

УДК 551.21 + 551.24

© 1992 г. И.В. МЕЛЕКЕСЦЕВ, В.В. ПОНОМАРЕВА,  
О.Н. ВОЛЫНЕЦ

## ВУЛКАН КИЗИМЕН (КАМЧАТКА) — БУДУЩИЙ СЕНТ-ХЕЛЕНС?

Рассмотрены структурное положение, морфология, геологическое строение, история эруптивной активности и эволюция изверженного материала в. Кизимен (Камчатка) с момента его возникновения (12—11 тыс. лет назад) до настоящего времени. Выделены четыре цикла развития вулкана длительностью 2—3,5 тыс. лет. Датированы крупнейшие извержения, определены их параметры. Оценены объем и масса изверженных продуктов, интенсивность выноса вещества в периоды активации и продуктивность вулкана на различных этапах его формирования. Показано, что эволюция состава изверженных пород (от дацитов до андезитобазальтов) — результат смешения дацитовой и базальтовой магм. Предполагается, что в будущем на в. Кизимен могут произойти такие же извержения как на вулканах Бандай (1888 г.) и Сент-Хеленс (1980 г.).

KIZIMEN VOLCANO (KAMCHATKA) — A FUTURE MOUNT ST. HELENS? by Melekestsev I.V., Ponomareva V.V. and Volynets O.N. We studied the tectonic setting, morphology, geological structure, the history of eruptive activity and the evolution of the composition of the erupted material of Kizimen volcano (Kamchatka) from the moment of its origination (12—11 thousand years ago) to the present time. Four cycles 2—3,5 thousand years long each were distinguished that characterize the activity of the volcano. All largest eruptions were dated, their parameters determined. We also estimated the volume and the mass of the erupted products, volcanic intensity of evacuation of material during periods of high activity and productivity of the volcano at different stages of its formation. It has been shown that evolution of the composition of the rocks erupted (from dacite to basaltic andesite) takes place as a result of mixing of dacitic and basaltic magma. It is proposed that future eruptions that may take place at Kizimen will be similar to those at Bandai (1888) and Mount St. Helens (1980) volcanoes.

(Received November 24, 1990)

*Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk - Kamchatsky, 683006, Russia*

Вулкан Кизимен (55°08,0 с.ш., 160°19,3 в.д., абс. высота 2376<sup>1</sup> м) — самый южный из действующих вулканов Центральной Камчатской депрессии (рис. 1, 2). В настоящее время он проявляет лишь фумарольную активность, которая отмечена примерно с 1825 г. [3]. Единственное зафиксированное историческое извержение произошло в декабре 1928 г. — январе 1929 г., когда на вершине вулкана ночью наблюдался огонь, а черный «дым» выходил из того места, где расположены современные фумаролы. Извержение сопровождалось частыми землетрясениями [15].

Кизимен остается пока одним из наименее изученных действующих вулканов Камчатки. Имеются только две оригинальные статьи, написанные по результатам его рекогносцировочных исследований Б.И. Пийпом [15] и коллективом авторов в начале

<sup>1</sup> По топосъемке 1972—1979 гг; на более ранних картах — 2485 м.



Рис. 1. Вулкан Кизи́мен, вид с юго-запада. Фото В.Н. Двигало

1970-х годов [19], где строение и история эруптивной активности вулкана рассматривались лишь в общих чертах. Проведенные авторами настоящей статьи комплексные геолого-тефрохронологические исследования с дешифрованием крупномасштабных аэрофотоснимков и применением радиоуглеродного датирования позволили дополнить, а во многом и изменить существующие представления о генезисе, строении и истории формирования в. Кизи́мен, эволюции его вещества, выявить особенности современного этапа развития вулкана, оценить тип и параметры будущих извержений.

Изучение истории формирования в. Кизи́мен проводилось по методике, разработанной тефрохронологической группой Института вулканологии в 1970—1980-х годах [2,12]. Сводный разрез почвенно-пирокластического чехла подножия в. Кизи́мен (рис. 3) составлен по 23 частным разрезам разных секторов. Главными реперами при расчленении вулкаников в. Кизи́мен служили выделенные и датированные ранее [20] пеплы вулканов Шивелуч (Ш<sub>2</sub> с возрастом 900. <sup>14</sup>С лет, Ш<sub>3</sub> — 1300 — 1400 <sup>14</sup>С лет, Ш<sub>5</sub> — 2500 — 2600 <sup>14</sup>С лет), Ксудач (1700 — 1800 <sup>14</sup>С лет), Авача (3500 — <sup>14</sup>С лет), Хангар (6900—7000 <sup>14</sup>С лет). Кроме того, в разрезах района было получено еще девять <sup>14</sup>С дат. При изложении истории активности в. Кизи́мен, для событий в интервале 10 — 8 тыс. лет назад (л.н.) приведен <sup>14</sup>С возраст; в интервале 8 тыс. л.н. — настоящее время — календарный возраст (<sup>14</sup>С возраст с поправкой на изменение концентрации радиоуглерода в атмосфере [29]).

### **Структурное положение, морфология, геологическое строение**

Вулкан Кизи́мен расположен на юго-восточном борту Щапинского грабена и приурочен к системе крупноамплитудных сбросов северо-восточного простирания зоны сочленения этого грабена с горстом хр. Тумрок. Фундаментом вулкана служат вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнемиоценовой щапинской свиты, а также вулканиды тумрокского и июльтского комплексов верхнеплиоценового — плейстоценового возраста [18]. Все исследователи, начиная с Б.И. Пийпа [15],

указывают на позднплейстоценовый — голоценовый возраст в. Кизимен, так как его породы выполняют трогии верхнеплейстоценового оледенения.

По размерам в. Кизимен является типичным для действующих вулканов Камчатки. Площадь его основания вместе с равнинами подножия  $\sim 120 \text{ км}^2$ , относительная высота постройки над руслом р. Левая Щапина — 1950—2000 м. Крутизна склонов конуса в средней и верхней части —  $30\text{--}40^\circ$ . Суммарный объем постройки, включая отложения равнин подножий,  $\sim 25 \text{ км}^3$ .

По морфологии в. Кизимен (см. рис. 1, 2) — весьма специфическое образование, не имеющее точных аналогов в пределах Курило-Камчатской области. Наиболее сложное строение имеет его верхняя часть, хотя она и напоминает по внешнему виду конусы обычных стратовулканов. Это комбинация из нескольких тесно сближенных, разных по размеру, степени сохранности и возрасту экструзивных куполов с их мощными агломератовыми мантиями, различных по морфологии, длине, возрасту и составу лавовых потоков и, наконец, занимающих остальное пространство круто-наклонных ( $8\text{--}10^\circ$ ) равнин обвально-взрывных отложений и пирокластических потоков. Характерные формы подножия вулкана — обширные пологонаклонные ( $2\text{--}5^\circ$ ) равнины пирокластических потоков, прорезанные сетью радиальных долин. Мощность вскрытых ими пирокластических толщ колеблется от 40 до 170 м.

Район Щапинского грабена, где расположен Кизимен, разбит сетью разрывных тектонических нарушений [8], которые раздробили на многочисленные блоки не только докизименские образования, но и саму вулканическую постройку. Наиболее четко выражена (см. рис. 2) сложная по конфигурации система сбросов общего северо-восточного простирания, деформировавшая постройку в. Кизимен на северо-западе. Вертикальная амплитуда сбросов колеблется здесь от 50—60 м на СВ конце разломной зоны до 170—200 м на ЮЗ конце.

