоклазов и темноцветных минералов, часто в оболочке вулканического стекла. Такой лед мог образоваться скорее в первые минуты или часы извержения в результате «пропаривания» его перегретым паром и вплавления горячего пепла равномерно по всей толще. Препградой для дальнейшего проникновения пепла в лед послужил 5-сантиметровый прослой моренного материала. Сходный механизм проникновения пепла в лед, только с меньшей скоростью, можно наблюдать при облучении прямой солнечной радиацией стенок ледниковых трещин южной экспозиции. В этом случае пепел или частицы мелкозема проникают в лед на 5—7 см за один солнечный день.

Химический состав примесей во льду разреза в основном не имеет значительных вариаций. Общая минерализация возрастает от 4,0—5,2 мг/л в снеге и фирне до 22,0—61,0 мг/л во льду с погребенным пеплом (рис. 4 Б, В, Г). Исключением является проба «пемзовидного» льда, имеющая минерализацию свыше 1 г/л (табл. 1), что на порядок больше, чем в других пробах воды лахаров, водных потоков, снега и льда этого извержения. Хорошим диагностическим признаком непереотложенных погребенных пеплов в леднике может служить отношение $Cl^- K^+ + a^+$. При отношении, равном 3,0 и более пирокластические горизонты можно уверенно относить к первичноотложенным продуктам извержений, от 1,5 до 3,0 — к погребенной абляционной морене или переотложенным, с окружающих склонов, рыхлым продуктам старых извержений, менее 1,5 — к ледяным прослоям, маркирующим поверхность летней абляции. Показателем свежевыпавших пеплов могут служить значения рН менее 4,5. Пробы 108 («пемзовидный» лед) и 118 (табл. 1) представляют собой лед с пеплом и лед с более крупной пирокластикой. Первая проба имеет состав, типичный для водных вытяжек из свежих пеплов (Башарина, 1958, Товарова, 1958, Флеров и др., 1982). Состав раствора сульфатный кальциевый с кислой реакцией (рН — 3,93). Вторая проба имеет нейтральную реакцию (рН — 6,0), состав раствора сульфатный натриево-кальциевый. Пирокластика этого горизонта является абляционной мореной.

Химический состав снежного покрова в районе побочного извержения изменяется в зависимости от удаления от эруптивного центра и лавового поля, загрязненности пеплом от фреатических взрывов и давности отложения (табл. 1). Снег, отбивавшийся на разном удалении от лавового потока (отложен во время пурги в ночь с 17 на 18 мая) характеризуется закономерным увеличением минерализации по мере приближения к потоку и на контакте с ним уже имеет общую минерализацию 21,5 мг/л. При этом в анионной части преобладающим компонентом является хлорид, а в катионной части ионы натрия, кальция и магния примерно в равных количествах.

Химический состав свежего снега, выпавшего в ночь с 1 на 2 мая при полном штиле в районе базового лагеря, показывает низкую мине-

