

## ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

**Введение.** Ключевская сопка относится к одному из наиболее активных вулканов Камчатки, входит в состав одноименной Ключевской группы и располагается в ее северном и северо-восточном секторах. Изучение вулкана, особенно его извержений, проводится с тридцатых годов нашего столетия, в основном с 1935 г. с момента организации у его подножия Ключевской вулканостанции. Структурное положение, строение, характер извержений и петрология продуктов наиболее полно изложены в работах [1–5, 11–14]. По представлениям указанных выше исследователей Ключевская сопка располагается на лавово-пирокластическом основании нижнечетвертичного возраста и является типичным стратовулканом базальт-андезито-базальтового состава.

В структурном отношении вулкан находится в зоне сочленения Центрального поднятия с Хапичинской компенсационной впадиной. Он же попадает в зону глубинного разлома субмеридионального простираения, прослеживающегося от Толбачинского массива на юге до Харчинских гор на севере группы. Конус вулкана с вершинным кратером и многочисленными побочными образованиями формируется с голоцена по настоящее время. Питание вулкана осуществляется по магмоводу сечением в 2 км из общего магматического очага линзовидного строения, находящегося на глубине 50–80 км. Расплав в магматическом очаге имеет сложное строение, в связи с чем терминальный, субтерминальные и побочные кратеры, расположенные на склонах конуса выше 1000 м над уровнем моря, поставляют на поверхность более кислые базальты, а кратеры подножия — основные их разности. Кроме того, наблюдаются некоторые изменения в минеральном составе пород в зависимости от высоты вывода лавы на поверхность, а также в начальную и конечную стадии извержений. В первом случае в базальтах, кроме плагиоклаза, кристаллизуются гиперстен и более железистые разности оливина и клинопироксена, во втором — гиперстен отсутствует, оливин становится более магнезиальным, а клинопироксен обогащается волластонитовой молекулой.

В последние годы детальными геологическими и вулканологическими исследованиями получены некоторые дополнительные материалы по строению, особенностям извержений, петрологии и геохимии продуктов вулкана. Часть из них уже рассматривалась в работах [5, 7–10]. В данной статье сделана попытка уточнить некоторые детали строения вулкана и проследить эволюцию состава базальтов в процессе его формирования.

**Геолого-геоморфологическое строение вулкана.** Ключевская сопка представляет собой типичный стратовулкан, гигантский конус которого поднимается на высоту 4850 м над уровнем моря и имеет асимметричное строение. В южном, западном и северо-западном секторах он сложно сочленяется с образованиями вулканов Камень, Ближняя Плоская и шлако-

вых конусов северо-восточной трещинной зоны. В северном и восточном секторах склоны конуса прослеживаются на расстоянии 30–45 км, вплоть до уездов рек р. Камчатки, а также Большой и Сухой Хапицы.

**Терминальный кратер вулкана.** Вершина конуса Ключевского вулкана обрамлена кратером диаметром 650–700 м и глубиной 550–600 м. В связи с частыми извержениями различного характера и силы, полость кратера периодически меняла свою морфологию и глубину (рис. 1). Она приобретала то чашеобразную ( $H = 150–200$  м), то воронкообразную ( $H = 400–600$  м) форму. С 1964 г. кратер приобрел телескопическое строение, причем в первые годы наблюдений в его полости имелись две, а с 1967 г. — три воронки, вложенные друг в друга (рис. 2). Каждая воронка фиксировалась крутым уступом, а верхняя ее часть обрамлялась небольшими террасовидными площадками, представляющими остатки дна кратера, существовавшего до образования воронок.

На дне кратера постоянно наблюдались зияющие газовые и лавовые бокки диаметром от 10 до 50–100 м, небольшие лавовые потоки и шлаковые конуса различных размеров. Иногда их основания почти полностью перекрывали дно, а вершины выходили за пределы кратера. Кроме того, дно кратера часто разбивалось зияющими трещинами различной ориентировки. Верхние кромки основного кратера разбиты многочисленными нарушениями вулканотектонического происхождения и имеют зубчатое строение с перепадом высот от 20 до 150 м. В стенках кратера наблюдается переслаивание лав и обломочного материала с преимущественным преобладанием последнего (30–70%). В северо-западном и юго-восточном секторах кратера поверхность стенок осложнена вертикальными дайками, штокообразными телами и действующими бокками. В 1974 г. дайкообразные тела в кратере фиксировали постепенное уменьшение лавовыводящего жерла к концу извержения [6].

В последнее время в кратере чаще всего происходят взрывные извержения с выбросами обломочного материала на склоны и ближайшие окрестности вулкана. Общая площадь, покрываемая пеплом при каждом извержении, варьирует от 100–200 до 5–10 тыс. км<sup>2</sup> с объемами от 0,001 до 0,5 км<sup>3</sup>. Иногда обломочный материал почти полностью заполняет кратер и в виде мощных пирокластических потоков скатывается на склоны по северному и северо-западному вулканотектоническим желобам. Чисто лавовый материал обычно не выходит за пределы кратера, хотя на северном склоне вулкана (русло р. Сопочной, высота 1000–1200 м над уровнем моря) В.И. Влодавцем отмечался лавовый поток, излившийся из вершины кратера в 1821 г. [1]. В целом для извержений вулкана характерна цикличность с периодами покоя продолжительностью в  $5 \pm 1$  год. Последнее извержение наблюдалось в 1973–1974 гг. и было предсказано на основании анализа характера извержений во времени.

От вершины до высоты ~ 2500 м над уровнем моря склоны конуса покрыты почти сплошным панцирем льда и фирна, переслаивающимися с обломочным материалом, выбрасываемым из кратера. Отдельные языки ледников ("Сопочный", "Влодавца", "Открытый", "Шмидта" и др.) спускаются до высоты 1500 м и ниже. В концевых частях ледников довольно часто можно видеть многочисленные валы современных морен.