Вулканическая деятельность в пределах Тумрокской морфоструктуры завершилась в первой половине плейстоцена  $\sim 200\text{--}300$  тыс. л.н. [8]. Однако в верхнем плейстоцене магматические очаги существовавших здесь вулканов были вновь задействованы в результате интенсивного проявления разрывной тектоники в период образования Щапинского грабена и горста хр. Тумрок. Своего рода «гальванизация» этих дифференцированных магматических очагов свежей высокотемпературной базальтовой магмой и послужила, вероятно, причиной появления в. Кизимен, а также непосредственно предвалявших его базальтового шлакового конуса Тамары (назван нами, см. рис. 2) и нескольких других мелких центров базальтового и андезитового вулканизма, чьи лавы и туфобрекчии обнажаются в глубоко врезанной долине ручья в северо-западном секторе подножия вулкана (см. рис. 2, т. 28).

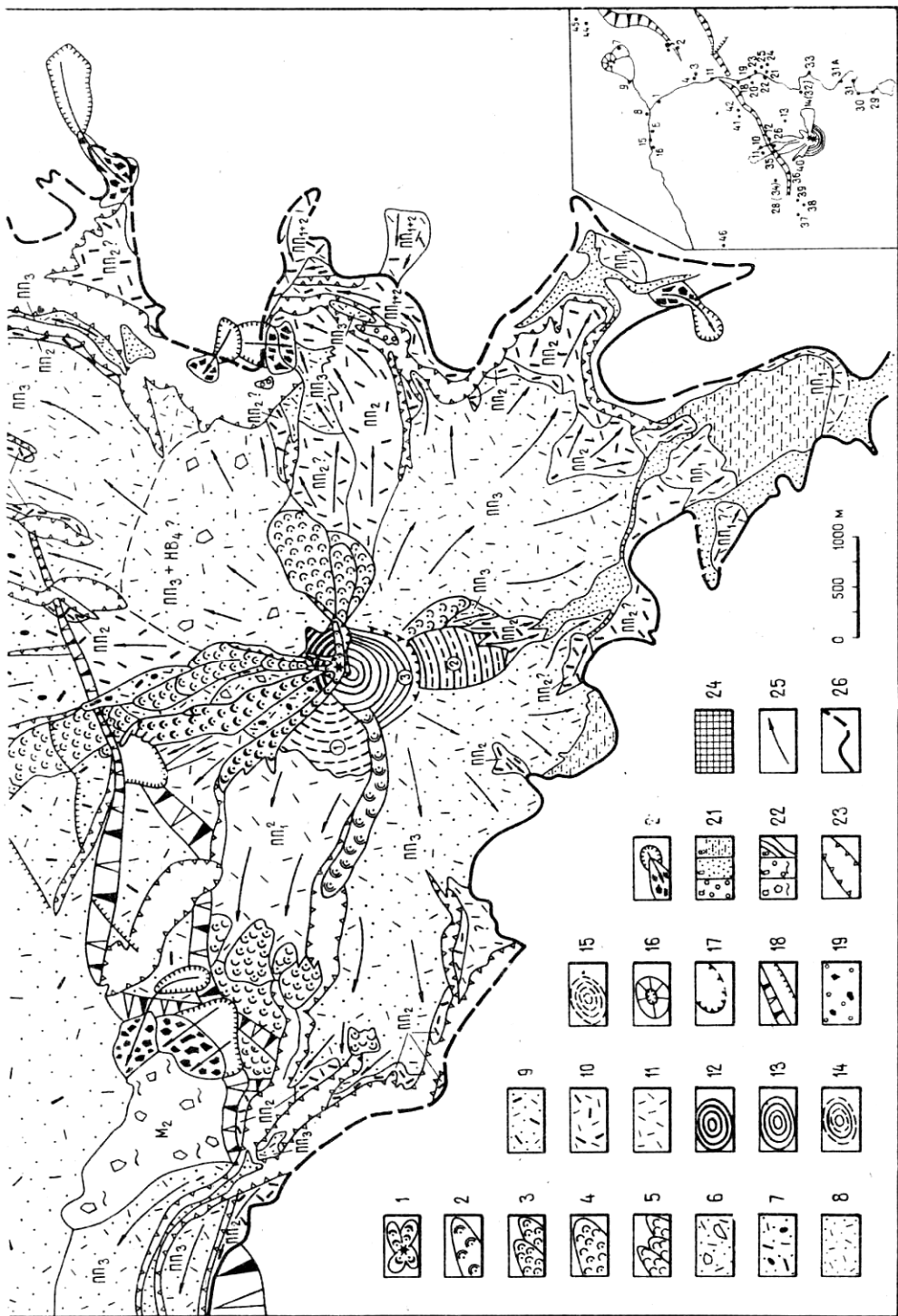
По данным Т.П. Кирсановой, именно эти дифференцированные магматические очаги являются источниками питания для расположенных в 10 км к СВ от в. Кизимен Верхнее - Щапинских гидротерм.

### История активности

Первыми следами деятельности в. Кизимен являются обнаруженные в точках 14 и 28 (см. рис. 2) пачки обломочных взрывных отложений, перекрытых тефрой, а затем уплотненными отложениями пирокластического потока ( $\text{ПП}^0_1$ ) со столбчатой отдельностью. Из этого следует, что деятельность в. Кизимен началась с мощного взрыва, вслед за которым произошел массовый выброс ювенильной пирокластике. Тефра начальной фазы формирования в. Кизимен в изученных голоценовых почвенно-пирокластических чехлах отсутствует. С учетом этого, а также основываясь на соотношении вулканических образований данного этапа с аккумулятивными формами II фазы верхнеплейстоценового оледенения, можно допустить, что в. Кизимен возник в позднем плейстоцене в самом конце ледниковой эпохи, скорее всего 12—11 тыс. л.н.

В истории эруптивной активности в. Кизимен выделяются четыре цикла (КЗ I — КЗ IV), состоящие из периодов активизации и следующих за ними периодов





ослабления (вплоть до прекращения) вулканической деятельности (рис. 4). Как правило, период активизации каждого цикла начинался с мощных эксплозий, а завершался формированием экструзивного купола и излиянием лавовых потоков. Циклы различались объемом и составом изверженных пород, параметрами извержений, продуктивностью, соотношением пропорций ювенильного и резургентного материала (см. рис. 3,4).

**Цикл КЗ I (от 12—11 до 8400 л.н.)** Начало цикла отличалось эксплозивным характером. Из-за ограниченности данных по распространению взрывных отложений и отложений первых в истории вулкана пирокластических потоков (ПП<sup>0</sup><sub>1</sub>), в связи с тем, что они полностью погребены под более молодыми толщами и в рельефе не выражены, их реконструкцию провести не удалось.

Затем эксплозивный этап сменился преимущественно экструзивным. Сам экструзивный купол морфологически сейчас не выражен, так как он, по-видимому, был почти целиком уничтожен в результате последующей вулканической деятельности; но и о его наличии свидетельствуют реликты мощной грубообломочной мантии в точках 14 и 28, перекрывающей отложения ПП<sup>0</sup><sub>1</sub>. Отчетливая стратификация отложений мантии указывает на многостадийность роста купола. Формирование купола сопровождалось излиянием очень вязких лавовых потоков длиной не более 2,5—3 км, породы которых по составу отвечают Amf — Pl дацитам — андезитодацитам (см. рис. 2, 3). Главный ареал их распространения был приурочен к северо-западному сектору подножия вулкана. Ранее [15] из-за большой мощности (до 200 м) и веерообразной структуры во фронтальной части лавовых потоков им приписывалось экструзивное происхождение. Первоначально общая площадь лавовых потоков была близка к 9—10 км<sup>2</sup>, а объем составлял 0,8—1 км<sup>3</sup>.