Таблица 1

Химический состав снега и льда

Компоненты	Проба и дата ее отбора												
	№ 5 снег, 2.5.83 мг/л экв/л	№ 7 снег, 2.5.83 мг/л экв/л	№ 102-103 снег, 18.5.83 мг/л экв/л	№ 104-105 снег, 18.5.83 мг/л экв/л	№ 106-107 снег, 18.5.83 мг/л экв/л	№ 108 лед, 27.5.83 мг/л экв/л	№ 118 лед, 27.5.83 мг/л экв/л						
H ⁺	0,04	0,02	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,00	0,0	0,0	0,14	0,0	0,00
NH ⁺	0,00	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,47	0,0	0,00
Na ⁺	0,2	0,2	0,9	1,5	0,07	1,5	0,06	0,07	1,7	0,07	0,06	1,4	0,06
K ⁺	0,1	0,1	0,4	0,4	0,01	0,5	0,01	0,01	0,5	0,01	0,17	0,4	0,01
Ca ²⁺	0,1	0,1	0,3	1,0	0,05	1,2	0,06	0,06	240,5	12,00	1,01	1,2	0,06
Mg ²⁺	0,1	0,1	0,1	0,2	0,02	0,7	0,06	0,06	23,2	1,01	0,20	1,0	0,8
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	5,7	—	—	—	—
Сумма катионов	0,5	0,5	1,8	3,1	0,15	4,1	0,20	286,0	14,95	4,0	0,21	4,0	0,21
Cl ⁻	2,1	0,5	0,2	5,0	0,14	6,0	0,17	48,9	1,38	2,0	0,08	2,0	0,08
SO ₄ ²⁻	0,4	1,0	1,0	1,0	0,02	1,9	0,04	684,9	14,26	6,7	0,14	6,7	0,14
HCO ₃ ⁻	0,0	0,6	0,0	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,6	0,00	0,6	0,01
F ⁻	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HSO ₄ ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,07	—	—	—
Сумма анионов	2,5	2,1	1,2	6,0	0,16	7,9	0,21	734,3	15,71	10,4	0,23	10,4	0,23
H ₂ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	—	—
H ₄ SiO ₄ раст.	—	—	3,8	6,1	4,2	43,4	4,2	—	—	—	—	2,1	—
H ₄ SiO ₄ колл.	—	—	2,6	3,3	5,3	0,0	5,3	—	—	—	—	1,3	—
Общая минерализация	3,0	2,6	9,4	18,5	21,5	1065,6	5,53	—	—	—	—	17,8	—
pH	4,42	4,70	5,68	5,72	5,53	3,93	—	—	—	—	—	6,0	—

Аналитики О. В. Шульга, О. П. Попова

ральную нагрузку 2,6—2,9 мг/л (пробы 5 и 7). Более низкая минерализация снега (0,61—1,69 мг/л) отмечена лишь на южном склоне Эльбруса в пределах высот 3700—5300 м над уровнем моря (Матвеев, 1964). Однако по данным Л. А. Башариной (1974), исследовавшей состав атмосферных осадков в районе пос. Ключи (ныне город), только концентрация Cl^- составляла после пеплопадов 12 мг/л, а в периоды умеренной деятельности вулканов—около 5 мг/л. Можно предположить, что на больших абсолютных высотах и определенном ветровом режиме минерализация осадков ниже, чем приводится в работе Л. А. Башариной. В то же время даже при такой ультрамалой минерализации отчетливо проявляется влияние кислых вулканических газов. Так, пробы 5 и 7 характеризуются отчетливой кислой реакцией (pH —4,42 и 4,70), а минеральная нагрузка более чем на 50% представлена растворенной соляной и серной кислотами.

Вулкано-гляциальные процессы в ходе взаимодействия лавы и льда

С первого дня извержения лава изливалась в ледник и в результате взаимодействия со льдом образовалось специфическое по морфологии поверхности лавовое поле. Среди побочных излияний лавы Ключевского вулкана аналогом подобного строения может служить лишь прорыв IV ВВС в леднике Богдановича. На формировании лавового поля определенно сказывался моренный рельеф и большая концентрация рыхлых вулканогенных продуктов в толще ледника, но основной причиной, по-видимому, являлся пульсирующий режим излива лавы, что можно объяснить невысоким уровнем стояния магмы (по отношению к побочному прорыву) в подводящем канале вулкана (Ермаков, 1974). Кратковременные уменьшения расхода магмы на истоке сильнее отражаются на потоках лавы, текущих по крутому склону, из-за больших скоростей движения, нежели на длинных пологих склонах, где колебания в поступлении материала отражаются слабее. Аналогичные примеры можно найти и в гляциологии (принимая во внимание, что лед — горная порода). Так, отмеченные выше «блуждающие» ледники формируют моренный комплекс по принципу, близкому с наращиванием площади поля лавовыми речками. При уничтожении части области питания ледника (сравнить с резким уменьшением расхода магмы на истоке) или отчленении ее от языка лахарами, проходящими лавовыми потоками и пр., отторгнутый ледниковый конец бронируется вытаявающей мореной.

а) Талый сток и лахарообразование.