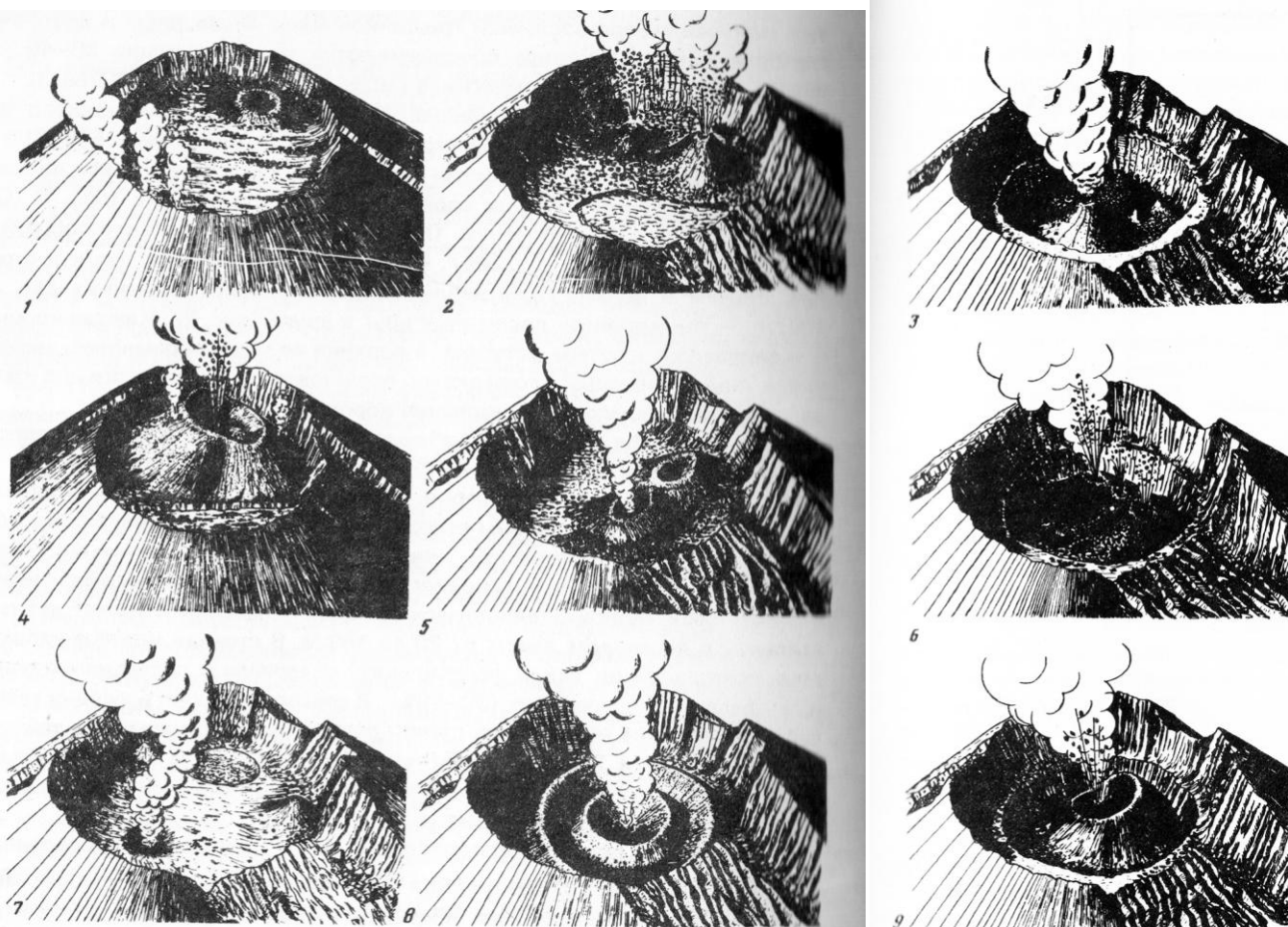


Рис. 1. Изменение морфологии кратера вулкана Ключевского в процессе извержений с 1936 по 1966 г.

1 — кратер в 1936 г. (по В.И. Влодавцу); 2 — кратер в 1937 г. (по А.А. Меняйлову); 3 — кратер в 1951 г. (по Г.С. Горшкову); 4 — кратер в 1961 г. (по Е.К. Мархинину); 5 — кратер в 1962 г. (по А.П. Горшкову и др.); 6 — кратер в 1963 г. (по И.А. Меняйлову); 7 — кратер в 1964 г. (по В.А. Ермакову); 8 — кратер в сентябре 1966 г. (по И.Т. Кирсанову); 9 — кратер в июне 1966 г. (по И.Т. Кирсанову)

Субтерминальные кратеры и эруптивные трещины вулкана. Примерно на этой же высоте склоны конуса изрезаны барранкосами, а в западном, северо-западном, северном и юго-восточном секторах осложнены глубокими желобами, расширяющимися к вершине. По отношению к последней они имеют радиальную ориентировку и, постепенно сужаясь, прослеживаются до высоты 2700, 2500 м над уровнем моря. В самой верхней своей части (Н = 4850–4500 м) желоба ограничены крутыми уступами, а полости их представлены зонами дробления, прорезаны многочисленными дайками и осложнены шлаковыми конусами, воронками взрыва и частично сохранившимися лавовыми потоками (см. рис. 2). Наличие кратеров и эруптивных трещин указывает на то, что сами желоба периодически являются активными центрами извержений, и образование их тесно связано с вулcano-тектоническими процессами, проявляющимися в верхней части конуса вулкана. Из недавних извержений, приурочен-

ных к желобам, можно отметить внедрение дайки и излияние лавового потока в 1926 г. в центральной части юго-западного нарушения, образование конуса Радист в 1937 г. в нижней части северо-западного желоба и образование нескольких воронок взрыва в верхней части западного желоба в 1974 г. В это же время на участке сочленения с желобом в стенках центральной кратера произошло значительное проседание блоков пород. Кроме того, в связи с большой крутизной склонов и подробленностью пород в развитии желобов значительную,

хотя и вторичную роль играют процессы эрозии, а также выпихивающее действие пирокластического материала, выбрасываемого из кратера, и ледников, широко развитых в этой части конуса. Последнему явлению Б.И. Пийп придавал основное значение, и описанные выше желоба относил к образованиям типа "шарра", что не соответствует действительности [9].

С высоты 2500 до 500 м и ниже склоны конуса и его основания перекрыты обломочным чехлом различной мощности (0,5–50 м) и происхождения, прорезаны руслами сухих рек, осложнены многочисленными разновозрастными побочными (латеральными) кратерами. Лавовые потоки последних часто перекрывают отложения обломочного чехла, сложно переслаиваются между собой, а также с лавами и пирокластическим материалом терминальных и субтерминальных извержений. Отдельные языки их спускаются ниже, перекрывая более древние породы основания.

