

УДК 551.324

ВИНОГРАДОВ В. Н., МУРАВЬЕВ Я. Д.

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛАВЫ И ЛЬДА НА КЛЮЧЕВСКОМ
ВУЛКАНЕ ПРИ ИЗВЕРЖЕНИИ 1983 г.****Введение**

Известны многочисленные побочные извержения Ключевского вулкана. За последние 50 лет их было не менее 12, и лишь единицы из них происходили в ледниковой зоне. Специфика подобных извержений заключается в том, что их деятельность происходит на крутых склонах, в тесном контакте с ледяными образованиями и сопровождается формированием мощных грязевых потоков (лахаров).

Огромные абсолютные высоты Ключевского и других вулканов этой группы обусловили наличие здесь крупнейшего на Камчатке ледникового района. Только со склонов Ключевского вулкана берут начало восемь ледников общей площадью около 115 км² [6]. С седловины между этим вулканом и массивом Плоских сопок стекают самые большие ледники Камчатки — Эрмана и Богдановича, а на склонах восточных экспозиций лежат ледники Влодавца, Сопочный, Келля, Пийпа и Иванова. Кроме того, конус вулкана Ключевского бронируется ледяным поясом — сложным ледниковым комплексом, состоящим из переслаивания натечного льда с небольшими лавовыми потоками и рыхлыми вулканическими продуктами.

Морфологически на склонах Ключевского вулкана можно выделить три высотно-гляциальных зоны, отличающихся характерной поверхностью, внутренним строением и режимом существования.

Верхняя зона — ледяной пояс — располагается в пределах высот 4500—2700 м над уровнем моря. Толщина ледяного чехла здесь около 50—60 м. В отдельных местах на поверхность выходят дайки и скалистые гребни старых лавовых потоков. По наблюдениям на западном склоне вулкана, доля пирокластического материала в «ледяном поясе» достигает 40—60%, т. е. точнее можно называть этот пояс ледово-пирокластическим. Наличие во льду большого количества включений вулканического материала влияет на скорость движения льда и развитие других гляциальных процессов. По расчетам А. Н. Божинского [5], такое количество включений тормозит развитие различного рода возмущений (кинематических, тепловых и др.) на поверхности и в толще ледника в 4—10 раз. Действительно, ледяной пояс Ключевского вулкана является крайне инертным образованием. При крутизне поверхности до 30—35° скорость движения льда не превышает 10 м/год. Вследствие крутизны склонов основная масса сезонного снега сдувается к подножию конуса, а остаток в течение летнего сезона преобразовывается в натечный лед, который цементирует рыхлые продукты извержений вершинного кратера.

Ниже, на высотах 2700—2200 м, широко распространены «мертвые» и погребенные льды, выраженные на поверхности многочисленными моренными грядами. Мощность этих льдов — до 20—30 м. Остатки льдов в этой зоне являются результатом отмирания отдельных языков ледни-

ков при смене русел движения, из-за побочных извержений или уничтожения областей питания отдельных ледников, а также при сильном извержениях вершинного кратера.

Нижняя высотно-морфологическая зона многолетнемерзлых 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 с переслаиванием лавовых потоков. В этой зоне, на высотах 2100—1900 м, зарождаются «сухие» реки, прорезающие склон вулкана узкими каньонообразными долинами на глубину до 100—120 м.

Все три зоны сверху вниз пронизывают 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. С. А. Конради в 1908—1909 гг. на восточном склоне вулкана выделил так называемые «блуждающие» ледники [11]. Действительно, моренные гряды на поверхности нижних высотно-морфологических зон маркируют бывшее положение ледниковых потоков, истекавших из одной области питания, но в разное время.

Из известных побочных извержений только три происходило в ледниковом поясе Ключевского вулкана: прорыв 1937 г. [14], прорыв Пийпа в 1966 г. [10] и IV Всесоюзного вулканологического совещания в 1974 г. [7].

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. Отмечалась деятельность трех эруптивных центров за западной образующей склона вулкана. В настоящее время на предполагаемом месте паразитического кратера Перевальный (по А. А. Меняйлову) на несколько метров над поверхностью ледника возвышается кратер шлакового конуса диаметром более 100 м. Лавовых излияний из этого кратера, судя по всему, не было. Центром лавовых потоков, выраженных в рельефе ледника Богдановича, могло быть эруптивное жерло «Радист» на юго-западном склоне вулкана.

Следующее извержение, прорыв Пийпа, произошло в ледово-пирокластическом чехле вулкана на высоте 2100—1800 м [1] и вызвало продвижение фронта ледника Влодавца 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. на юго-западном склоне Ключевского вулкана произошло побочное извержение, названное и честь состоявшегося на Камчатке IV Всесоюзного вулканологического совещания. Прорыв локализовался в верховьях ледника Богдановича, на высоте 3200—3600 м, изливающиеся лавы взаимодействовали со льдом на протяжении всего периода извержения. В результате образовалось специфическое по морфологии лавовое поле. В полной мере проявились вулканогляциальные процессы. Из-за труднодоступности района извержения в зимнее время изучение этого прорыва было проведено недостаточно детально.

Побочное извержение Ключевского вулкана в 1983 г. и динамика ледника Келля

Последнее латеральное извержение вулкана происходило с 8 марта по 28 июня 1983 г. Прорыв магмы произошел по трещине, раскрывшейся в правом борту южной ветви ледника Келля немного выше уровня фир-

новой границы ледника (более подробно см. об этом [19]). С самого начала извержения лава изливалась в ледник, достигающий здесь толщины 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 км² при средней мощности 40—50 м (рис. 1).