Внедрение лавовых речек в ледник вызвало бурное таяние снега и льда, что привело к образованию и сходу нескольких крупных лахаров к подножию вулкана на расстояние 15—20 км от побочного прорыва. Прежде всего отметим, что лахары, как и большинство селевых потоков невулканического происхождения, характеризуются дискретным заторно-волновым характером движения (отдельными «порциями», валами, волнами). Такой характер движения определяется самим механизмом формирования и условиями движения селевых потоков (Ефремов, 1974). Ввиду того, что непосредственное определение основных характеристик проходящих селевых потоков практически исключено, оценим максимальный лахаровый расход с помощью комплексно-генетического метода С. М. Флейшмана (1973). Наивысшее расчетное значение селевого расхода Q_{max}^c находится из перемножения комплексного коэффициента n_k на максимальный водный расход Q_{max}^b

$$Q_{max}^c = n_k Q_{max}^b$$

В зависимости от механизма формирования селей, присущего данному селеопасному бассейну, от его русловых характеристик, отражающих степень заторности возможного движения селей, и от сочетания

этих характеристик с площадью бассейна, величина комплексного генетического коэффициента n_k может колебаться в пределах от 2—3 до 13—18. Нашему случаю, с резко выраженными факторами лахаровой опасности, отвечают наибольшие значения n_k . Следовательно, при максимальных расходах воды талого стока 10—15 м³/с, максимальный лахаровый расход превышает 200 м³/с. Наши косвенные оценки по отметкам ВСГ* на днищах каньона ниже лавового поля дали величину максимального расхода около 100 м³/с.

В конце апреля — мае были проведены эпизодические наблюдения за стоком ниже наступающего лавового потока на днище долины одного из притоков р. Каменистой. Створ располагался в 600 м от фронта лавы. Дно каньона уже было размывто и углублено на несколько метров предыдущими водными паводками и грязевыми потоками (рис. 5).



Рис. 5. Лахаровый поток в долине р. Каменистой. (Рисунок Т. С. Краевой по фото Н. П. Смелова).
1 — лахар; 2 — отложения предыдущих лахаров; 3 — снежинки; 4 — борта долины; 5 — вулкан Ключевской.

* ВСГ — высший селевой горизонт по С. М. Флейшману.

Движущийся лавовый поток и формирующийся по его левому борту талый сток подрезали крутой склон долины, вызывая частые локальные оползни в его нижней части. Обрушивающиеся массы рыхлого обломочного материала и блоки снежников образовывали на короткое время плотины, которые затем прорывались накапливающимися объемами талой воды. Таким образом и происходило формирование уже упоминавшегося выше заторно-волнового дискретного характера движения вулканогенного селя. На рис. 6 показан гидрограф прохождения