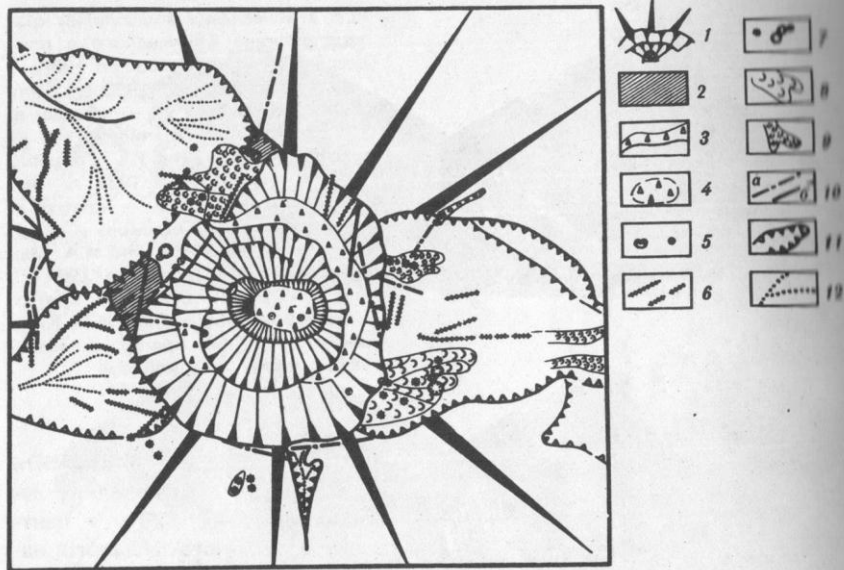


Рис. 2. Строение терминального кратера в 1968 г., местоположение и характер субтерминальных образований

1 — верхняя часть конуса и воронки кратера; 2 — остатки старого кратера; 3 — террасовидные площадки; 4 — дно кратера, засыпанное обломками лав; 5 — газовые бокки; 6 — дайки; 7 — шлаковые конусы и воронки взрыва; 8–9 — лавовые потоки разного возраста; 10 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — вулcano-тектонические желоба; 12 — тальвеги

Обломочный чехол представлен вулканогенно-прелювиальными образованиями. В разрезах бортов сухих рек здесь можно проследить сложное переслаивание пепла, вулканического песка и более грубообломочной пирокластики с прослоями делювия, пролювия, флювиогляциальными образованиями. Ниже в разрезах склонов вулкана изредка отмечаются остатки морен различного возраста и прослои почвенно-пирокластического материала. Кроме того, здесь широко развиты отложения лахаров, конусов выноса и аллювия.

Мощность обломочного чехла варьирует от первых метров в верхних до 15–20 м в средних и 50–80 м в нижних частях склонов. При этом наибольшее скопление обломочного материала отмечается в нижних частях вулcano-тектонических желобов и на их продолжении, а также на восточных и юго-восточных склонах вулкана, обращенных к Хапичинской компенсационной впадине.

**Побочные кратеры вулкана.** На рис. 3 показана схема Ключевского вулкана со всеми его побочными проявлениями. Из анализа схемы хорошо видно, что в развитии вулкана побочные кратеры играли очень большую роль (рис. 3, 5 см. вкл.).

В виде одиночных шлаковых конусов, воронок взрыва или цепочек их и скоплений они повсеместно распространены на склонах в пределах вы-

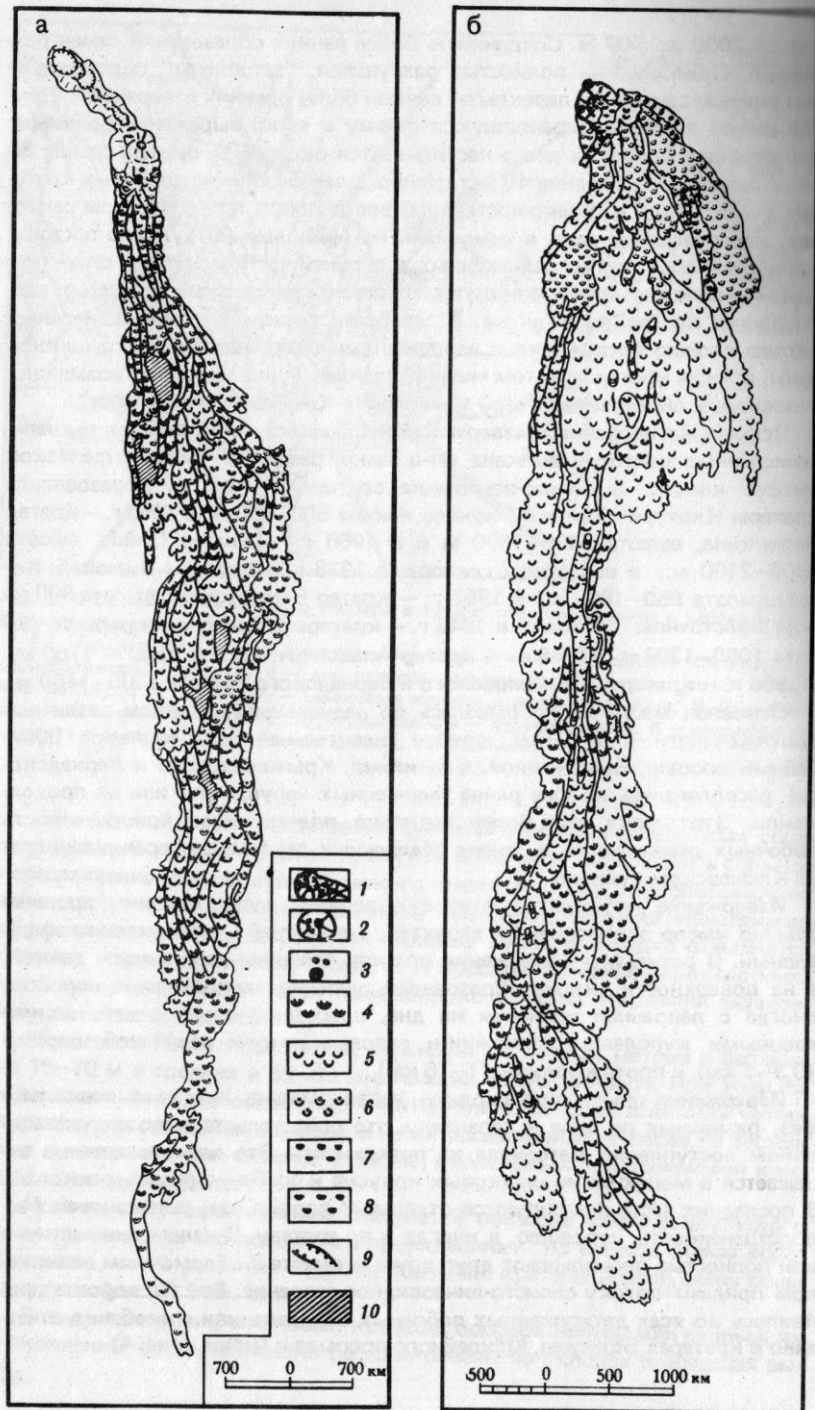
сот от 2000 до 500 м. Сохранность более ранних образований самая различная. Одни из них полностью разрушены, "затоплены" обломочным материалом склонов и перекрыты лавами более древних извержений. Другие имеют хорошо сохранившуюся форму и четко выражены в рельефе. В настоящее время их всего насчитывается около 100, причем свыше 30 образовалось в последние 40 лет. Наибольшее скопление побочных кратеров наблюдается в северо-восточном, восточном и юго-восточном секторах. Располагаются они, в основном, на продолжении вулcano-тектонических желобов, четко выраженных в верхней части конуса. В структурно-тектоническом плане они попадают в зоны радиальных разломов, пересекающих постройку вулкана. В северо-восточном секторе радиальный разлом сложно сочленяется с нарушениями северо-восточной трещинной зоны, и часть кратеров, в том числе Киргурич, Туйла, Биокось, возможно, относится к образованиям этой зоны, а не к Ключевскому вулкану.