К моменту завершения роста купола, по очень грубой оценке, основанной на проведенной нами реконструкции, объем постройки был ~ 7—10 км<sup>3</sup>, а с учетом тефры дальнего разноса (0,5—1 км<sup>3</sup>, по аналогии с тефрой однотипных современных извержений) суммарный объем ювенильного и резургентного материала мог достигать 7,5—11 км<sup>3</sup>, его вес — примерно 20 x 10<sup>9</sup> т.

Кульминационная стадия эруптивного цикла КЗ I имела место в самом начале голоцена ~ 10 тыс. л.н. Причем серия кульминационных извержений предвлялась резкой интенсификацией тектонических и вулкано-тектонических движений и формированием куполовидного вулкано-тектонического поднятия. Разбитая большеамплитудными (до 200—250 м) разрывными нарушениями на гигантские ступени часть этого поднятия располагается сейчас в северо-западном секторе подножия в. Кизимен (см. рис. 2). Разрывные нарушения затронули и концевые части излившихся несколько ранее лавовых потоков. Вполне возможно, что тогда же и заложился главный сброс северного подножия вулкана.

---

Рис. 2 Геолого-геоморфологическая схема в. Кизимен и карта точек наблюдения. 1—5 — лавовые потоки (1—3 — цикла КЗ IV; 4 — цикла КЗ I; 5 — конуса Тамары); 6 — неразделенные отложения пирокластических потоков и взрывных отложений цикла КЗ IV; 7 — неразделенные отложения пемзовых пирокластических и обломочных агломератовых потоков циклов КЗ IV и КЗ II; 8—11 — отложения пирокластических потоков (8 — цикла КЗ IV; 9 — циклов КЗ II и IV; 10 — циклов КЗ I и II; 11 — цикла КЗ I); 12—15 — экструзивные куполы (12 — второй половины цикла КЗ IV; 13 — первой половины цикла КЗ IV; 14 — цикла КЗ II; 15 — цикла КЗ I); 16 — шлаковый конус Тамары; 17 — кратеры; 18 — сбросы разной амплитуды; 19 — лахровые отложения цикла КЗ IV; 20 — обвальные цирки и обвальные отложения; 21 — аккумулятивные равнины (а — аллювиальные, б — пролювиальные, в — озерные); 22 — ледниковые, формы II фазы верхнеплейстоценового оледенения (а, б — участки холмисто-котловинного рельефа, в — моренные гряды); 23 — эрозионные уступы; 24 — фрагменты лавовых плато; 25 — направление перемещения обломочного материала; 26 — граница распространения отложений, связанных с формированием в. Кизимен (исключая тефру дальнего разноса). ПП — пирокластические потоки; НВ — отложения направленного взрыва (обломочной лавины?); Р<sub>ар</sub> — равнина, сложенная агломератовыми отложениями; Р<sub>лах</sub> — равнина, сложенная лахаровыми отложениями; М<sub>2</sub> — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения; Р<sub>фгп</sub> — флювиогляциальная равнина. На верхней врезке показан район исследований, на нижней — точки наблюдений

Последующим мощным взрывом часть этого поднятия и ранее сформированный экструзивный купол были уничтожены: блоки пород купола размером до 5—6 м в поперечнике обнаружены нами в основании пирокластического потока ПП<sub>1</sub><sup>1</sup> на левом берегу р. Левая Щапина в 9—10 км от эруптивного центра. Пирокластический поток ПП<sub>1</sub><sup>1</sup>, образовавшийся за счет массового выброса дацит-андезитодацитовый пирокластике непосредственно вслед за кульминационным взрывом, был самым крупным (площадь 80—90 км<sup>2</sup>, объем отложений 2,4—3,6 км<sup>3</sup>) за всю историю эксплозивной активности в. Кизимен. На севере отложениями пирокластического потока на протяжении > 15 км была погребена долина р. Левая Щапина. В почвенно-пирокластическом чехле на расстоянии до 10—15 км от вулкана синхронные ПП<sub>1</sub><sup>1</sup> светло-серые слоистые пески с включением лапилли пемзы залегают сразу на морене (см. рис. 2, точки 1, 44, 45) и представляют собой отложения типа «пирокластической волны» [1]. Тефра кульминационного извержения в разрезах почвенно-пирокластического чехла не обнаружена, но по аналогии с современными, близкими по силе извержениями других вулканов ее объем можно оценить в 1 км<sup>3</sup>.

После извержения пирокластике на месте эруптивного центра стал расти следующий экструзивный купол (купол 1 на рис. 2), являющийся сейчас самым старым из выраженных в рельефе. Непосредственно у подножия вулкана наблюдаются связанные с его ростом отложения небольших пирокластических потоков (ПП<sub>1</sub><sup>1</sup> на рис. 2), пирокластических волн и обломочных лавин, слагающих его мощную (> 100 м) агломератовую мантию. По данным проведенной реконструкции, суммарный объем экструзивного массива с его агломератовой мантией 3,5—4 км<sup>3</sup>, абсолютная отметка вершины достигает 2100—2200 м, а объем постройки в. Кизимен в целом — 22 км<sup>3</sup>.

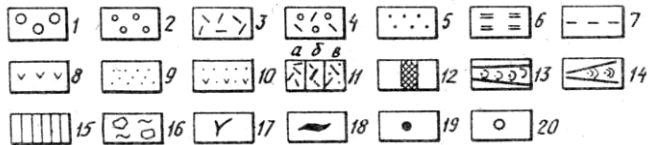
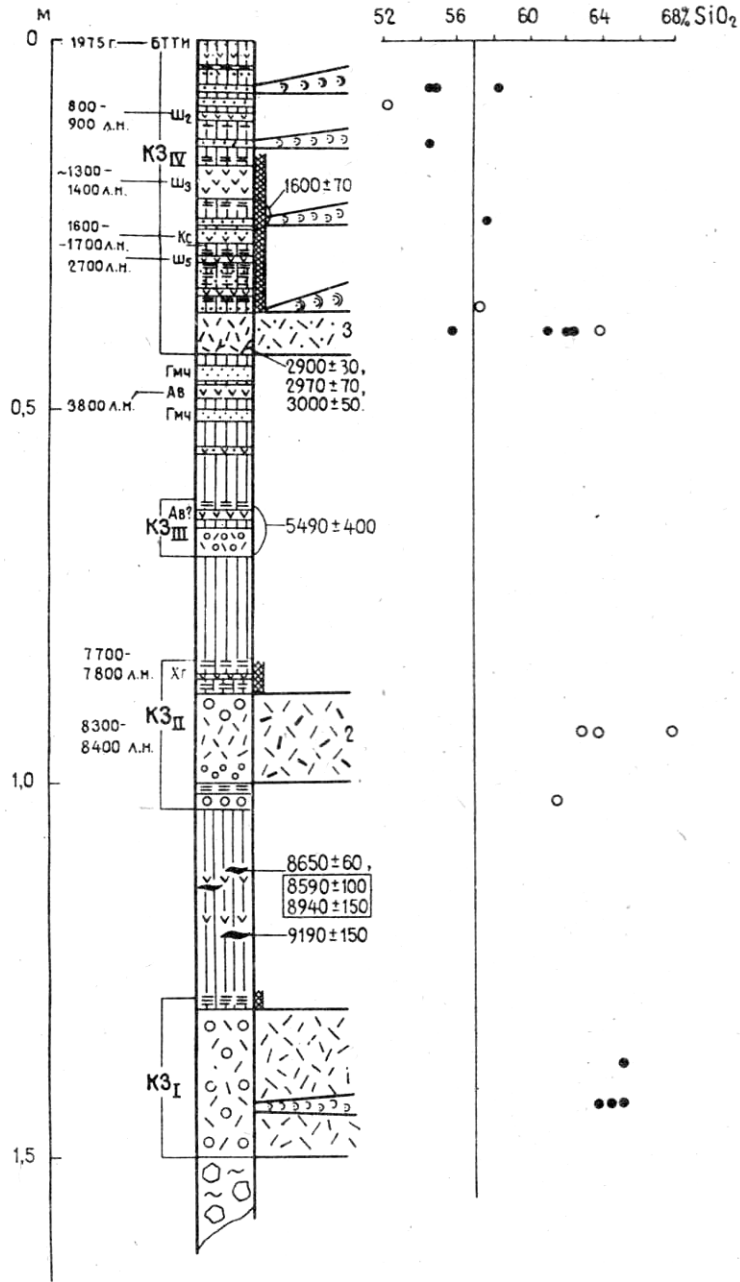
Верхняя возрастная граница (~ 9,5 тыс. л.н.) периода активизации цикла КЗ I в первом приближении определяется <sup>14</sup>C-датированием (от 8590 ± 100 до 9190 ± ± 150 л.н.) пачки погребенных гумусированных супесей с редкими горизонтами транзитных тонких пеплов, которая перекрывает его отложения.