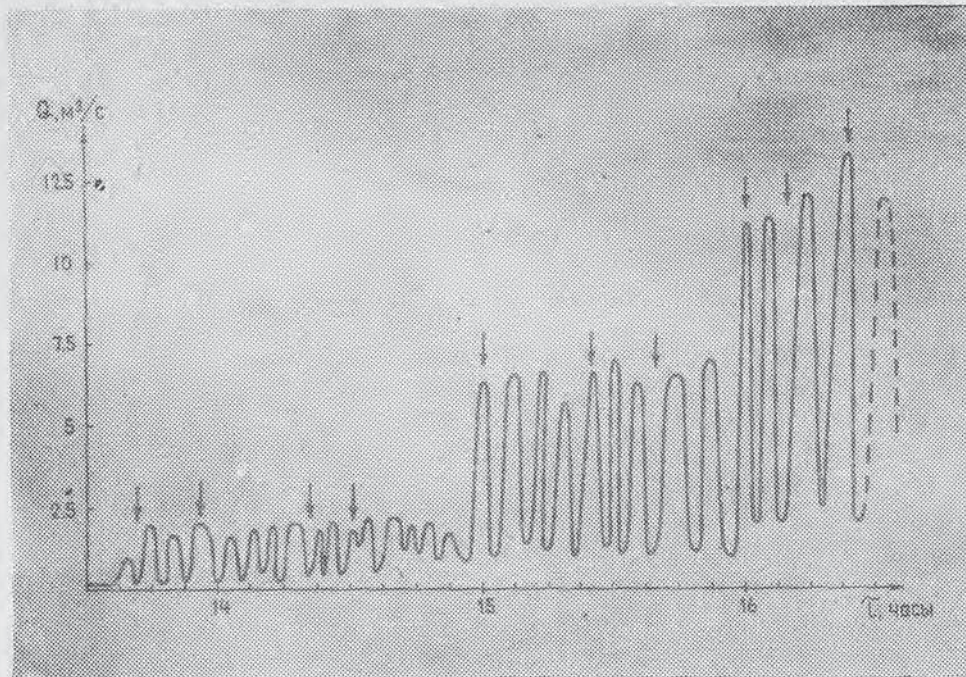


Рис. 6. Гидрограф талого стока 30 апреля 1983 г. с 13 ч. 30 мин. до 16 ч. 30 мин. Стрелками показано время фактических измерений расходов.

лахара 30 апреля. Кроме дискретности (пульсации расхода происходили через 2—3 мин.) отмечалось скачкообразное увеличение Q_{max}^c на порядок: от 0,1—0,3 до 1,0—2,0 м³/с и с 2,0 до 10—15 м³/с. Соответственно, в зависимости от величины расхода, менялись и размеры обломков: от туфоалеврита к туфогравию и далее до валунов более 0,5 м в диаметре (рис. 7). Иногда лахаровый поток приобретал характер связного селя, по консистенции близкого бетону. Твердый сток имеет небольшие размеры при малых расходах, не более 10% от объема. При расходе более 3 м³/с твердая составляющая может превышать 40%, а в последнем случае все 80—90%.

Температура воды в зоне формирования грязевых потоков как правило составляла первые градусы, в то время как на створе изменялась в больших пределах (максимальная измеренная температура равна +47°C). В тех случаях, когда поток переносил обломки остывающей лавы, долина заполнялась паром.

Химический состав талого стока из лавового поля представлен в таблице 2. Необходимо учитывать, что от отбора проб до анализа прошло значительное время и на составе растворов в значительной мере сказались взаимодействие раствора с породой, захваченной в виде тонкой фракции водного потока (табл. 3). Особенно сильно это отразилось на катионном составе воды из лахаровых потоков.

Все пробы характеризуются близконеutralной реакцией, преобладанием в анионной части сульфатов, а катионы представлены (в поряд-

Таблица 2

Химический состав лахаров и талого стока

Компоненты	Проба и дата ее отбора										
	№ 1 лахар, 30.4.83 мг экв/л	№ 2 лахар, 30.4.83 мг экв/л	№ 8 вода, 2.5.83 мг экв/л	№ 9 вода, 2.5.83 мг экв/л	№ 16 вода, 5.5.83 мг экв/л	№ 19 вода, 12.5.83 мг экв/л	№ 101 вода, 17.5.83 мг экв/л				
NH ₄ ⁻	6,0	0,33	0,4	0,7	0,04	0,2	0,01	0,4	0,02	8,0	0,44
Na ⁺	62,0	2,7	12,5	57,2	2,49	48,0	2,09	36,8	1,60	29,5	1,28
K ⁺	3,9	0,1	1,2	2,7	0,07	3,4	0,09	2,65	0,07	2,2	0,06
Ca ²⁺	65,2	3,25	11,7	36,8	1,84	146,0	7,28	115,7	5,77	22,6	1,13
Mg ²⁺	14,5	1,19	2,5	6,7	0,55	14,0	1,15	8,6	0,71	3,6	0,30
Li ⁺	0,1	0,01	0,02	0,1	0,01	0,1	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00
Сумма катионов	151,7	7,58	28,3	104,2	5,00	211,7	10,63	164,2	8,18	65,9	3,21
Cl ⁻	81,6	2,30	6,7	12,8	0,36	19,5	0,55	24,8	0,70	19,8	0,56
SO ₄ ²⁻	230,4	4,80	48,0	211,2	4,4	394,0	8,00	288,0	6,0	88,4	1,84
HCO ₃ ⁻	79,3	1,30	19,5	36,0	0,60	53,7	0,88	57,3	0,94	39,0	0,64
F ⁻	—	—	1,2	1,8	0,09	3,1	0,16	2,7	0,14	0,0	0,00
Сумма анионов	391,3	8,40	75,4	262,4	5,45	470,3	9,59	372,8	7,78	147,2	3,04
H ₃ BO ₃	3,1	3,1	1,5	1,5	3,1	3,1	3,1	3,1	—	0,3	—
H ₄ SiO ₄ раст.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,2
Общая минерализация	546,1	524,4	105,2	368,1	685,1	540,1	232,6	7,10	7,74	7,74	
pH	7,36	7,28	7,45	7,6	7,51	7,10	7,74	7,74	7,74	7,74	

Аналитик О. В. Шульга.