Прорыв датированных извержений наблюдался почти во всех вышеперечисленных секторах вулкана и на самой различной гипсометрической высоте конуса. В северо-восточном секторе в 1932 г. образовались кратеры Киргурич, Туйла и Биокось, высота 500–600 м; в 1953 г. — кратер Белянкина, высота 1300–1500 м и в 1966 г. — кратер Пийпа, высота 1800–2100 м.; в восточном секторе: в 1938 г. — кратеры Билюкай, Козей, высота 950–1800 м; в 1951 г. — кратер Былинкиной, высота 900 м; в юго-восточном секторе: в 1945 г. — кратеры Юбилейного прорыва, высота: 1000–1300 м; в 1946 г. — кратер Апахончич, высота 1500–1700 м; в 1956 г. — кратеры Крыжановского и Вернадского, высота 1300–1400 м.

Основная масса их прорывалась по радиальным трещинам различной протяженности (0,5–8 км), причем значительная часть кратеров (Юбилейный прорыв, Былинкиной, Белянкина, Крыжановского и Вернадского) располагались на уже ранее заложенных нарушениях или их продолжении. Этот факт еще более наглядно подчеркивает приуроченность побочных образований к зонам радиальных разломов, формирующихся на Ключевском вулкане.

Извержение побочных кратеров в верхней части трещины прорыва обычно имело эксплозивный характер, а в нижней — существенно эффузивный. В результате извержения полость трещины заполнилась дайкой, а на поверхности склона образовалась цепочка эксплозивных воронок, иногда с лавовыми штоками на дне, шлаковый конус с небольшими лавовыми куполами в подножии и лавовые потоки различной ширины (0,3–5 км) и протяженности (1–16 км).

Извержения обычно происходили неравномерно, иногда в несколько фаз, различных по силе и характеру, что свидетельствовало о пульсационном поступлении материала на поверхность. Это явление хорошо отражается в морфологии шлаковых конусов и особенно лавовых потоков. В последних часто фиксируются отдельные порции лав, различные по пространственности, строению, а иногда и по составу. В целом они частично или полностью перекрывают друг друга и вместе с обломочным материалом придают потоку слоисто-линзовидное строение. Все это хорошо проявилось во всех датированных побочных образованиях и особенно отчетливо в кратерах Билюкай, Юбилейного прорыва и Пийпа (рис. 4).



Из вышеописанного видно, что формирование вулкана до настоящего времени происходит в результате терминальных, субтерминальных и побочных (латеральных) извержений. Слабая расчлененность склонов и массовое проявление побочных образований в средних и нижних частях конуса несколько затрудняют проведение строгой реконструкции строения и эволюции состава продуктов, особенно первых этапов развития вулкана. Тем не менее, детальное изучение морфологии склонов конуса, разрезов пород, обнажающихся в бортах сухих рек, и анализ обломков, выбрасываемых эксплозивными воронками побочных извержений, позволяют условно выделить 3 этапа в формировании постройки Ключевского вулкана.

В морфологии склонов конуса и его основания наблюдается несколько ступеней, прослеживающихся на определенных гипсометрических уровнях (200–300, 500–800 и 1500–2000 м над уровнем моря). Наиболее четко они выражены в северо-восточном и восточном секторах склонов и слабо прослеживаются в юго-восточном. В последнем случае выравнивание склонов, по-видимому, связано с активным опусканием Хапичинской впадины в период формирования вулкана. Начало каждой ступени фиксируется уступом высотой в 5–30 и 50 м или перегибом склона, где в отдельных местах обнажаются лавовые и лавово-пирокластические образования различного характера. Последние, вероятно, отражают этапность в развитии вулкана и позволяют проследить эволюцию состава его продуктов во времени.

От урезов рек Камчатки и Хапицы до высоты 200–500 м, иногда выше, прослеживаются породы основания вулкана, которые представлены лавово-пирокластическими образованиями. В нижней части разрезов здесь отмечаются обычно микроплагиофировые базальты, несколько обогащенные клинопироксеном. Выше наблюдается переслаивание лав и пирокластиков мезоплагиофирового облика. Состав пород андезито-базальтовый. Из минералов отмечаются, в основном, крупные кристаллы плагиоклаза, реже гиперстен и еще реже встречаются оливин и клинопироксен. С высоты 300–500 м над уровнем моря прослеживаются породы 2-й ступени. Они относятся к самым древним образованиям северо-восточной трещинной зоны. В нижней части разреза они представлены лавами мезоплагиофирового облика андезито-базальтового состава. Выше наблюдается переслаивание их с мезоплагиофировыми разностями, причем в самой верхней части преобладают последние, и состав приближается к базальтам ( $\text{SiO}_2$  53–54%). Из минералов здесь отмечается плагиоклаз, реже клинопироксен, оливин и гиперстен. Иногда в породе наблюдаются крупные выделения магнетита. По химическому составу, как и породы основания, они

Рис. 4. Строение лавовых потоков побочных кратеров Пийпа (1966 г.) (а) и Билюкан (1938 г.) (б)

1 — цепочка эксплозивных воронок на трещине прорыва побочных кратеров Пийпа; 2 — шлаковые конусы на трещинах прорыва побочных кратеров Пийпа и Билюкан; 3 — лавовые бокки в подножии шлаковых конусов; 4–8 — лавы отдельных порций, формирующих лавовые потоки; 9 — русла лавовых потоков; 10 — незакрытые участки склонов вулкана

относятся к субщелочным базальтам и андезитобазальтам. Породы нижней части разреза северо-восточной трещинной зоны относятся к нижнечетвертичному возрасту (1200 тыс. лет  $\pm$  300 тыс. лет, калий-аргоновый метод, ВСЕГЕИ). Выше по разрезу в русле р. Киргурич наблюдается сложное переслаивание их и пород Ключевского вулкана с образованиями морены верхнеплейстоценового возраста.