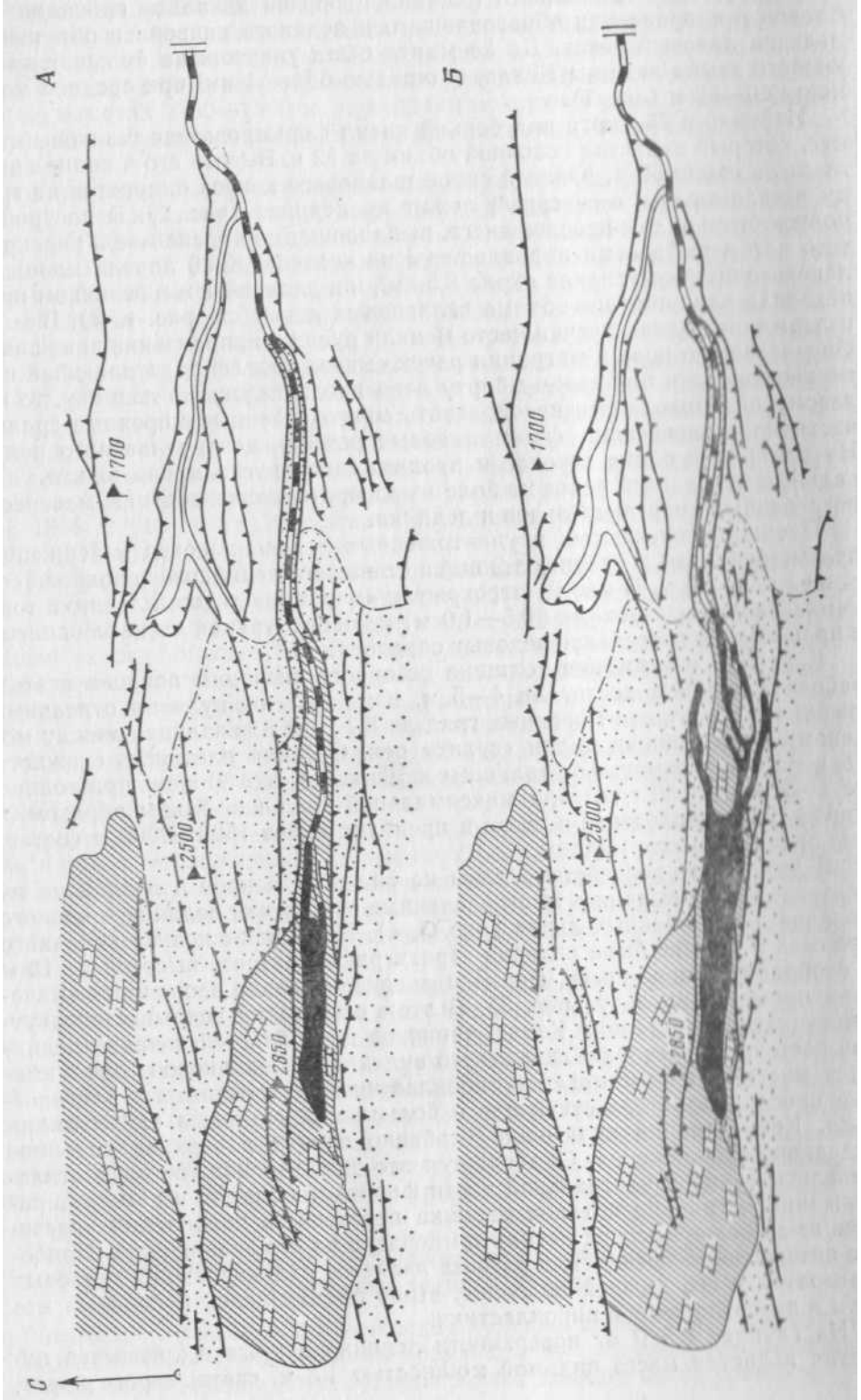
Начиная с 23 марта над боккой начал формироваться шлаковый конус, который нарастил основной объем за 12 ч. Высота его в конце апреля была около 50 м. Южный склон шлакового конуса опирается на гряды псевдоморены, а северный лежит на леднике (рис. 2). В постройке конуса были видны прослои снега, выпадавшего в апреле-мае и перекрытого затем выбросами пирокластики из кратера. К 30 апреля площадь лавового поля составляла около 3,5 км², и в дальнейшем в основном происходило наращивание объема излившейся лавы (см. рис. 1, Б). В ходе извержения лавовые речки часто меняли русла и направление движения. 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 отодвигавшие фронт лавовых речек к центру лавового поля. На отмирание одних потоков и продвижение других могли влиять 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 гребнях и вершущках 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 толщине 1—2 м до 0,50 г/см³ при максимальной толщине. 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 обнажения ледника, снежного покрова и погребенных льдов (рис. 3, 4). В 100 м от конуса побочного прорыва в обрыве была описана стратиграфия разреза высотой до 10 м и отобрано 10 проб снега, фирна и льда для оценки эволюции химических примесей во льду (рис. 5). В этом обнажении вскрывается внутреннее строение ледника Келля, типичное для областей питания ледников восточного сектора Ключевского вулкана. В ледниковой толще имеются многочисленные моренно-пирокластические горизонты и плотные прослои, свидетельствующие о больших перерывах в аккумуляции льда. 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. Наиболее интересной особенностью разреза является наличие четких пепловых горизонтов в его нижней половине, выше сменяющихся прослоями морены и переотложенной пирокластики.