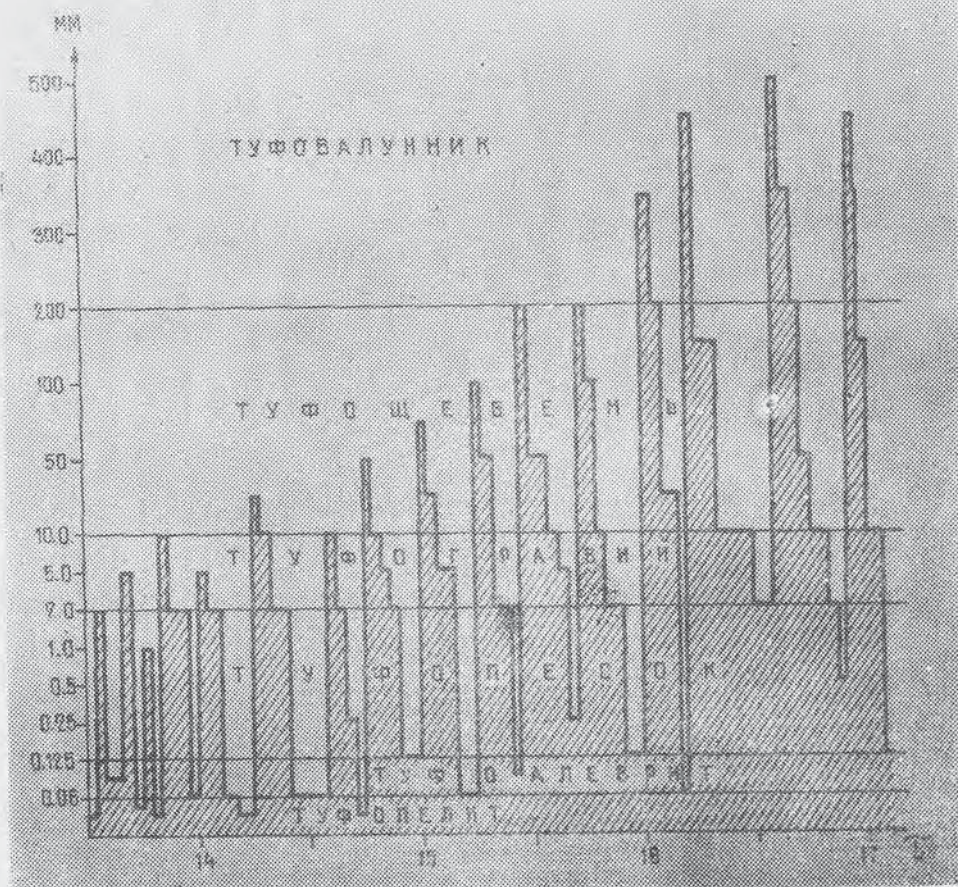


Рис. 7. Изменение размеров обломков твердой составляющей жидкого стока в зависимости от величины.

ке убывания) кальцием, натрием и магнием (в пробах 1, 2, 8, 16 и 19) и натрием, кальцием, магнием (в пробах 9 и 101). Горячие воды подобного состава наблюдались на агломератовом потоке вулкана Безымянный, во время извержения вулкана Алаид в 1972 г., а также в талом стоке при побочном прорыве Ключевского вулкана в 1974 г. (Баршарина, 1958, Флеров и др., 1983, Виноградов и др., 1977).