В уступах 3-й ступени (высота 500–800 м) породы основания перекрываются лавово-пирокластическими образованиями микроплагиофирового облика, условно относящимися к породам первого этапа развития Ключевского вулкана. В нижней части разреза вскрывается прослойка туфобрекчий мощностью 14–20 м, выше наблюдается переслаивание их с лавовыми потоками мощностью в 2–5 м каждый. Облик лав преимущественно микроплагиофировый, состав базальтовый, андезито-базальтовый. Интересно, что в этих разностях пород вверх по разрезу наблюдаются постепенные переходы от существенно плагиоклазовых до плагиоклазовых с большим количеством темноцветных минералов и преобладанием клинопироксена. Последние сначала появляются в виде микролитов в основной массе, затем оформляются до вкрапленников, обычных для разностей пород, слагающих Ключевской вулкан. Соответственно меняется и состав до типичных высокоглиноземистых базальтов ( $Al_2O_3$  — 17–18%,  $MgO$  — 4–5% и  $SiO_2$  — 50–53%).

Породы такого же типа встречаются в отдельных выходах на восточном и юго-восточном склонах, а также в обломках вмещающих пород, выброшенных взрывными жерлами побочных кратеров Пийпа (1966 г., высота 2100 м). Они же отмечаются в обломках моренных образований, обнажающихся в средней части восточного склона и относящихся к верхнечетвертичному оледенению. Кроме того, в разрезах русла р. Киргурич наблюдается сложное переслаивание пород первого этапа Ключевского вулкана с образованиями морен верхнечетвертичного возраста и породами трещинной зоны. Все это позволяет автору начать развития Ключевского вулкана отнести к верхнему плейстоцену.

Породы второго этапа прослеживаются от тыловой части третьей ступени до высоты 2000–2500 м над уровнем моря, т.е. вплоть до перегиба к современному конусу вулкана. К этому этапу условно относятся породы "древних" шлаковых конусов и синхронных им лав центрального кратера. В целом для этих образований характерно преобладание магнезиальных разностей базальтов. Они распространены почти повсеместно, но вскрыты слабо. В разрезах русел сухих рек отмечается верхняя их часть. Наблюдается переслаивание магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов с преобладанием первых. Они же встречались и в обломках, выброшенных побочными кратерами Пийпа ( $H = 2100$  м). В минеральном составе здесь наблюдается резкое увеличение оливина, клинопироксена до 12–19%, уменьшение плагиоклаза и почти полное исчезновение гиперстена.

Образования последнего, 3-го этапа полностью слагают современный конус и прослеживаются от высоты 2000–2500 м до 4850 м. Кроме того, сюда же относятся лавы недавних и датированных извержений побочных кратеров, большая часть которых рассредоточена на поверхности четвер-

той ступени, и только некоторые (Туйла, Биокось и др.) спускаются до высот 500–600 м. Здесь широко развиты и вулканогенно-пролювиальные образования, которые почти сплошным чехлом покрывают склоны вулкана. Породы этого этапа представлены преимущественно высокоглиноземистыми базальтами, для которых характерно повышенное содержание плагиоклаза и нормальное — оливина, клинопироксена. Предыдущие исследователи относили их к плагиобазальтам. Некоторые побочные кратеры (Киргурич, Туйла, Биокось — 1932 г.) поставляли на поверхность только магнезиальные базальты, Билюкай (1938 г.) — плагиоклазовые и в небольшом количестве магнезиальные, прорыв Пийпа (1966 г.) — высокоглиноземистые и промежуточные разности по составу. Таким образом, формирование Ключевского вулкана происходило в три этапа с выводом на поверхность материала различного состава. Эти различия более четко обнаруживаются при анализе химизма, распределения некоторых микрокомпонентов и петрологии продуктов извержений. Общая схема строения и распространения пород по этапам показана на рис. 5. Карта схематична и представляет собой первую попытку расчленения пород на Ключевском вулкане по этапам его деятельности.

Эволюция состава базальтов в процессе формирования вулкана. Для изучения эволюции состава базальтов на Ключевском вулкане было дополнительно проанализировано около 70 образцов пород, которые охватывали все выделенные этапы и разности базальтов. Кроме того, в этих же образцах получено содержание некоторых микрокомпонентов и проведены оптические исследования основных породообразующих минералов. По средним содержаниям окислов, микрокомпонентов и основных составляющих минералов проведено сравнение пород по времени извержений. Такое сравнение проведено в датированных образованиях центрального и побочных кратеров, а также в процессе одного извержения. В последнем случае прослежено изменение кристаллической фазы в процессе извержения и проведения увязки с динамикой извержения.

На графиках сравнения средних содержаний основных окислов по этапам наблюдается понижение содержаний кремнезема, глинозема, щелочей и резкое повышение содержаний суммарного железа, магния, кальция от пород основания к породам 1-го цикла формирования Ключевского вулкана. В то же время от 2-го к 3-му циклу наблюдается обратная картина. Наблюдается корреляция кремнезема, глинозема, окислов магния и щелочей, V, Cr, Co, Cu, Ba, Sr, Rb и Li (рис. 6).

При сравнении состава породообразующих минералов в той же последовательности отмечается повышение основности плагиоклаза, магнезиальности оливина, волластонита и понижение железистости в них же, а также магнезиальности в ромбических пироксенах. Изменение состава микролитов в этих же минералах полностью отражает картину изменения вкрапленников.

При сравнении содержаний этих же окислов, микрокомпонентов и состава минералов в продуктах датированных извержений отмечается:

1. Почти полное совпадение составов базальтов вершинного и побочных кратеров.