На глубине 8,5 м от поверхности ледника и ниже вскрывается пористая льдистая масса видимой мощностью 1,3 м, светло-серого цвета,



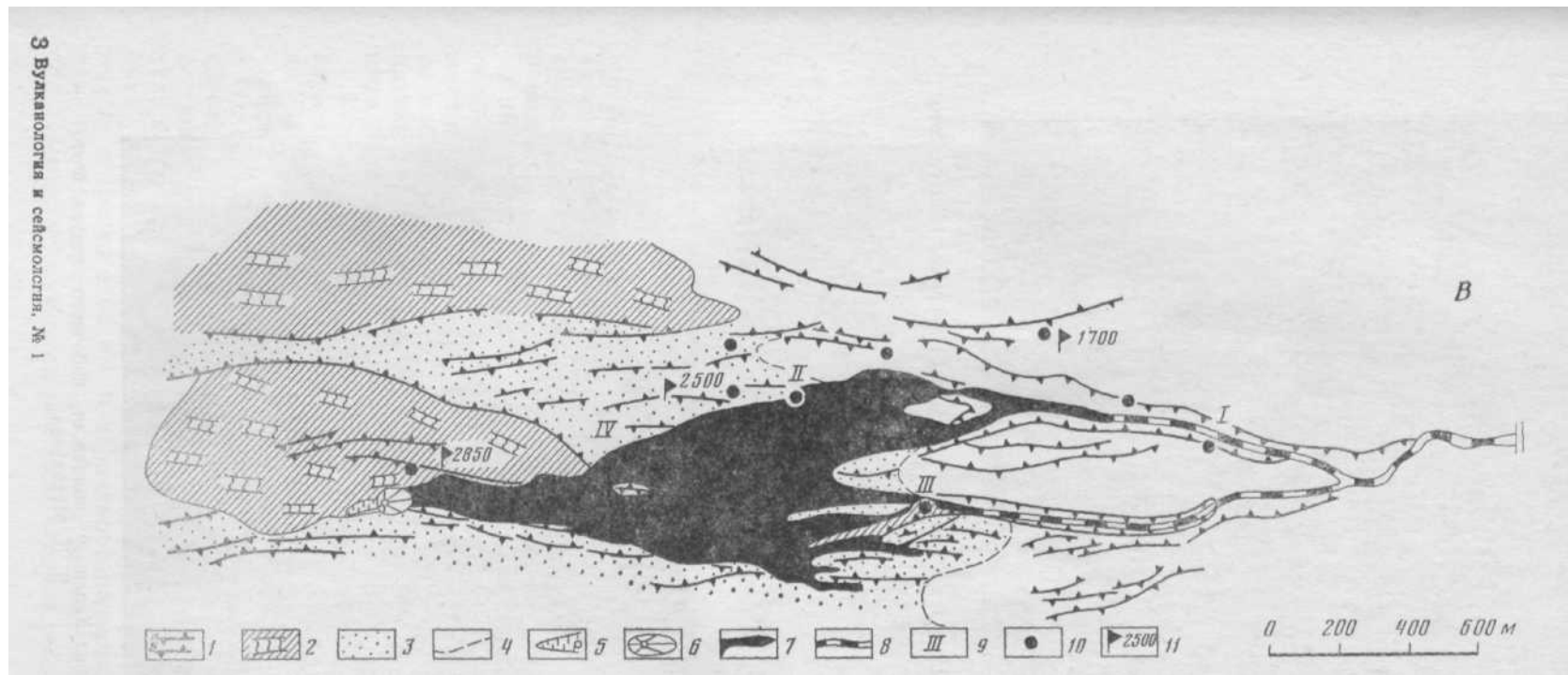


Рис. 1. Динамика лавового поля и ледника Келля во время извержения Ключевского вулкана в 1983 г. А — 11 марта 1983 г.; Б — 18 марта; В — 30 апреля; 1 — обрывы (а), гребни (б), выраженные в рельефе; 2 — ледник; 3 — морены с «мертвыми» и погребенными льдами; 4 — нижняя граница морей с ледяным ядром; 5 — трещина и лавовая бокка; 6 — аккумулятивный конус; 7 — лавовые потоки (поле); 8 — русла водных и грязевых потоков; 9 — гидростворы (I—IV); 10 — места отбора гидрохимических и гранулометрических проб; 11 — положение и высота (м) базового и временных лагерей



Рис. 2. Аккумулятивный конус на трещине побочного прорыва, 1983 г. Фото Я. Д. Муравьева



Рис. 3. Строение ледника Келя у подножия побочного конуса. Фото Я. Д. Муравьева



Рис. 4. Обрыв снежного покрова и «мертвых» льдов на контакте с лавовым полем. Фото Я. Д. Муравьева

с огромным количеством пепла (30—40% от объема). На ледниках Камчатки аналогов такого льда мы не встречали. Этот лед мог образоваться скорее всего в первые минуты и часы извержения в результате «пропаривания» его газами или паром и «вплавления» горячего пепла равномерно по всей толще. Преградой 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 теплый день.

Химический состав примесей во льду разреза имеет незначительные вариации. Общая минерализация возрастает от 4,0—5,2 в снеге и фирне до 22,0—61,0 мг/л во льду с погребенным пеплом (рис. 5, Б—Г). Исключением является проба пористого льда, имеющая минерализацию свыше 1 г/л (табл. 1), что на порядок больше, чем в других пробах воды лавхаров, водных потоков, снега и льда этого извержения. Хорошим диагностическим признаком непереотложенных погребенных пеплов в леднике может служить отношение ионов хлора к сумме ионов калия и натрия. При отношении, равном 3,0 и более, пирокластические горизонты можно уверенно относить к первичноотложенным продуктам извержений, при отношении от 1,5 до 3,0 — к погребенной абляционной морене или переотложенным с окружающих склонов рыхлым продуктам старых