Всего за первые 2—2,5 тыс. лет жизни в. Кизимен было извергнуто, включая тефру дальнего разноса, 23,5—24 км<sup>3</sup> ювенильного и резургентного материала общим весом ~ 50 · 10<sup>9</sup> т (табл. 1). Таким образом, средняя интенсивность выноса вещества<sup>2</sup> в течение цикла КЗ I составляла ~ 22 × 10<sup>6</sup> т/год, причем главная масса изверженного вещества была ювенильной, так как доля пород фундамента, даже в начальной стадии эруптивного цикла, не превышала в пирокластических отложениях 10—20% их общего объема, а позднее она стала еще меньше. После окончания периода активизации цикла КЗ I последовал период относительного покоя продолжительностью ~ 1100 лет.

**Эруптивный цикл КЗ II** (8400—6400 л.н.) начался с серии умеренных по силе извержений, представленных в разрезе почвенно-пирокластического чехла двумя-тремя горизонтами пемзовой тефры объемом по 0,001—0,01 км<sup>3</sup>. Затем ~ 8300 л.н. произошло кульминационное извержение, одно из самых крупных на Камчатке в это время. Его тефра выпала на площади в несколько сот тысяч км<sup>2</sup> [20]. В виде прослоев она обнаружена на о. Беринга в 360 км к В—СВ и вблизи в. Большой Семячик в 95 км к Ю—ЮВ от в. Кизимен. У подножия последнего эта тефра имеет мощность 15—30 см и представлена пемзовыми бомбами и лапилли, а также крупнозернистыми пемзовыми песками и тонким пеплом. Состав тефры — андезитодацитовый — дацитовый, объем 2,5—3 км<sup>3</sup>. Массовое извержение пирокластике привело также к образованию обширных (70—80 км<sup>2</sup>) пирокластических потоков ПП<sub>2</sub>. Мощность их отложений колеблется от 10 до 60 м. При принятой нами средней

---

<sup>2</sup> Интенсивность выноса вещества определяется путем деления массы изверженного ювенильного материала на продолжительность периода активизации.





мощности отложений в 20—30 м, их объем оценен в 1,5—2 км<sup>3</sup>. Состав ювенильного материала пирокластических потоков андезитоацитовый.

В заключительную фазу периода активизации цикла КЗ II сформировался крупный экструзивный купол 2 (см. рис. 2), продолжительность роста которого можно оценить в 700 лет, так как связанные с ним маломощные горизонты светло-серых пеплов следятся в разрезах почвенно-пирокластического чехла как под тефрой в Хангар, так и сразу над нею с возрастом 7700—7800 лет (см. рис. 3). Объем экструзивного купола, его агломератовой мантии и тефры связанных с ним извержений — 0,3—0,4 км<sup>3</sup>. Поскольку купол 2 вырос несколько эксцентрично по отношению к ранее существовавшей вершине в Кизимен, то абсолютная высота последнего не увеличилась.

Рассчитанная для цикла КЗ II продуктивность<sup>3</sup> равна  $\sim 3,6 \cdot 10^6$  т/год (см. табл. 1). Продолжительность периода активизации цикла может быть оценена в 800 лет. Таким образом, средняя интенсивность выноса вещества была  $(7,8—9,4) \cdot 10^6$  т/год. Цикл завершался периодом относительного покоя длительностью  $\sim 1200$  лет. Следует отметить, что временной интервал проявления периода активизации цикла КЗ II и катастрофичность его кульминационного извержения, вероятно, не имеют случайного характера: на Камчатке и Курильских островах именно на этот период приходится раннеголоценовый пароксизм эксплозивной активности [11].

**Эруптивный цикл КЗ III** (6400—3000 л.н.) отличался наименьшими масштабами вулканической деятельности по сравнению с двумя предыдущими циклами. В течение его периода активизации (6400—6000 л.н.) происходили лишь умеренные и слабые по силе эксплозивные извержения. Наиболее мощными были начальные эксплозии, выбросившие  $\sim 0,1$  км<sup>3</sup> резургентных и ювенильных пород. Грубообломочные взрывные отложения выпали в северном направлении от эруптивного центра. Последующие извержения отмечены лишь маломощными горизонтами пемзовой тефры, имевшей крупность от мелких лапилли до тонкого пепла. Их суммарный объем не превышает 0,005—0,01 км<sup>3</sup>. Химический состав тефры — андезитоацитовый. Минимальной была и продуктивность вулкана — менее  $0,1 \cdot 10^6$  т/год. Интенсивность выноса вещества не превышала, вероятно,  $0,5 \cdot 10^6$  т/год, т. е. была на порядок ниже, чем в цикле КЗ II.

**Цикл КЗ IV** (300 л.н. — настоящее время). Мощное извержение начала цикла стало переломным в жизни в. Кизимен. Оно открыло новую серию извержений после длительного ( $\sim 3000$  лет) периода относительного покоя, завершившего цикл КЗ III. Феноменологически это извержение было сходно с сильными извержениями начальной фазы предшествующих циклов КЗ I и КЗ II. Как и там, здесь произошли массовый выброс ювенильной пирокластики, формирование пирокластических потоков, рост

---

<sup>3</sup> Продуктивность определяется делением массы изверженного материала на продолжительность эруптивного этапа вместе с предшествующим периодом относительного покоя.

---

Рис. 3. Сводный разрез лаво-пирокластических отложений подножия в. Кизимен. *Тефра в. Кизимен*: 1 — лапилли пемзы; 2 — гравий пемзы; 3 — тонкий светлый (палевый, желтый) пепел; 4 — тонкий светлый (палевый, серый) пепел с примесью вулканического песка, гравия и лапилли пемзы; 5 — черный (вулканический песок); 6 — супесь с примесью, линзами и неясными прослоями светло-серых тонких пеплов; 7 — тонкий оранжевый пепел. *Тефра прочих вулканов*: 8 — тонкие палевые, желтые, светло-серые пеплы; 9 — черные вулканические пески; 10 — тонкие желтые и светло-серые пеплы с примесью вулканических песков того же цвета; 11 — пирокластические потоки (крап и номера отвечают показанным на рис. 2); 12 — экструзивные купола; 13 — мощные вязкие лавовые потоки цикла КЗ I; 14 — прочие лавовые потоки (крап соответствует показанному на рис. 2); 15 — супесь; 16 — морена; 17 — угли; 18 — гумусированные линзы. Фигуративные точки состава вулканитов в пересчете на безводный остаток; 19 — лава и материал пирокластических потоков; 20 — тефра.