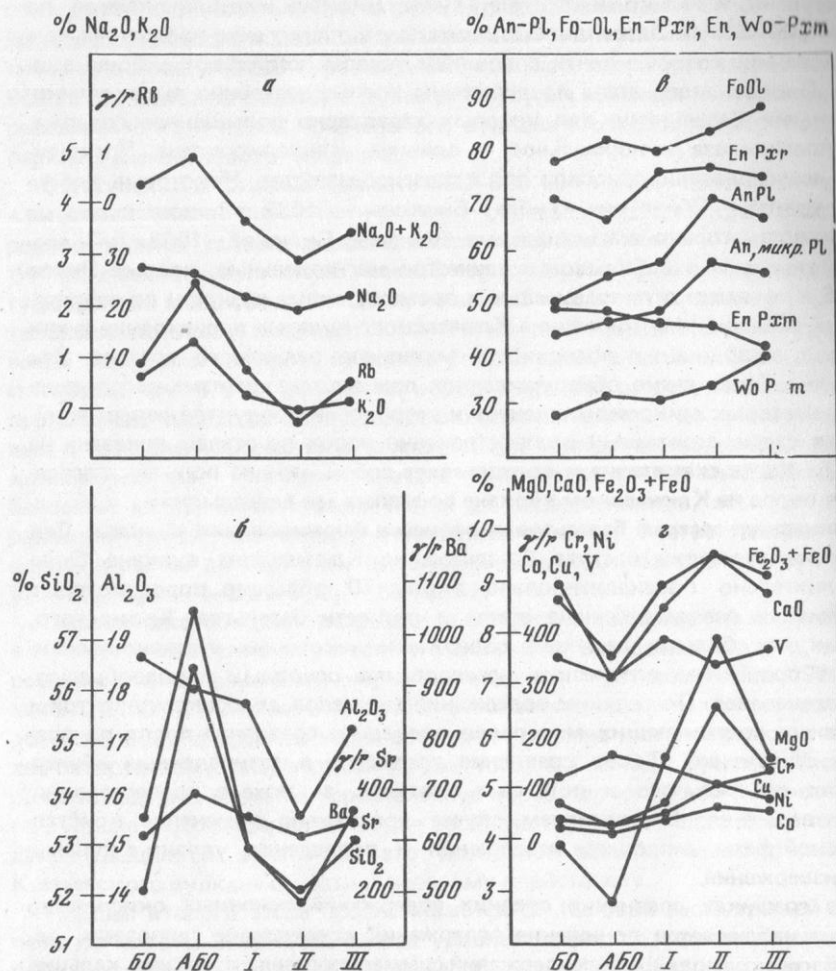


Рис. 6. Изменение средних содержаний окислов, некоторых микрокомпонентов (а, б, в, г) и состава минералов (а) в базальтах при формировании вулкана Ключевско-го

БО — базальты основания вулкана; АВО — андезито-базальты основания вулкана; I—III — этапы формирования вулкана; An—Pl — анортит во вкрапленниках плагиоклаза; An микр.—Pl — анортит в микролитах плагиоклаза; Fo—Ol — форстерит оливина; En—Pxl — энстатит ромбического пироксена; En, Wo—Pxm — энстатит и волластонит моноклинного пироксена.

2. Заметное повышение содержаний кремнезема, глинозема, щелочей и понижение содержаний окислов кальция и магния во времени с 1932 по 1966 г., заметная корреляция Cr и Ni с Mg и V, Ba и Sr с Al и Si (рис. 7).

3. Понижение основности плагиоклаза и магнезиальности ромбического пироксена.

В продуктах одного извержения на примере побочных кратеров Пийпа проведено сравнение среднего состава окислов, минералов и количества

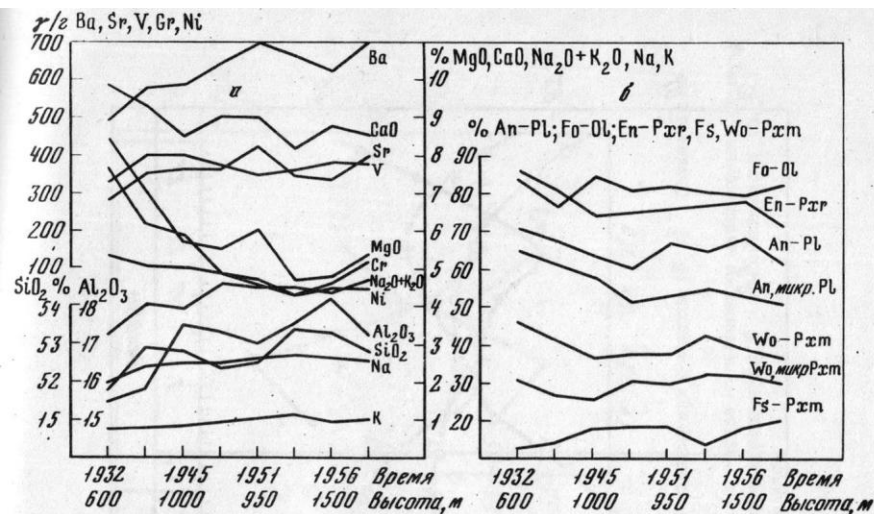


Рис. 7. Изменение средних содержаний окислов, некоторых микрокомпонентов (а) и состава минералов (б) в датированных базальтах побочных кратеров, An<sub>вкр</sub> Pl — анортит во вкрапленниках, An<sub>микр.</sub> Pl — анортит в микролитах плагиоклаза; Fo — Ol — форстерит оливина, En — Pxl — энстатит ромбического пироксена; Fs, Wo — Pxm — ферросилит, волластонит вкрапленников и микролитов моноклинного пироксена

кристаллической фазы с высотой отдельных центров на склоне, динамикой и временем извержения.

При сравнении с высотой положения центров никаких изменений в химизме пород не наблюдается, кроме того, что в обломках эксплозивных воронок отмечается большее количество крупных кристаллов клинопироксена и плагиоклаза, а микролиты гиперстена почти полностью вытесняют из основной массы микролиты плагиоклаза.

Наиболее четкие изменения отмечаются в связи с динамикой и временем извержения (рис. 8).

В фазы ослабления и затухания наблюдается понижение содержаний SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, наоборот, возрастание содержаний MgO, CaO и ΣFeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В кристаллической фазе при этом отмечается резкое возрастание количества вкрапленников плагиоклаза (23—36%) и темноватых минералов (3—10%).

В кульминационные фазы извержений, наоборот, отмечается резкое сокращение кристаллической фазы и увеличение основной массы. При этом температура кристаллизации клинопироксена по расплавленным включениям меняется в процессе извержения от 1060 до 1290°C, плагиоклаза — от 1090 до 1250°C.