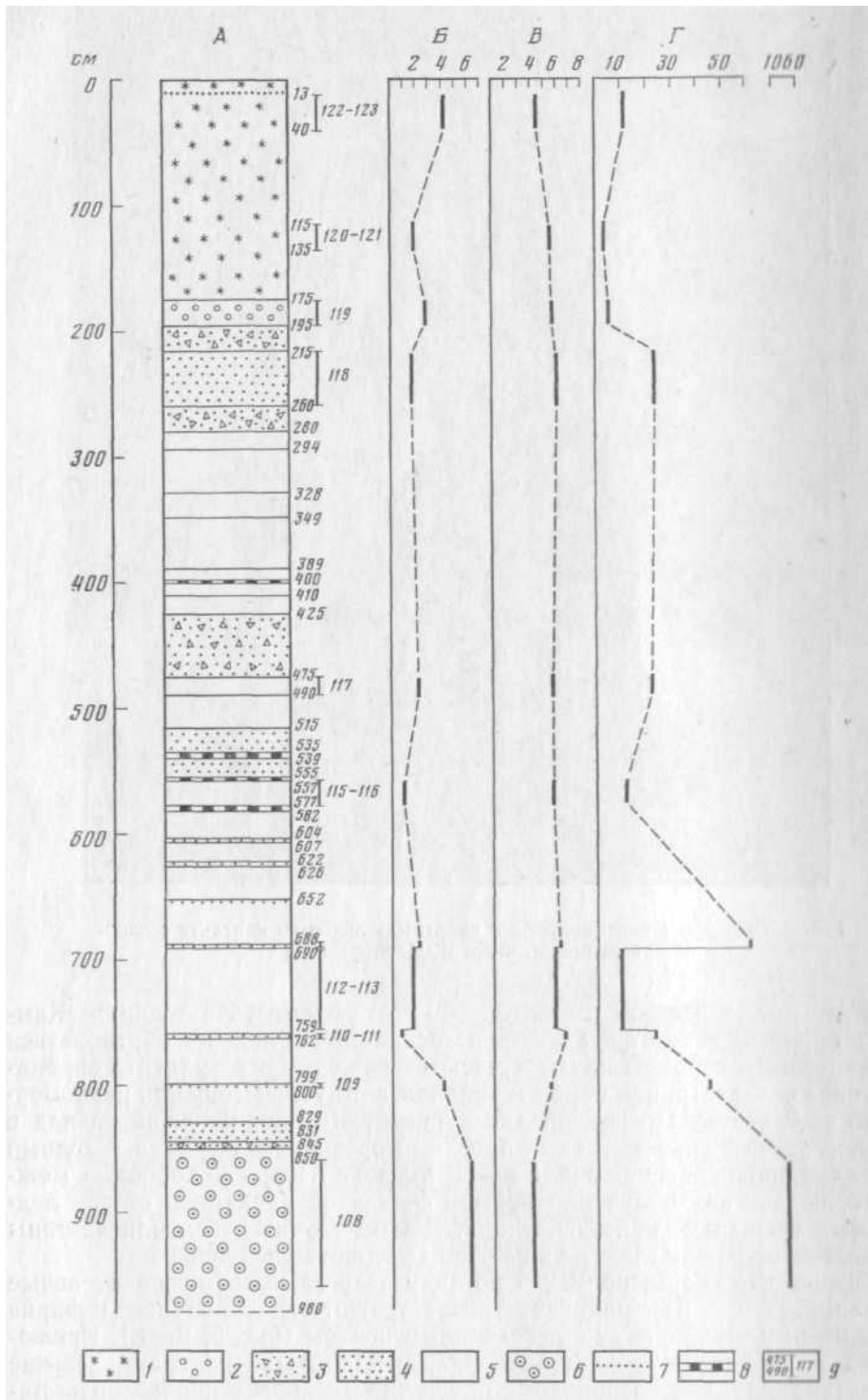


Рис. 5. Стратиграфическая колонка ледника Келля (Л) и кривые особенности химизма льда (Б — Г). 1 — снегонакопление 1982/83 балансового года; 2 — фирн 1981/82 балансового года; 3 — моренно-пирокластические горизонты; 4 — ледяные слои с повышенным содержанием пепла; 5 — лед без включений; 6 — пористый лед в основании толщи; 7 — пепловые прослои; 8 — «плотностные» борозды льда; 9 — глубина отбора (в см) и номера проб снега, фирна и льда на химический анализ; Б — отношение $\text{Cl}/(\text{K} + \text{Na})$ в пробах; В — pH проб; Г — общая минерализация, мг/л

Химический состав снега и льда

Компонент	Проба, дата отбора													
	№ 5, 2. V		№ 7, 2. V		№ 102—103, 18. V		№ 104—105, 18. V		№ 106—107, 18. V		№ 108, 27. V		№, 118, 28. V	
	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л	мг/л	мг·экв/л
H ⁺	0,04	0,04	0,02	0,02	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,61	0,14	0,0	0,00
NH ⁺	0,0	0,00	0,0	0,00	0,1	0,01	0,0	0,00	0,0	0,00	8,5	0,47	0,0	0,00
Na ⁺	0,2	0,01	0,2	0,01	0,9	0,04	1,5	0,07	1,7	0,07	1,5	0,06	1,4	0,06
K ⁺	0,1	0,00	0,1	0,00	0,4	0,01	0,4	0,01	0,5	0,01	6,5	0,17	0,4	0,01
Ca ²⁺	0,1	0,00	0,1	0,00	0,3	0,02	1,0	0,05	1,2	0,06	240,5	12,00	1,2	0,06
Fe ²⁺	0,1	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	0,2	0,02	0,7	0,06	23,2	1,91	1,0	0,8
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,7	0,20	—	—
Сумма катионов	0,5	0,06	0,5	0,04	1,8	0,09	3,1	0,15	4,1	0,20	286,0	14,95	4,0	0,21
Cl ⁻	2,1	0,06	0,5	0,01	0,2	0,08	5,0	0,14	6,0	0,17	48,9	1,38	2,8	0,08
SO ₄ ²⁻	0,4	0,01	1,0	0,02	1,0	0,02	1,0	0,02	1,9	0,04	684,9	14,26	6,7	0,14
HCO ₃ ⁻	0,0	0,00	0,6	0,01	0,00	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00	0,6	0,01
F ⁻	0,0	0,00	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HSO ₄ ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,07	—	—
Сумма анионов	2,5	0,07	2,1	0,04	1,2	0,10	6,0	0,16	7,9	0,21	734,3	15,71	10,4	0,23
H ₂ BO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	—	—	—
H ₄ SiO ₄ раст	—	—	—	—	3,8	—	6,1	—	4,2	—	43,4	—	2,1	—
H ₄ SiO ₄ колл	—	—	—	—	2,6	—	3,3	—	5,3	—	0,0	—	1,3	—
Общая минерализация	3,0	—	2,6	—	9,4	—	18,5	—	21,5	—	1065,6	—	17,8	—
pH	4,42	—	4,70	—	5,68	—	5,72	—	5,53	—	3,93	—	6,0	—

Примечание. Снег — № 5, 7, 102—103, 104—105, 106—107; лед — № 108, 118. Аналитики О. В. Шульга, О. П. Попова (ИВ ДВНЦ АН СССР).