Высокая эрозионная способность горячих химически активных лахаровых потоков приводила к формированию глубоких узких каньонов по бортам лавового поля. Особенно широко и ярко этот процесс выразился в зоне «мертвых» погребенных льдов. Обычно, при наступлении лавы на снег, начинает формироваться небольшой талый сток, который при прорезании снежной толщи на контакте с лавовым потоком стабилизируется в едином русле. По достижении подстилающих пород начинается их размыв и происходит формирование небольшого селевого потока. Скорость углубления русла возрастает до 1—2 м в час и за 15—20 часов в толще «мертвых» льдов прорезается узкий каньон глубиной до 25—30 м. Впоследствии со стороны лавового поля происходят просадки по мере таяния погребенного льда, частичный размыв борта лавового потока и возникают длинные, до 1 км, 10—15-метровые обрывы снежников, моренных отложений и льда.

В результате водными и лахаровыми потоками к подножию вулкана было вынесено, по косвенным расчетам, 5—8 млн. м³ рыхлого вулканогенного материала и сформирован конус выноса площадью до

Таблица 3

Гранулометрический состав мелкой фракции твердого стока лахаровых и водных потоков

№ Н пробь,	Фракции в мм									
	1	2	8	9	16	19	101			
1,0	42(6)	70(9)	15(7)	0,8(8)	25(5)	1,8(7)	5,8(7)			
0,5	95(14)	62(8)	20(9)	1,0(10)	42(8)	2,0(8)	7,2(9)			
0,25	116(17)	176(22)	44(20)	1,9(19)	66(13)	5,2(20)	19(22)			
0,125	198(28)	272(34)	56(25)	2,3(23)	192(38)	8,2(33)	24(28)			
0,06	21(3)	82(12)	22(10)	1,4(14)	21(4)	3,8(15)	15(18)			
<0,06	228(32)	106(15)	66(30)	2,6(26)	163(32)	4,2(17)	13(16)			
Сумма (содержание в %)	700(100)	768(100)	223(100)	10(100)	509(100)	24,8(100)	84(100)			

3,5 км (рис. 8). Объем растаявшего и испарившегося снега и льда составляет около 90 млн. м³ или 80 млн. м³ в водном эквиваленте.

б) Фреатические взрывы, вопросы их генезиса при извержении в леднике.

Фреатические взрывы на лавовых потоках—нечастое явление (Андреев, 1982). Отмечается увеличение их количества с ростом абсолютных

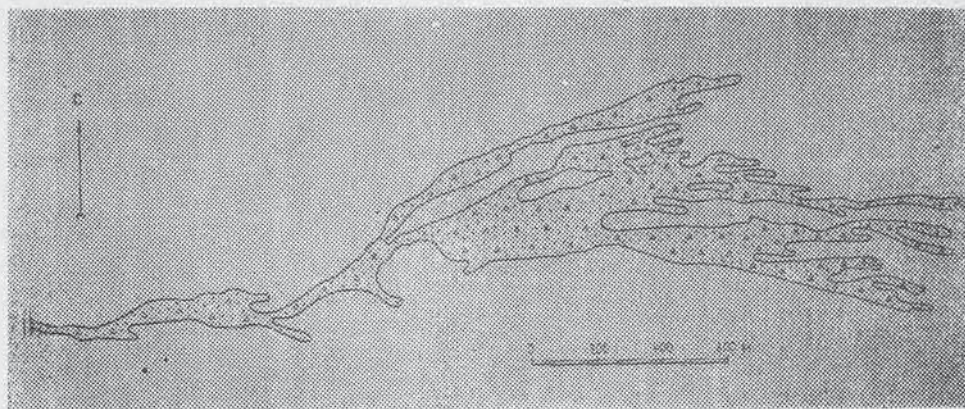


Рис. 8. Конус выноса лахаров и водных потоков.

отметок прорывов побочных извержений, что связано с наличием выше по склону больших площадей ледяного покрова. Последнее извержение не было исключением. Из-за постоянного контакта раскаленной лавы и льда фреатические взрывы отмечались неоднократно, особенно в первые два месяца извержения. К их образованию приводили различные причины: перекрытие наступающей лавой больших участков снежников и ледника, обрушение больших блоков льда и снежников на поверхность лавовых потоков и проникновение больших объемов талой воды под движущийся поток. Наиболее благоприятные условия для формирования взрывов возникают при мощности лавового потока более 6—7 м. В противном случае протекают различные переходные формы прорыва пара из-под лавового потока, сопровождаемые разбрызгиванием горячей воды и захватываемой мелкой пирокластикой.