КЗ IV — отложения периодов активизации соответствующих циклов формирования в. Кизимен. Индексы транзитных пеплов: Ш<sub>2</sub>, Ш<sub>3</sub>, Ш<sub>5</sub> в. Шивелуч, КС<sub>1</sub> — в. Ксудач, АВ — в. Авача, Гмч — вулканов Гамченского ряда, ХГ — в. Хангар, БТТИ — Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. Возраст транзитных пеплов по [20]; справа от колонки приведены даты для отложений подножия в. Кизимен. Мощность свободного разреза соответствует мощности почвенно-пирокластического чехла на расстоянии 8—9 км от в. Кизимен

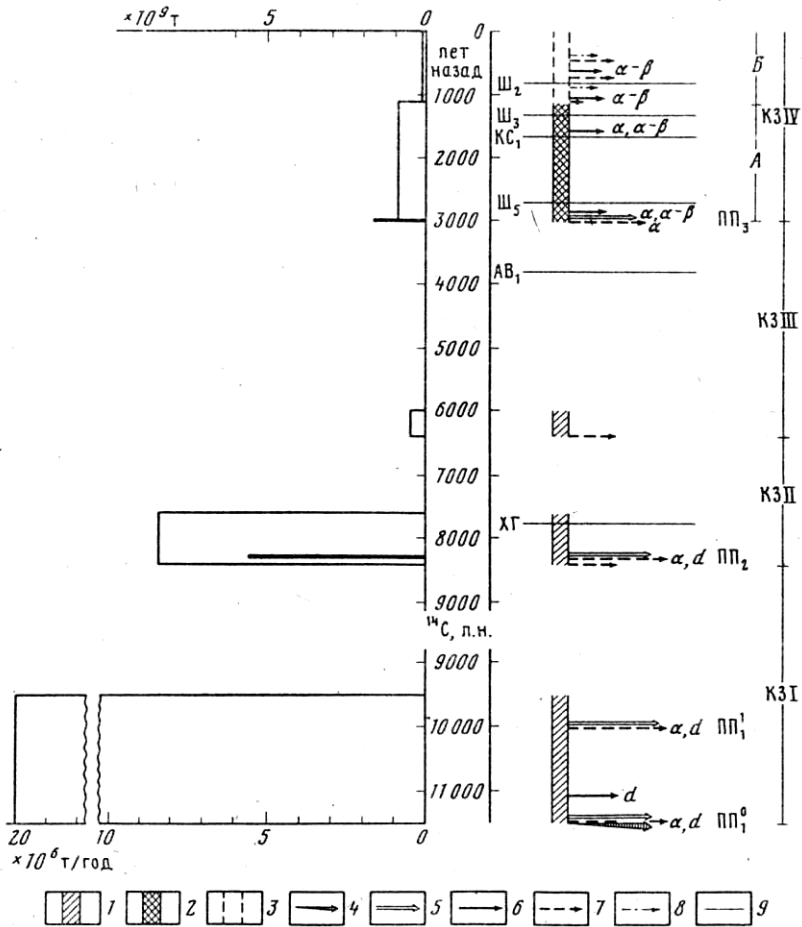


Рис. 4. Динамика эруптивной активности в Кизимен. Справа от временной шкалы показана динамика эруптивной активности: 1 — периоды экструзивно-эксплозивной активности: рост экструзивного купола, сопровождающийся умеренными и слабыми выбросами светло-серой тефры и образованием небольших пирокластических потоков; 2 — то же, с редкими умеренными извержениями черных андезитобазальтовых песков; 3 — периоды слабой эксплозивной активности; слабые выбросы черных андезитобазальтовых песков и слабые фреатические извержения; 4 — направленный взрыв; 5 — крупные пирокластические потоки; 6 — лавовые потоки; 7 — отдельные выбросы тефры; 8 — фреатические извержения; 9 — транзитные пеплы. Длина стрелок условно отражает объемы материала, извергнутого при отдельных извержениях. Слева от временной шкалы показана интенсивность выноса ювенильного вещества в течение периодов активизации циклов КЗ I — КЗ IV ( $\cdot 10^6$  т/год), положение крупнейших извержений и вес их ювенильных продуктов ( $\cdot 10^9$  т).

крупного экструзивного купола с лавовыми потоками. Однако имелись и существенные отличия. Ювенильный материал стал в целом, во-первых, более основным по составу и, во-вторых, контрастным, так как наряду с андезитами впервые появились и андезитобазальты. Значительно меньше был также суммарный объем ( $0,7-1 \text{ км}^3$ ) и вес ( $1,5 \cdot 2,0 \cdot 10^9$  т) ювенильного вещества этого извержения.

Как и ранее, главная часть ювенильной пирокластики пошла на образование пирокластических потоков (ПП<sub>3</sub> на рис. 2), но их общая площадь не превысила  $30-35 \text{ км}^2$ , что в  $\sim 2$  раза меньше, чем у пирокластических потоков цикла КЗ I и КЗ II. Следует также отметить, что пирокластические потоки цикла КЗ IV были последними настоящими формами этого типа в истории в. Кизимен. В разрезах

## Интенсивность выноса вещества и продуктивность в. Кизимен (КЗ)

№ цикла и его временной интервал, тыс. л.н.	Продолжительность периода активизации, тыс. лет	Количество изверженного материала				Интенсивность выноса ювенильного вещества, $10^6$ т	Продуктивность, $\cdot 10^6$ т
		объем, км <sup>3</sup>		масса, $\cdot 10^9$ т			
		$\Sigma$	ювенильный	$\Sigma$	ювенильный		
КЗ IV Б 0—1,1	1,1	0,09 — 0,10	~ 0,03	0,17 — 0,20	~ 0,07	~ 0,06	—
КЗ IV А 1,1—3,0	1,9	1,0 — 1,3	0,7 — 1,0	1,9 — 2,5	1,5 — 2,0	0,8—1,1	0,3 — 0,4
КЗ IV (А+Б)	3,0	1,09 — 1,40	0,73 — 1,03	2,07 — 2,70	1,57 — 2,07	0,5 — 0,7	~ 0,3
КЗ III 3,0 — 6,4	0,4	0,1	< 0,1	0,2	< 0,2	< 0,5	< 0,1
КЗ II 6,4 — 8,4	0,8	4,4 — 5,4	3,9 — 4,7	7,2 — 8,9	6,2 — 7,5	7,8 — 9,4	3,3 — 3,9
КЗ 19,5 — 11—12	2,0 — 2,5	23,5 — 24,0	~ 21	~ 50	~ 45	~ 20	—
КЗ I — IV	6,2 — 6,7		~ 26		~ 54	8,1 — 8,7	~ 4,7

*Примечание.*  $\Sigma$  — суммарный объем и вес ювенильного и резургентного материала; Б — вторая фаза эруптивного цикла КЗ IV; А — первая фаза цикла КЗ IV.

почвенно-пирокластического чехла вблизи вулкана синхронные ПП<sub>3</sub> отложения представлены отложениями пирокластической волны и незначительным количеством тефры.

В посткульминационную фазу цикла в течение долгого времени (до ~ 1100 л.н.) активность вулкана была связана с ростом в образовавшемся кратере размером 1 x 1,2 км андезитового экструзивного купола 3 (см. рис. 2). Формирование купола было многостадийным и сопровождалось эксплозивно-эффузивной деятельностью, причем в разное время изливались лавовые потоки двух типов. Самые старые потоки длиной 1—2 км были каплевидной формы, отличались большой мощностью на фронте (> 100 м) и имели андезитовый состав, сходный с таковым самого купола. Молодые были представлены типичными глыбовыми потоками длиной до 4 км, менее мощными и более основными по составу. Суммарный объем потоков 0,15—0,16 км<sup>3</sup>. В результате многочисленных эксплозий и гравитационно-обвальных процессов у подножия купола сформировалась мощная агломератовая мантия. К моменту завершения формирования, экструзивный купол вместе с мантией, по данным проведенной нами реконструкции, достиг объема 0,25—0,30 км<sup>3</sup> и стал основным элементом вершинной части в. Кизимен. Не исключено, что его абсолютная высота в то время превышала современную высоту вулкана.