извержений, менее 1,5 — к ледяным прослоям, маркирующим поверхности летней абляции. Показателем свежевыпавших пеплов может служить величина рН водной вытяжки, если она менее 4,5. Пробы 108 (пористый лед) и 118 (см. табл. 1) представляют собой лед с пеплом и лед с более крупной пирокластикой. Первая проба имеет состав, типичный для водных вытяжек из свежих пеплов [3, 15, 18]. 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 — абляционная морена.

Химический состав снежного покрова в районе извержения изменялся в зависимости от расстояния до эруптивного центра и лавового поля, а также от загрязненности пеплом фреатических взрывов и времени отложения (см. табл. 1). Снег, отбивавшийся на разном удалении от лавового потока (отложен во время пурги в ночь с 17 на 18 мая), характеризовался закономерным увеличением минерализации по мере приближения к потоку и на контакте с ним уже имел общую минерализацию 21,5 мг/л. При этом в анионной части преобладающим компонентом являлся 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 минеральную нагрузку — 2,6—2,9 мг/л (пробы 5 и 7). Более низкая минерализация снега (0,61—1,69 мг/л) отмечалась лишь на южном склоне Эльбруса в пределах высот 3700—5300 м над уровнем моря [13]. Однако по данным Л. А. Башариной [4], исследовавшей состав атмосферных осадков в районе г. Ключи, только концентрация Cl^- после пеплопадов составляла 12 мг/л, а в периоды умеренной деятельности вулканов — около 5 мг/л. Можно полагать, что на больших абсолютных высотах и при определенном ветровом режиме минерализации осадков могут быть ниже, чем приведенные в работе Л. А. Башариной. В то же время даже при ультрамалой минерализации определенно прослеживалось влияние кислых вулканических газов. Так, пробы 5 и 7 характеризовались отчетливой кислой реакцией (рН — 4,42 и 4,70), а минеральная нагрузка более чем на 50% была представлена растворенной соляной и серной кислотами.

Вулкано-гляциальные процессы при взаимодействии лавы и льда

С первого дня извержения лава изливалась в ледник, и в результате взаимодействия со льдом образовалось специфическое по морфологии лавовое поле. Среди побочных излияний лавы Ключевского вулкана аналогом подобного строения может служить лишь прорыв IV ВВС в леднике Богдановича. На формирование лавового поля определенное влияние оказывали моренный рельеф и большая концентрация рыхлых вулканогенных продуктов в толще ледника, хотя основной причиной, по-видимому, являлся меняющийся режим излива лавы, что можно объяснить невысоким уровнем стояния магмы (по отношению к побочному прорыву) в подводящем канале вулкана [8]. Кратковременные уменьшения расхода магмы на истоке сильнее отражались на потоках лавы, текущих по крутому склону (из-за больших скоростей движения), чем на длинных пологих склонах. Аналогичные примеры можно найти и в гляциологии (имея в виду, что лед — горная порода). Так, отмеченные выше «блуждающие» ледники формируют моренный комплекс по принципу, аналогичному наращиванию 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 бро-

нируется вытравивающей мореной. По прошествии нескольких лет, несмотря на восстановившийся приток льда из зоны питания, он уже не в состоянии ожить, и новый фронт ледника начинает двигаться по другому руслу.

Талый сток и лахарообразование

Внедрение лавовых речек в ледник вызвало бурное таяние снега и льда, что привело к образованию нескольких крупных лахаров, спустившихся 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 механизмом формирования и условиями движения селевых потоков [9]. Ввиду того что непосредственное определение основных характеристик проходящих селевых потоков практически исключено, оценим максимальный лахаровый расход с помощью комплексно-генетического метода С. М. Флейшмана [17]. 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 соотношения этих характеристик с площадью бассейна величина комплексного генетического коэффициента n_k может колебаться в пределах от 2–3 до 13–18. Данному 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 ВСГ¹ на днищах каньонов ниже лавового поля дали величину максимального расхода около 100 м³/с.

В конце апреля — мае были проведены эпизодические наблюдения за талым стоком, образовавшимся в результате движения лавового потока по дну долины одного из притоков р. Каменистой. Створ располагался в 600 м от фронта лавы. Дно каньона было размыто и углублено на несколько метров предыдущими водными паводками и грязевыми потоками (рис. 6). Движущийся лавовый поток и формирующийся по его левому борту талый сток подрезали крутой склон долины, вызывая частые локальные оползни в нижней части склона. Обрушившиеся массы рыхлого обломочного материала и блоки снежников создавали на короткое время плотины, которые затем прорывались накапливающимися объемами талой воды. Таким образом происходило формирование уже упоминавшегося заторно-волнового дискретного характера движения вулканогенного селя. На рис. 7 показан гидрограф прохождения 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 и от 2,0 до 10–15 м³/с. Соответственно в зависимости от величины расхода менялись и размеры обломков: от алеврита к гравии и далее до валунов диаметром более 0,5 м. Иногда лахаровый поток приобретал характер связного селя, по консистенции близкого бетону. Твердый сток имел небольшие размеры и малый расход — не более 10% от объема. При расходе более 3 м³/с твердая составляющая может превышать 40%, а в последнем случае — все 80–90%.

¹ ВСГ — высший селевой горизонт по С. М. Флейшману [17].