Последние мощные фреатические взрывы на извержении были отмечены 30 апреля, когда под лавовый поток, поступающий на дно каньона одного из истоков р. Каменистой, стали затекать большие объемы талой воды от обрушения со склонов на лаву снежных масс. Максимальная высота выброса пара при этих взрывах достигала 500—600 м. Сильно нагруженные пеплом, они принимали форму «цветной капусты» (рис. 9) и сопровождались сильным глухим рокотом. В мае—июне отмечались только небольшие вторичные взрывы на контакте лавовых потоков со снегом и льдом и до 50—100 м в высоту. Иногда происходили выбросы пара, частично нагруженного пеплом. Один из них заслуживает более подробного описания.

4 июня, в 21 час местного времени, фронт лавового потока начал наступать на ледник от истока вдоль лавового поля. Сток талой воды пошел по трещине, прорезающей заморенные ледяные бугры с высоты 2800 м до 2600 м и длиной около 700 м. В 23 часа произошел мощный выброс пара по этой трещине. Свистящая струя пара за 2—3 секунды прошла по ней сверху вниз на 350—400 м («шторный» эффект). В нижней трети пути пар был нагружен пеплом, высота выброса — до 600 м. Через 2 минуты это явление повторилось ниже по трещине. Второй выброс прошел около 80 м ниже по склону и, так же как первый, в нижней трети был нагружен пеплом. Трещина идет по склону парал-



Рис. 9. Фреатический взрыв при прохождении лавового потока по дну каньона р. Каменной. Фото В. Н. Виноградова.

лельно лавовому полю, в 20—50 м от него. По-видимому, вода по ней попала под лавовое поле, которое достигает здесь 40—50 м толщины, и образовавшийся пар смог прорваться на поверхность только обратно по трещине. Звуковые эффекты фреатических явлений, очевидно, возникают в условиях резкого охлаждения поверхности крупных глыб при еще раскаленной сердцевине. В результате происходит растрескивание поверхностных слоев глыб, сопровождаемое характерным треском-ропотом. Минимальные размеры обломков лавы, при которых начинают проявляться подобные эффекты, 0,2—0,25 м в диаметре.

Заклучение

Современное оледенение Ключевского вулкана является характерным для действующих вулканов и состоит из разнообразных ледниковых образований: ледников-барранкосов в верхней части ледяного пояса, погребенных льдов и т. д. В строении конуса вулкана выделяются три ледяные высотно-морфологические зоны, каждая из которых определяется характерной поверхностью, внутренним строением и режимом существования.

Среди многочисленных побочных извержений Ключевского вулкана в историческое время в толще ледников происходили единичные извержения: в 1937, 1966 и 1974 гг., при которых возникало взаимодействие лавовых потоков и льда.

В начальный период побочного извержения 1983 г. сформировались мощные водные потоки, а несколько позднее отмечался сход лахаров, следствием чего явилось разрушение части языка ледника Келля. В результате извержения было уничтожено более 2 км² площади ледника при средней толщине льда 30—35 м.

В обнажении у шлакового конуса, в основании 10-метровой ледниковой толщи, впервые встречен «пемзовидный» лед, содержащий пепел базальтового состава, имеющий высокую минерализацию, сходную с водными вытяжками из свежего пепла. Он мог образоваться в первые часы поступления магмы в результате подледного извержения.

Наряду с факторами формирования химического состава снежного покрова и ледников, характерных для других горных районов (Коркина, 1978), на ледники Камчатки основное влияние оказывают аккумуляция Тихого океана и современный вулканизм. Одной из сторон изучения ледниково-вулканического взаимодействия явилось выявление роли извержения на химическое загрязнение снежного покрова, льда ледника и талого стока. На разных участках района побочного извержения отобрано 44 образца свежеснежавшего снега, льда и жидких продуктов талого стока, на основании изучения которых впервые так подробно выявлено химическое загрязнение в результате прямого влияния вулканизма.