Судя по последовательности событий, типу извержений, комплексу возникших вулканических форм, достаточно близким аналогом вулканической деятельности в. Кизимен в рассматриваемый период является серия извержений известного камчатского в. Безымянный, начавшаяся в 1955 г. и продолжающаяся уже более 35 лет. Что касается экструзивного купола в. Кизимен, то он во многом напоминает формирующийся сейчас купол Новый на в. Безымянный.

Длительность формирования купола 3 устанавливается по присутствию в почвенно-пирокластическом чехле маломощных горизонтов светло-серой тонкой тефры: первые ее слои появляются в разрезе сразу над отложениями кульминационной фазы цикла КЗ IV и присутствуют выше по разрезу, последний раз сразу над маркирующим пеплом Ш<sub>3</sub> с возрастом 1200—1300 лет (см. рис. 3). Таким образом, продолжительность начального этапа цикла КЗ IV можно оценить в ~ 1900 лет, продуктивность — (0,3—0,4) · 10<sup>6</sup> т/год. Следует отметить, что наряду со светло-серой (андезитовой?) тефрой в почвенно-пирокластическом чехле в рассматриваемое время по меньшей мере четыре раза встречаются горизонты черных вулканических песков, очевидно, более основного состава (см. рис. 3), причем два из них связаны с извержениями, поставлявшими также и лаву.

Вулканическая деятельность начальной стадии цикла КЗ IV сопровождалась резкой активизацией тектонических движений. Произошла, в частности, значительная подвижка по разлому, проходящему по С- и СВ-секторам подножия вулкана. Вертикальная амплитуда подвижки в районе Верхнещепинских гидротерм и в месте пересечения разломом одного из лавовых потоков цикла КЗ IV составила, вероятно, не менее 10 м. Появились новые разломы типа сбросов по обоим бортам долины ручья Поперечный в его среднем течении.

Из других невулканических явлений, непосредственно связанных с кульминационным извержением начала цикла, следует отметить возникший в это время крупный лахар, достигавший, по-видимому, долины р. Левая Шапина и перекрывающий место расположения современных Верхнещепинских терм.

Вторая фаза цикла КЗ IV (1100 л.н. — современная эпоха) была еще более специфической по своим характеристикам. Во-первых, после происшедшего в начале фазы взрыва не последовал, как в первую фазу цикла, массовый выброс ювенильной пирокластики. Взрыв разрушил привершинную часть экструзивного купола 3, образовав здесь открытый на СВ кратер размером 1 x 0,7 км. Грубообломочные взрывные отложения объемом 0,05—0,06 км<sup>3</sup> перекрыли 60—70° СВ-сектор подножия вулкана на расстоянии до 3—3,5 км от эруптивного центра. После взрыва часть кратера была заполнена выросшим в нем сравнительно небольшим (объем вместе с агломератовой

мантией  $0,015 \text{ км}^3$ ) эффузивным куполом 4 (см. рис. 2). Во-вторых, состав излившихся при образовании купола лав, а также ювенильной тефры был в целом самым основным по составу за все время существования в. Кизимен. При этом лавовые потоки были наименее вязкими и небольшими по объему (в сумме  $\sim 0,012 \text{ км}^3$ ).

В почвенно-пирокластическом чехле зафиксированы следы лишь шести извержений, представленных пепловыми прослоями небольшой ( $0,5\text{—}3 \text{ см}$  на расстоянии  $3\text{—}5 \text{ км}$  от вулкана) мощности. Материал этих прослоев как ювенильный, так и резургентный. Фактическое число извержений за последние 1100 лет было, вероятно, больше, так как не исключено, что значительная их часть по своим параметрам близка к слабому эксплозивному извержению 1928—1929 гг, не образовавшему в почвенно-пирокластическом чехле самостоятельного прослоя тефры.

Интересно также, что происходившие в историческое время усиления активности в. Кизимен обнаруживают четкую временную корреляцию с местными землетрясениями. Так, извержение 1928—1929 гг. сопровождалось частыми землетрясениями, шедшими со стороны в. Толбачик [15]. Отмеченное [14] эпизодическое резкое усиление фумарольной деятельности в 1963 г. последовало за местными достаточно мощными (магнитуда 6,2 и 5,8) неглубокими землетрясениями, эпицентр которых находился примерно в 25 км к СЗ от в. Кизимен [16]. В районе в. Кизимен сила землетрясений могла составлять 7—8 баллов по 12-балльной шкале.

В течение второй половины цикла КЗ IV было извержено всего  $0,09\text{—}0,10 \text{ км}^3$  материала, из которого на долю ювенильных продуктов приходится  $< 40\%$ :  $0,03 \text{ км}^3$  весом  $0,07 \cdot 10^9 \text{ т}$  (см. табл. 1). Рассчитанная продуктивность составляет  $< 0,06 \times 10^6 \text{ т/год}$ , что почти на порядок меньше, чем в первой половине цикла КЗ IV.

Столь низкая продуктивность (эквивалентная тепловая мощность  $2,5\text{—}3 \text{ тыс. кВт}$  при  $400 \text{ кал/г}$  базальта) резко контрастирует с измеренной [9] ( $46\ 565 \text{ ккал/с}$ ,  $200 \text{ тыс. кВт}$ ) тепловой мощностью современных фумарол, которая еще больше увеличивалась в периоды усиления фумарольной активности. Выходы современной и более старой фумарол приурочены к основанию экструзивного купола 3 и располагаются по его периметру, где отмечено обилие измененных пород [14], что свидетельствует о длительно существующем источнике теплового питания фумарол. Большая мощность фумарол и постоянство фумарольной деятельности обеспечиваются, по нашему мнению, внедрением в постройку в. Кизимен или непосредственно под ее основание крупных (порядок  $0,5\text{—}1 \text{ км}^3$ ) объемов магмы основного состава. Лишь небольшая, по-видимому, ее часть была извергнута на поверхность а главная масса так и осталась на глубине в виде медленно остывающих субинтрузивных тел. Внедрение началось, вероятно, еще в период подготовки кульминационного извержения цикла КЗ IV, о чем свидетельствует появление в отложениях пирокластического потока ювенильного материала андезитобазальтового состава в виде обломков разного размера вплоть до крупных глыб. Ежегодный вынос тепла современными фумаролами равен потере тепла при остывании  $(3\text{—}4) \cdot 10^6$  базальтовой магмы. За период же 1825—1990 гг. вес такой остывшей магмы составил бы  $(500\text{—}700) \cdot 10^6 \text{ т}$ , а объем  $0,2 \text{ км}^3$  (при  $2,8 \text{ г/см}^3$ ). Какой-либо другой источник теплового питания столь мощных фумарол представляется менее вероятным.

Рассмотренные выше три первые цикла активности в. Кизимен по их роли в формировании постройки, характеру извержений, химическому составу пород могут быть логично объединены в подразделение более высокого ранга — группу циклов или эруптивный этап. Несмотря на ряд различий между ними, все они закономерно продолжают друг друга, создавая единое вулканическое сооружение. Последовательное уменьшение продуктивности и интенсивности выноса вещества от цикла к циклу, неизменность состава ювенильного материала, необычно большая длительность завершающего цикл КЗ III периода покоя и незначительность параметров извержений цикла КЗ III позволяют предполагать, что он завершил первый этап формирования в. Кизимен. Сформированную в течение первых трех циклов постройку предлагается называть вулканом Старый Кизимен; суммарная длительность его жизни —  $5\text{—}6 \text{ тыс. лет}$ .