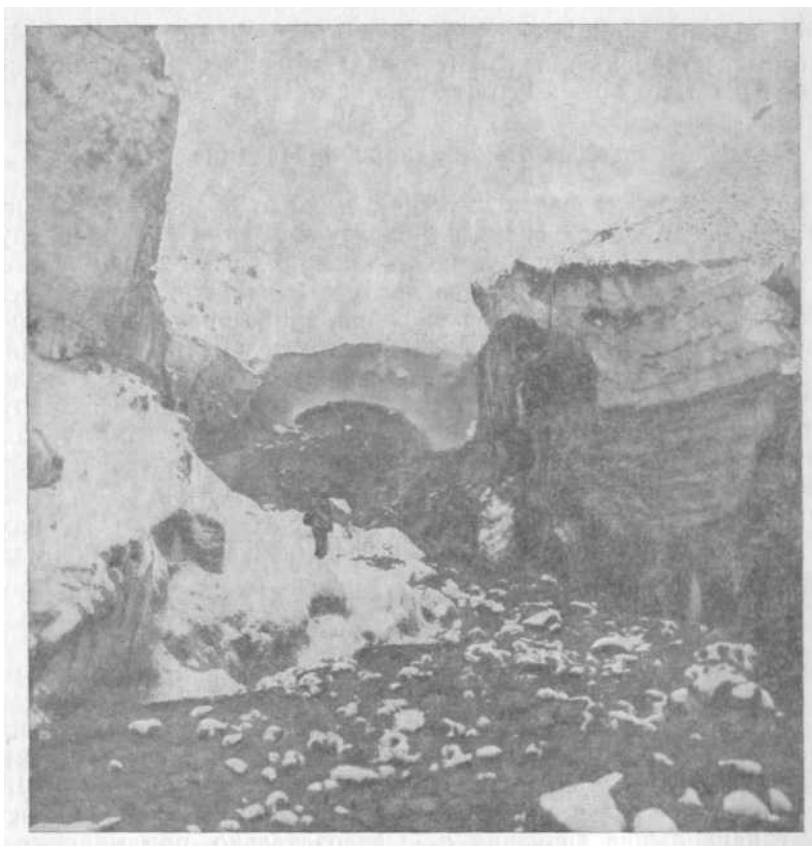


Рис. 6. Строение долины ниже фронта лавового потока. Фото Я. Д. Муравьева

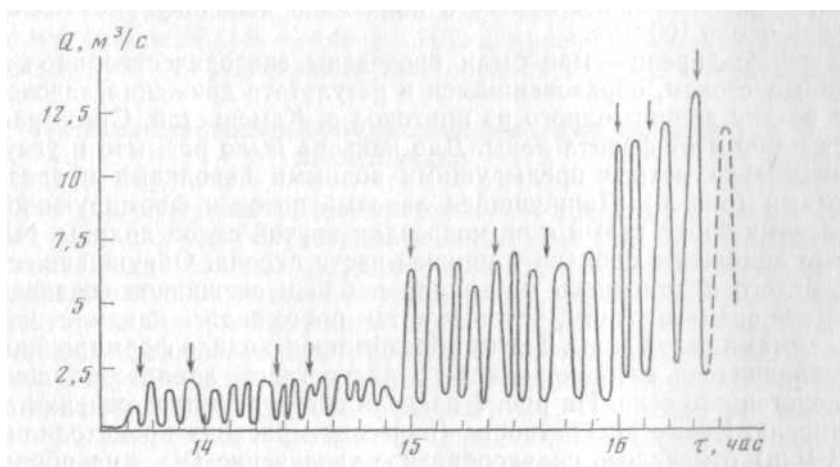


Рис. 7. Расход талого стока 30.IV.1983 г., с 13 ч 30 м до 16 ч 30 м. Стрелками показано время фактических измерений расходов

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 $+47^{\circ}\text{C}$). В тех случаях, когда поток переносил обломки остывающей лавы, долина заполнялась паром (рис. 8).



Рис. 8. Прохождение лахара по дну каньона истока р. Каменистой. Фото Я. Д. Муравьева

Химический состав талого стока из лавового поля представлен в табл. 2. Необходимо учитывать, что от отбора проб до анализа прошло значительное время и на составе растворов могло сказаться взаимодействие раствора с породой, захваченной в виде взвеси из потока. Особенно сильно это могло отразиться на катионном составе воды из лахаровых потоков.

Все пробы характеризовались близконеutralной реакцией и преобладанием в анионной части сульфатов; катионы представлены (в порядке убывания) кальцием, натрием и магнием (в пробах 1, 2, 8, 16 и 19), а также натрием, кальцием и магнием (в пробах 9 и 101). Горячие воды подобного состава наблюдались в связи с пирокластическим потоком вулкана Безымянный в 1956 г., во время извержения вулкана Алайд в 1972 г., а также в талом стоке при побочном прорыве Ключевского вулкана в 1974 г. [7, 16, 18].

Высокая эрозионная способность химически активных горячих лахаровых потоков приводила к формированию глубоких узких каньонов по бортам лавового поля. Особенно широко и ярко этот процесс проявился в зоне «мертвых» погребенных льдов. Обычно при наступлении лавы на снег начинал формироваться небольшой талый сток, который при прорезании снежной толщи на контакте с лавовым потоком стабилизировался в едином русле. По достижении подстилающих пород начинался их размыв и происходило формирование небольшого селевого потока. Скорость углубления русла возрастала до 1–2 м/ч, и за 15–20 ч в толще «мертвых» льдов прорезался узкий каньон глубиной до 25–30 м.