Все вышеперечисленные примеры указывают на сложность вулканического процесса, при котором кристаллизация и дифференциация базальтового расплава происходит в магматическом очаге и лавоподводящем канале, особенно в его верхней части. В последнем случае значительную

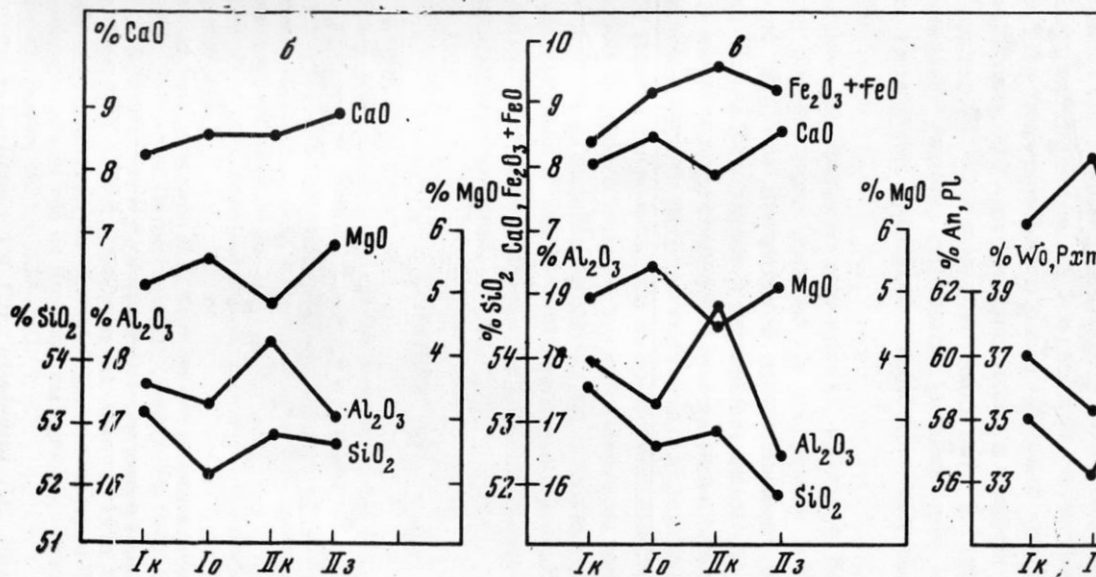
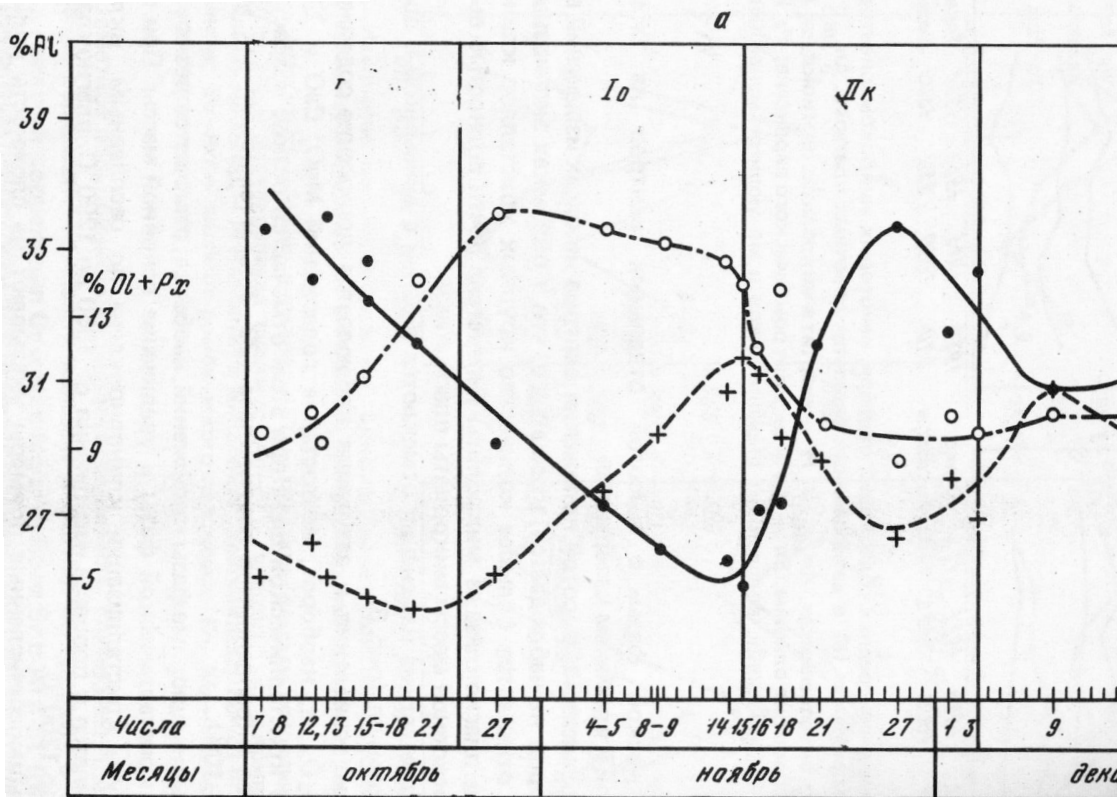


Рис. 8. Изменение количества минералов (а), их среднего состава (з) и среднего содержания окислов (б) в минералах побочных кратеров Пийпа со временем и в связи с динамикой извержения

б — по фазам извержения всех побочных кратеров, в — по шлаковому конусу; Iк — фаза кульминации извержения, Io — фаза ослабления извержения, IIк — фаза затухания извержения базальтсв; ○ — вкрапленники плагиоклаза; + — вкрапленники темноцветных минералов