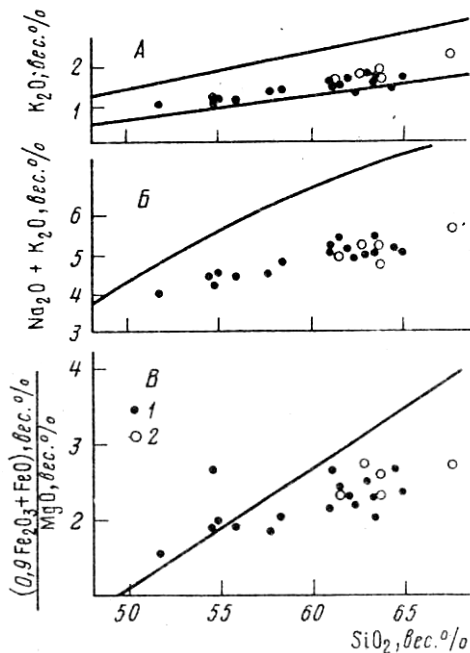


Рис. 5. Классификационные диаграммы для пород в Кизимен. А — поле умереннокалиевых пород по [21], Б — нижняя граница поля субщелочных пород по [10], В — граница между полями известково-щелочных и толеитовых пород по [21]. 1 — лавы и ювенильный материал пирокластических потоков; 2 — тефра. Кроме собственных данных авторов использованы анализы из работы [19]

Начало нового эруптивного цикла КЗ IV ~ 3000 л.н., по-видимому, и явилось началом нового вулкана. Как было показано выше, он отличается от в. Старый Кизимен по большинству своих параметров: режиму активности, составу ювенильного материала, продуктивности и т.д. Поэтому предлагается назвать его вулканом Молодой Кизимен.

Обращает внимание примерно одинаковая длительность всех выделенных циклов эруптивной активности в Кизимен: КЗ I ~ 3000, КЗ II ~ 2000, КЗ III ~ 3400, КЗ IV ~ 3000 лет. Длительность последнего цикла (КЗ IV) уже близка к предельной.

### Состав, генезис и эволюция изверженного вещества

Проведенными исследованиями установлено, что в Кизимен сложен породами ряда андезитобазальт — андезит — дацит, причем наблюдается последовательное увеличение основности пород от ранних этапов развития его к поздним (см. рис. 3). Все разновидности вулканитов принадлежат к умеренно калиевой серии, причем если породы андезитового и дацитового состава располагаются в поле пород известково-щелочной серии, то более основные разности лежат на границе поля толеитов и известково-щелочных пород или, реже, в поле толеитов (рис. 5).

Интересно, что в пирокластическом потоке ПП<sub>3</sub> наряду с преобладающим андезитодацитовым материалом (табл. 2, обломки, анализ 9 и заполнитель, анализ 8) присутствуют и ювенильные обломки андезитобазальтов (см. табл. 2, анализ 4), что может указывать на одновременное присутствие андезитодацитового и андезитобазальтового расплавов в недрах вулкана и смешение их в процессе извержения.

Отличительными особенностями петрографического состава пород собственно в Кизимен является наличие неравновесных минеральных ассоциаций: совместное присутствие в андезитах и дацитах вкрапленников кварца и относительно магнезиального оливина, наличие в андезитобазальтах резко отличающихся по составу вкрапленников плагиоклаза, развитие реакционных кайм ортопироксена по оливину, повышенная магнезиальность микролитов ортопироксена по сравнению с вкраплен-

Таблица 2

## Представительные химические анализы пород в. Кизимен

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	7К	35К/2	26Ка	22К/2	11К	40К	34К/2	18К/4	22К/1	31К/2	6К	35К/1
SiO <sub>2</sub>	51,70	54,44	54,52	55,90	57,66	57,96	59,52	61,14	61,45	61,56	63,38	63,72
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,93	1,11	1,01	0,81	0,89	0,70	0,72	0,73	0,69	0,62	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	18,79	17,63	17,40	17,94	16,80	17,08	16,74	16,40	15,99	15,60	16,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	2,79	3,62	5,00	2,05	8,20	2,47	2,69	2,70	2,88	1,80	2,24
FeO	7,26	5,50	6,19	3,62	4,86	—	3,63	3,51	3,23	3,46	3,60	2,85
MnO	0,15	0,18	0,12	0,15	0,13	0,14	0,11	0,13	0,12	0,12	0,10	0,11
MgO	6,68	4,13	3,58	4,20	3,61	3,60	2,48	2,59	2,60	2,43	2,20	1,84
CaO	8,32	7,91	8,20	8,00	7,37	6,80	5,92	6,07	6,20	5,55	5,10	5,70
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,31	3,17	3,32	3,26	3,43	3,31	3,46	3,60	3,19	3,24	3,68
K <sub>2</sub> O	1,00	1,20	1,25	1,13	1,35	1,37	1,54	1,63	1,32	1,78	1,73	1,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	—	0,02	—	—	—	0,84	0,28	—	0,54	—	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,54	—	0,28	—	0,43	—	0,76	0,87	—	1,60	—	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,12	0,09	0,34	0,16	0,09	0,14	0,04	0,26	0,14	0,17	0,17
п.п.п.	—	—	—	0,53	—	0,32	1,36	—	0,91	0,37	2,84	0,14
Сумма	100,07	99,70	99,78	100,60	99,63	99,60	99,86	99,87	99,52	100,30	100,28	99,84

**Примечание.** 1 — лавовый поток шлакового конуса Тамары. *Породы вулкана Кизимен:* 2—6, 8,9 — вулканы цикла КЗ IV (последние 3000 лет); 2, 3, 5, 6 — лава; 4, 8, 9 — материал пирокластического потока (ПП<sub>3</sub>) (4, 9 — ювенильные обломки, 8 — заполнитель); 7, 10 — вулканы цикла КЗ II. 7 — грубая пемзовая тефра, 10 — обломки из пирокластического потока (ПП<sub>2</sub>), 11, 12 — вулканы цикла КЗ I: 11 — пемзовые лапилли из пирокластического потока (ПП<sub>1</sub>); 12 — лава. Анализы 2, 3, 5, 7, 8, 10, 12 выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО РАН, остальные — в ГЕОХИ СО РАН. Микронзондовые определения составов минералов выполнены в образцах 7К, 26Ка, 11К, 35К/1.

Таблица 3

## Составы плагиоклазов в породах в. Кизимен

Компонент	1(Вя)	2(Вк)	3(М)	4(Вя)	5(Вя)	6(Впз)	7(Вк)	8(М)	9(Вя)	10(Вя)	11(Вк)	12(М)	13(В)
SiO <sub>2</sub>	47,99	52,95	53,01	46,63	56,23	48,66	51,85	53,34	46,75	56,23	51,60	54,43	55,81
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,08	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,69	29,99	29,71	33,57	28,14	32,24	29,90	29,26	33,97	27,56	30,18	27,93	27,41
FeO	0,71	1,09	1,14	0,65	0,29	0,67	0,80	0,98	0,56	0,29	0,69	1,02	0,29
MnO	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02
MgO	0,11	0,13	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,01	0,03	0,13	0,02
CaO	16,23	12,76	12,43	17,15	10,27	15,44	13,20	12,16	17,11	9,65	12,27	10,81	9,79
Na <sub>2</sub> O	1,94	3,72	4,00	1,84	5,69	2,73	4,06	4,13	1,82	5,69	4,03	4,63	5,59
K <sub>2</sub> O	0,08	0,27	0,28	0,02	0,23	0,10	0,18	0,23	0,00	0,28	0,15	0,41	0,27
Σ	100,83	101,02	100,79	99,87	100,81	99,84	99,99	100,32	100,22	99,74	99,96	99,49	99,23
An	81,8	64,4	62,2	83,7	49,2	75,3	63,5	61,0	83,8	47,6	64,0	54,9	48,4
Ab	17,7	34,0	36,1	16,1	49,7	24,1	35,4	37,6	16,2	50,7	35,2	42,6	50,0
Or	0,5	1,6	1,7	0,1	1,4	0,6	1,1	0,4	0,00	1,7	0,8	2,5	1,6
n	4	4	6	7	10	4	7	5	9	13	8	5	10