Химический состав лахара и талого стока

Компонент	Проба, дата отбора													
	№1, 30. IV		№2, 30.IV		№8, 2.V		№9, 2.V		№16, 5.V		№19, 12.V		№101, 17.V	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
NH_4^+	6,0	0,33	4,5	0,25	0,4	0,02	0,7	0,04	0,2	0,01	0,4	0,02	8,0	0,44
Na^+	62,0	2,7	54,3	2,36	12,5	0,54	57,2	2,49	48,0	2,09	36,8	1,60	29,5	1,28
K^+	3,9	0,1	4,3	0,11	1,2	0,03	2,7	0,07	3,4	0,09	2,65	0,07	2,2	0,06
Ca^{2+}	65,2	3,25	65,0	3,24	11,7	0,58	36,8	1,84	146,0	7,28	115,7	5,77	22,6	1,13
Mg^{2+}	14,5	1,19	15,8	1,30	2,5	0,21	6,7	0,55	14,0	1,15	8,6	0,71	3,6	0,30
Li^+	0,1	0,01	0,1	0,01	0,02	0,00	0,1	0,01	0,1	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00
Сумма катионов	151,7	7,58	144,0	8,27	28,3	1,38	105,2	5,00	211,7	10,63	164,2	8,18	65,9	3,21
Cl^-	81,6	2,20	99,3	2,80	6,7	0,19	12,8	0,36	19,5	0,55	24,8	0,70	19,8	0,56
SO_4^{2-}	230,4	4,80	230,4	4,80	48,0	1,00	211,2	4,4	394,0	8,00	288,0	6,0	88,4	1,84
HCO_3^-	79,3	1,30	47,6	0,78	19,5	0,32	36,6	0,60	53,7	0,88	57,3	0,94	39,0	0,64
F^-	—	—	—	—	1,2	0,06	1,8	0,09	3,1	0,16	2,7	0,14	0,0	0,00
Сумма анионов	391,3	8,40	377,3	8,38	75,4	1,57	262,4	5,45	470,3	9,59	372,8	7,78	147,2	3,04
H_3BO_3	3,1	—	3,1	—	1,5	—	1,5	—	3,1	—	3,1	—	—	0,3
H_4SiO_4 раст	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,2
Общая минерализация	546,1	—	542,4	—	105,2	—	368,1	—	685,1	—	540,1	—	—	232,6
pH	7,36	—	7,28	—	7,45	—	7,6	—	7,51	—	7,10	—	—	7,74

Примечание. Лахар - №1, 2; талый сток - №8, 9, 16, 19, 101. Аналитик О. В. Шульга (ИВ ДВНЦ АН СССР).

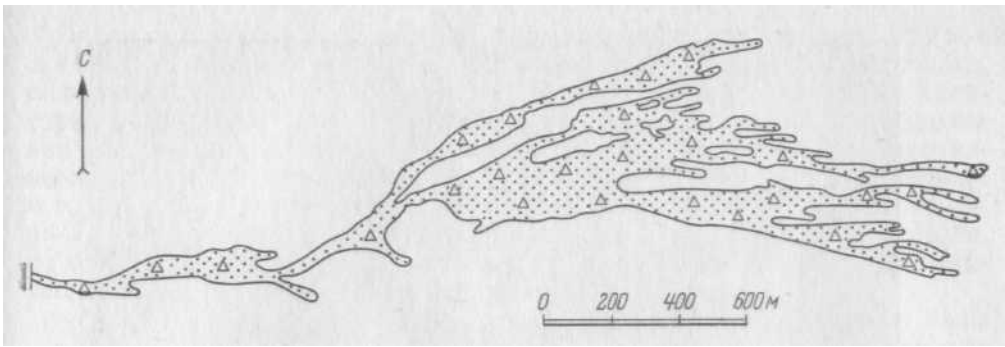


Рис. 9. Конус выноса лахаров и водных потоков. Составлено Н. Е. Литасовым

Впоследствии со стороны лавового поля происходили просадки по мере таяния погребенного льда, частичный размыв борта лавового потока и возникали длинные (до 1 км) 10–15-метровые обрывы снежников, моренных отложений и льда.

В результате водными и лахаровыми потоками к подножию вулкана, по предварительным расчетам, было вынесено 5–8 млн. м³ рыхлого вулканогенного материала и сформирован конус выноса площадью до 3,5 км² (рис. 9). Объем растаявшего и испарившегося снега и льда составлял около 90 млн. м³, или 80 млн. м³ в водном эквиваленте.

Фреатические взрывы и их генезис при извержении в леднике

Фреатические взрывы на лавовых потоках — нечастое явление [2]. Как правило, они характерны для побочных извержений, происходящих на высоких абсолютных отметках в толще ледяного покрова вулкана. Последнее извержение не было исключением.

Из-за постоянного контакта раскаленной лавы и льда фреатические взрывы отмечались неоднократно, особенно в первые 2 мес извержения. К их образованию приводили разные причины: перекрытие наступающей лавой больших участков снежников и ледника, обрушение больших блоков льда и снежников на поверхность лавовых потоков, проникновение больших объемов талой воды под движущийся поток. Наиболее благоприятные условия для формирования взрывов возникали при мощности лавового потока более 6–7 м. В противном случае протекали переходные формы прорыва пара из-под лавового потока, сопровождаемые разбрызгиванием горячей воды и захваченной ею мелкой пирокластики.

Последние мощные фреатические взрывы на извержении отмечены 30 апреля, когда под лавовый поток, спускающийся по дну каньона одного из истоков р. Каменистой, стали затекать большие объемы талой воды от обрушения со склонов льда и снежных масс. Максимальная высота выброса пара при этих взрывах достигала 500–600 м. Сильно нагруженные пеплом, они принимали форму «цветной капюшты» (рис. 10) и сопровождались сильным глухим рокотом. В мае-июне отмечались только небольшие вторичные взрывы на высоту 50–100 м на контакте лавовых потоков со снегом и льдом. Иногда происходили выбросы пара, частично нагруженного пеплом. Один из них заслуживает более подробного описания.

4 июня, в 21 ч местного времени, фронт лавового потока начал наступать на ледник. Сток талой воды шел по трещине длиной около 700 м, прорезающей ледяные бугры с высоты от 2800 до 2600 м. В 23 ч произошел мощный выброс пара по этой трещине. Свистящая струя пара за 2–3 с прошла по трещине сверху вниз на 350–400 м («шторный» эф-



Рис. 10. Фреатический взрыв при прохождении лавового потока по дну каньона р. Каменистой. Фото В. Н. Виноградова

фект). В нижней трети пути пар был нагружен пеплом, высота выброса достигала 800 м. Через 2 мин это явление повторилось ниже по трещине.