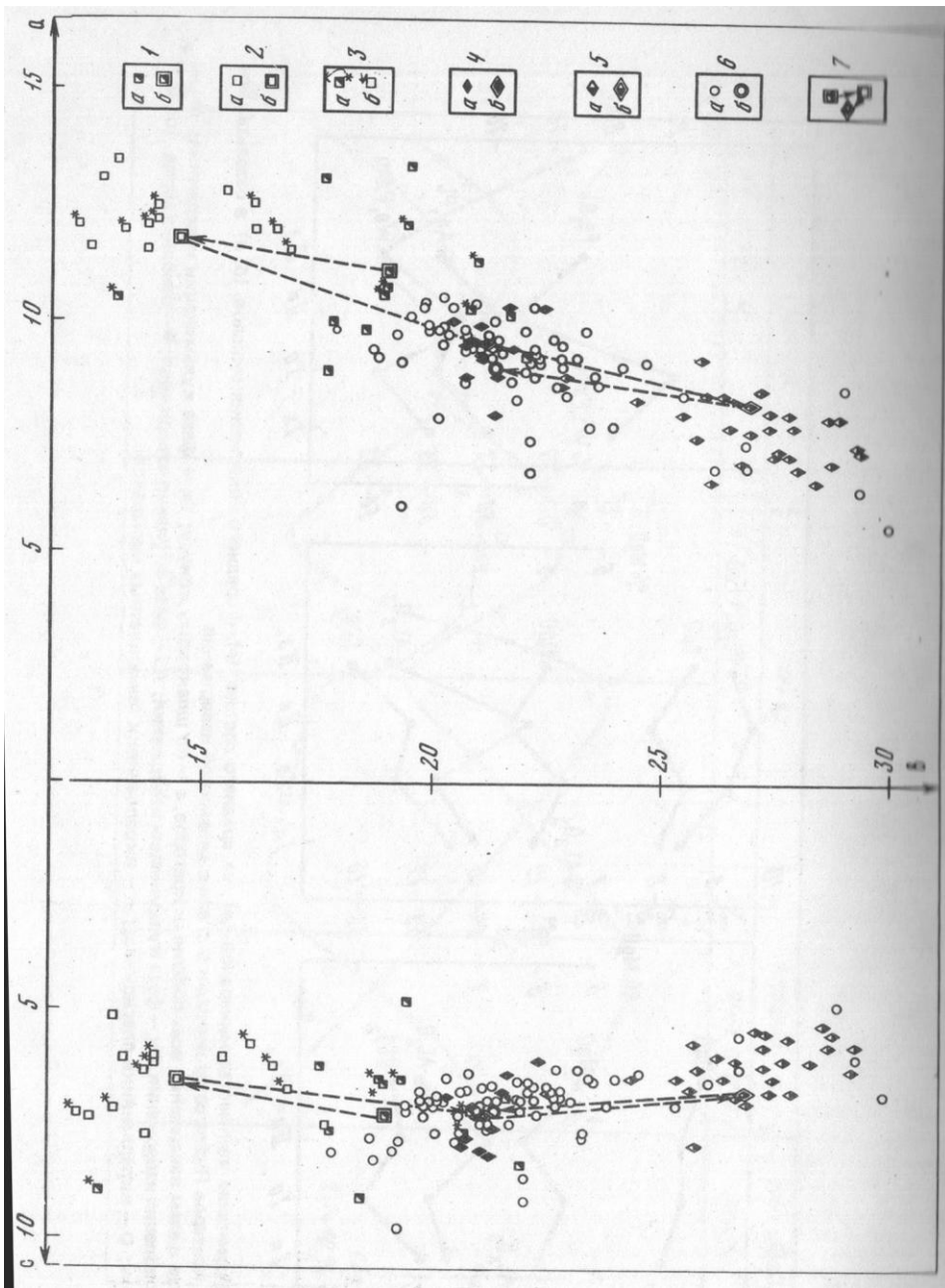


Рис. 9. Диаграмма химического состава базальтов, андезитобазальтов вулкана Ключевского и его основания

1, 2 — базальты, андезитобазальты основания Ключевской группы вулканов (а) и их средний состав (б); 3 — базальты (а), андезитобазальты (б) основания, залегающие непосредственно под породами Ключевского вулкана; 4 — базальты древней постройки вулкана (а) и их средний состав (б); 5 — базальты древних шлаковых конусов (а) и их средний состав (б); 6 — базальты современного конуса, датированных извержений побочных кратеров (а) и их средний состав (б); 7 — пунктирные линии со стрелками показывают эволюцию базальтов вулкана Ключевского во времени

роль играют газонасыщенность и характер отделения газовой фазы из расплава. Быстрое отделение ее из расплава, по-видимому, иногда создает условия для избирательного роста крупных кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, что часто наблюдается в шлаках и туфах более древних образований Камчатки. И наоборот, в жидкой лаве, богатой растворенными газами, создаются условия для кристаллизации микролитов гиперстена, который полностью вытесняет микролиты плагиоклаза.

Нанесение результатов химических анализов базальтов и андезитобазальтов Ключевского вулкана на диаграмму А.Н. Заварицкого показало (рис. 9), что центральное поле занимают высокоглиноземистые базальты 1-го и 3-го этапов и составляют основную массу фигуративных точек. В нижнем поле сосредоточены магнезиальные базальты 2-го этапа, а в верхнем — мезо- и мегаплагиофировые андезитобазальты фундамента. Из этого можно заключить, что высокоглиноземистые базальты представляют собой исходные магмы, выплавляемые из мантии, две другие разновидности являются ее дифференциатами, при этом высокомагнезиальные разновидности образовались в магматическую стадию, в глубинном очаге вулкана, а субщелочные и промежуточные — в его канале или промежуточном очаге уже в процессе извержений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов. Тр. Камчатской вулканолог. ст., 1940, вып. 1.
2. Влодавец В.И. Ключевской вулкан, Землеведение. т. I(XI). М. 1940.
3. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки. — Бюлл. вулканолог. ст., 1957, № 25.
4. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, 1956, 106, № 4.
5. Ермаков В.А., Кирсанов И.Т. Ключевская группа вулканов. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 75—103.
6. Иванов Б.В., Марков И.А., Чирков А.М. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1974 г. — Бюлл. вулканолог. ст., 1976, № 52, с. 145—152.
7. Кирсанов И.Т., Важеевская А.А. Извержение кратеров Пийпа и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 157—160.
8. Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П., Штейнберг Г.С. Некоторые закономерности извержений Ключевского вулкана. — Бюлл. вулканолог. ст., 1973, № 49.

9. *Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А.* Главный и побочные кратеры Ключевского вулкана в 1966—68 гг. — Бюлл. вулканолог. ст., 1970, № 46, с. 33—41.
10. *Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т.* Геохимия базальтов Ключевского вулкана. — Геохимия, 1974, № 6, с. 875—883.
11. *Меняйлов А.А.* Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—38 гг. (Тр. лав. вулканолог. и Камч. вулканолог. ст., 1947, № 4).
12. *Набоко С.И.* Извержение Билюкая побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. (Тр. лаб. вулканолог. и Камч. вулканолог. ст., 1947, № 5).
13. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом. (Тр. лаб. вулканолог., 1956, № 11, с. 3—309).
14. *Пийп Б.И.* Особенности извержений Ключевской сопки. (Тр. лаб. вулканолог., 1958, вып. 13, с. 99—119).