Среди вулкано-гляциальных процессов в ходе взаимодействия лавы и льда рассмотрены т. н. «блуждающие» ледники, которые формируют моренный комплекс по принципу, подобному наращиванию площади лавового поля. Выявлена высокая эрозионная деятельность лахаров, которые формировали на склонах и, особенно, в зоне «мертвых» и погребенных льдов, узкие каньоны по бортам лавового поля. В результате талого стока и прохождения лахаров к подножию вулкана вынесено 5—8 млн. м³ рыхлого материала и сформирован конус выноса площадью до 3,5 км². Объем растаявшего и испарившегося снега и льда оценивается около 90 млн. м³ или 80 млн. м³ воды. Свообразным проявлением ледниково-вулканического взаимодействия явилось образование фреатических взрывов, среди которых, наряду с паровыми и разбрызгивающими горячую воду выбросами, отмечались сильно нагруженные пеплом, принимающие вид «цветной капусты».

Побочное извержение «Предсказанное» является одним из крупнейших исторических латеральных извержений и по геологическому эффекту является вторым после прорыва Билоукай и первым по объему извергнутого материала и растаявшего снега и льда в ледниковом поясе Ключевского вулкана.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. И., Виноградов В. Н., Кирсанов И. Т. Изменение положения ледников северного склона вулкана Ключевского. В сб.: Гляциологические исследования, № 25, М.: Наука, 1976, с. 45—50.
- Андреев В. И., Андреев В. Н. Фреатические взрывы на лавовых потоках Ключевской группы вулканов. — В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 8, Петропавловск-Камчатский, 1982, с. 94—95.
- Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Бельмьянского. — Бюл. вулканол. ст., 1958, № 27, с. 38—42.
- Башарина Л. А. Влияние вулканической деятельности на химический состав атмосферных осадков и воздух Камчатки. — Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 102—111.
- Божинский А. Н., Зейдис И. М. О развитии возмущений на поверхности склонов и ледников. — Вестник МГУ. Сер. география, 1978, № 4, с. 106—110.
- Виноградов В. Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975, 103 с.
- Виноградов В. Н., Иванов Б. В., Чирков А. М. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году. — В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 7, Петропавловск-Камчатский, 1977, с. 31—37.
- Двигало В. Н., Кирсанов И. Т., Селезнев Б. Н. Аэрофотограмметрические наблюдения на побочном извержении Ключевского вулкана. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 74—76.
- Ермаков В. А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 19—31.
- Ефремов В. И. Механизм формирования селевого потока и расчет концентрации твердой фазы. — Метеорология и гидрология, 1974, № 3, с. 82—87.
- Иванов Б. В., Кирсанов И. Т. Латеральное извержение Ключевского вулкана. Вулканология и сейсмология, 1980 г., № 5, с. 75—76.
- Кирсанов И. Т. Прорыв побочных кратеров имени Б. И. Пийпа на Ключевском вулкане. — В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. 5, Петропавловск-Камчатский, 1967, с. 53—59.
- Конради С. А., Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. — Изв. Русск. Геогр. об-ва, т. 57, вып. 1, 1925, с. 3—32.

Коркина Н. М. Химический состав ледников и процессы его формирования. В сб.: Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, вып. 34, М., 1978, с. 260—278.

Матвеев А. А. Химический состав снега, льда и атмосферных осадков района оледенения Эльбруса. — В сб.: Гидрохим. материалы, вып. 37, Л., 1964, с. 10—22.

Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. — Тр. Лаб. вулканол. и Камчат. вулканол. ст. Вып. 4. М.-Л., 1947, с. 3—91.

Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. — М.: Наука, 1980, 235 с.

Товарова И. И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянного. — Геохимия, 1958, № 7, с. 686—688.

Токарев П. И. Прогноз побочного извержения вулкана Ключевской в марте 1983 г. — Вулканология и сейсмология, 1983, № 5, с. 3—8.

Флейшман С. М. Комплексно-генетический метод определения максимальных селевых расходов. — Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 67—75.

Флеров Г. Б., Иванов Б. В., Андреев В. Н., Будников В. А., Меняйлов И. А. Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. — Вулканол. и сейсмолог., 1982, № 6, с. 28—43.