Второй выброс прошел в 80 м ниже по склону и так же, как первый, в нижней трети был нагружен пеплом. Трещина проходила по склону параллельно лавовому полю, в 20—50 м от него. По-видимому, вода по ней попала под лавовое поле, которое здесь имело мощностью до 40—50 м, и образовавшийся пар мог вырваться на поверхность только по этой трещине. Звуковые эффекты фреатических явлений, очевидно, возникали при условии резкого охлаждения поверхности крупных глыб лавы при еще раскаленной сердцевине. В результате происходило растрескивание поверхностных слоев глыб, сопровождаемое характерным треском — рокотом. Минимальные размеры обломков лавы, при которых начинают появляться подобные эффекты, — 0,2—0,25 м в диаметре.

Заключение

Современное оледенение Ключевского вулкана является типичным для действующих вулканов и состоит из разнообразных ледниковых образований: ледников барранкосов в верхней части ледяной пояса, погребенных льдов и т. д. В строении конуса вулкана выделены три высотно-морфологических зоны, каждая из которых определялась характерной поверхностью, внутренним строением и режимом существования.

Среди многочисленных побочных извержений Ключевского вулкана на уровне ледникового покрова происходили единичные извержения — в 1937, 1966 и 1974 г., при которых возникало взаимодействие лавовых потоков и льда.

В начальный период побочного извержения 1983 г. сформировались мощные водные потоки, а несколько позднее отмечалось образование лавхаров, которые разрушили часть языка ледника Келля. В результате извержения было уничтожено более 2 км² площади при средней толщине ледника 30—35 м.

В обнажении у шлакового конуса, в основании 10-метровой ледниковой толши, впервые встречен пористый лед, содержащий пепел базальтового состава, который, по-видимому, образовался в первые часы или минуты подледной фазы извержения. Высокая минерализация этого льда близка водным вытяжкам из свежего пепла.

Наряду с общими факторами формирования химического состава снежного покрова и ледников, характерных также для других горных районов [12], на ледники Камчатки большое влияние оказывают акватории Тихого океана и современный вулканизм. Одной из сторон изучения ледниково-вулканического взаимодействия явилось выявление извержения на химическое загрязнение снежного покрова, льда ледника и талого стока. В разных частях побочного извержения отобрано 44 образца свежевыпавшего 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 так называемые «блуждающие» ледники, которые формировали моренный комплекс по принципу, сходному со способом наращивания 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 было вынесено 5—8 млн. м³ рыхлого материала и сформирован конус выноса площадью до 3,5 км². Объем растаявшего и испарившегося снега и льда — 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 отмечались сильно нагруженные пеплом выбросы пара, принимающие вид «цветной капусты».

Извержение Предсказанное является одним из крупнейших побочных извержений по объему извергнутого материала, растаявшего снега и льда в ледниковом поясе Ключевского вулкана.

Авторы благодарят Н. Е. Литасова и Н. П. Смелова, принимавших участие в полевых работах и обсуждении материалов, а также Р. А. Шувалова за консультации при интерпретации химического состава снега и льда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. И., Виноградов В. Н., Кирсанов И. Т. Изменение положения ледников северного склона вулкана Ключевского.— В кн.: Гляциологические исследования. Вып. 25. М.: Наука, 1976, с. 40—50.
2. Андреев В. И., Андреев В. Н. Фреатические взрывы на лавовых потоках Ключевской группы вулканов.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 8. Петропавловск-Камчатский, 1982, с. 94—95.
3. Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газа пепловой тучи вулкана Безымянного.— Бюл. вулканол. ст., 1958, № 27, с. 38—42.
4. Башарина Л. А. Влияние вулканической деятельности на химический состав атмосферных осадков и воздух Камчатки.— Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 102—111.
5. Божинский А. Н., Зейдис И. М. О развитии возмущений на поверхности склонов и ледников.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1978, № 4, с. 106—110.
6. Виноградов В. Я. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 103 с.
7. Виноградов В. Н., Иванов Б. В., Чирков А. М. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 7. Петропавловск-Камчатский, 1977, с. 31—37.
8. Ермаков В. А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов.— Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 19—31.
9. Ефремов В. И. Механизм формирования селевого потока и расчет концентрации твердой фазы.— Метеорология и гидрология, 1974, № 3, с. 82—87.
10. Кирсанов И. Т. Прорыв побочных кратеров имени Б. И. Пийпа на Ключевском вулкане.— В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 5. Петропавловск-Камчатский, 1967, с. 53—59.
11. Конради С. А., Кель Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг.— Изв. Русск. геогр. о-ва, 1925, т. 57, вып. 1, с. 3—32.
12. Коркина Н. М. Химический состав ледников и процессы его формирования.— В кн.: Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. Вып. 34. М., 1978, с. 260—278.
13. Матвеев А. А. Химический состав снега, льда и атмосферных осадков района оледенения Эльбруса.— В кн.: Гидрохим. материалы. Вып. 37. Л., 1964, с. 10—22.

14. *Меняйлов А. А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг.—Тр. Лаб. вулканол. и Камчат. вулканол. ст., 1947, вып. 4, с. 3—91.
15. *Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н.* Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
16. *Товарова И. И.* О выносе воднорастворимых веществ из пироклаستيку вулкана Безымянного.—Геохимия, 1958, № 7, с. 686—688.
17. *Флейшман С. М.* Комплексно-генетический метод определения максимальных селевых расходов.—Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 67—75.
18. *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 сейсмол., 1982, № 6, с. 28—43.
19. *Хренов А. П., Озеров А. Ю., Литасов Н. Е., Слезин Ю. Б., Муравьев Я. Д., Жаринов Н. А.* Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.) — Вулканол. и сейсмол., 1985, № 1, с. 3.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
14.V.1984