**Примечание.** 1—3 — базальт; 4—8 — андезитобазальт; 9—12 — андезит; 13 — дацит. Здесь и в следующих таблицах: n количество анализов; обозначения у №№ анализов: В — вкрапленники (Вя — ядра, Вк — краевые каймы, Впз — промежуточные зоны), М — микролиты, Вкл — включения во вкрапленниках. Определения выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Самбах» ИВ ДВО РАН (операторы Г.П. Пономарев, В. А. Ананьев).



Составы оливинов и амфиболов в породах в. Кизимен

Компонент	1(Вя)	2(Вк)	3(Вя)	4(Вк)	5(Вя)	6(Вя)	7(В)	8(М)
SiO <sub>2</sub>	39,75	38,16	38,58	37,90	38,13	38,22	45,79	45,79
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,00	0,02	0,03	0,04	1,77	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,00	0,01	0,04	0,03	9,00	9,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
FeO	17,78	26,42	20,73	26,93	22,17	21,27	13,28	14,24
MnO	0,27	0,49	0,29	0,47	0,36	0,55	0,37	0,43
MgO	42,37	34,88	40,18	34,43	37,87	38,63	13,61	13,14
CaO	0,09	0,18	0,09	0,17	0,14	0,04	10,98	10,99
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	1,58	1,51
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,42
Σ	100,40	100,24	99,83	99,99	98,75	98,81	96,74	97,61
f, ат.%	19,1	30,4	22,6	31,0	25,0	24,1	36,1	38,5
n	7	7	7	7	7	3	5	1

*Примечание.* 1, 2 — базальт; 3, 4 — андезитобазальт; 5 — андезит; 6—8 — дацит; 1—6 — оливины; 7, 8 — амфиболы. Обозначения см. в примеч. к табл. 3.

никами в андезитах и т.д. Отмечено также постоянное присутствие вкрапленников амфибола во всех типах пород от дацитов до андезитобазальтов.

Рассмотрим эти особенности более подробно на основе данных о составе минералов (табл. 3—6). Среди вкрапленников плагиоклаза в андезитобазальтах и андезитах отчетливо выделяются две группы: одна с ядрами битовнитового (An<sub>68-91</sub>) — как в базальтах, другая андезин-лабрадорного состава (An<sub>44-55</sub>) — как в дацитах. Внешние зоны вкрапленников обеих групп по составу близки между собой (An<sub>47-72</sub> и An<sub>49-74</sub> соответственно) и сходны с микролитами плагиоклаза (An<sub>50-66</sub>), занимаая в общем промежуточное положение между той и другой группами ядер (рис. 6, табл. 3). Иногда натровые ядра окружены промежуточными зонами кальциевого плагиоклаза (An<sub>63-72</sub>) с характерной «ситовидной», за счет мелких включений стекла, структурой.

Наличие двух дискретных групп ядер вкрапленников плагиоклаза в андезитобазальтах и андезитах отчетливо видно по соотношению в них FeO и An (рис. 7). Натровые плагиоклазы из этих пород лежат в поле плагиоклазов дацитов и имеют низкие концентрации FeO (0,2—0,4 вес.%), тогда как кальциевые — в поле плагиоклазов базальтов и характеризуются повышенными (0,5—0,9 вес.%) концентрациями FeO. Микролиты пород базальтандезитового ряда, занимая по кальциевости промежуточное положение между этими полями, обладают максимальными (0,75—1,35 вес.%) концентрациями FeO. Состав внешних зон, нарастающих на ядра кальциевого плагиоклаза, смещается к полю микролитов, а состав «ситовидных» зон и внешних кайм на ядра натрового плагиоклаза — сначала в поле кальциевых ядер, а затем также в поле микролитов.

Состав ядер вкрапленников оливина в андезитобазальтах, андезитах и дацитах сходен — Fo<sub>73-79</sub> (табл. 4, рис. 8), причем в андезитах и дацитах обычно, а в андезитобазальтах изредка вкрапленники оливина окружены каймами ортопироксена и магнетита, что указывает на неравновесность этого минерала по отношению к соответствующим расплавам. Об этом же свидетельствуют данные расчетов по методу Редера и Эмсли [28], согласно которым значение коэффициента распределения ( $K_d^{Fe-Mg}$ ) превышает равновесные в дацитах, андезитах и известково-щелочных андезитобазальтах ( $K_d$  соответственно 0,36, 0,44 и 0,35) и лишь для толеитовых андезитобазальтов значение  $K_d$  соответствует равновесному (0,31).

Таблица 5

## Составы пироксенов в породах в. Кизимен

Компонент	1(М)	2(М)	3(М)	4(В)	5(В)	6(М)	7(М)	8(В)	9(В)	10(Впз)	11(М)	12(М)	13(М)	14(В)	15(М)
SiO <sub>2</sub>	51,17	52,77	53,06	50,86	53,46	50,87	53,69	50,54	53,64	54,05	50,27	52,40	53,09	52,47	53,20
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,61	0,44	0,77	0,18	0,90	0,26	0,82	0,13	0,30	0,85	0,35	0,29	0,13	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	1,63	1,18	3,61	2,98	3,65	1,71	3,83	0,80	1,32	3,82	2,52	1,53	0,83	1,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	12,47	17,79	20,26	9,65	17,46	10,64	17,28	9,36	21,66	15,62	10,34	16,40	17,52	21,63	20,09
MnO	0,43	0,62	0,78	0,30	0,63	0,35	0,67	0,34	1,17	0,52	0,40	0,46	0,56	1,12	0,84
MgO	14,42	16,81	19,13	14,28	23,43	13,89	23,89	14,41	21,83	24,74	14,33	22,25	23,84	21,92	22,11
CaO	16,84	10,27	5,18	19,51	1,47	18,54	2,06	19,37	0,75	1,87	18,26	3,91	1,84	0,67	1,26
N <sub>2</sub> O	0,22	0,11	0,04	0,18	0,10	0,16	0,00	0,19	0,02	0,01	0,11	0,01	0,02	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,03	0,00	0,08	0,02	0,07	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Σ	99,54	100,63	100,11	99,19	99,81	99,04	99,62	98,90	100,01	98,42	98,42	98,31	98,71	98,78	99,28
W <sub>o</sub>	35,8	21,4	10,7	41,5	3,1	40,0	4,2	41,2	1,5	3,8	39,2	8,2	3,8	1,4	2,6
En	42,7	48,6	55,2	42,2	67,6	41,5	68,1	42,7	62,1	70,4	42,8	64,9	67,8	62,3	63,6
Fs	21,5	40,0	34,1	16,3	29,3	18,5	27,7	16,1	36,4	25,6	18,0	26,9	28,4	36,3	33,8
n	8	3	9	10	5	13	5	4	8	1	7	1	17	6	2

**Примечание.** 1— 3 — базальт; 4 — 7 — андезитобазальт; 8 — 13 — андезит; 14, 15 — дацит. 1, 4, 6, 8, 11 — клинопироксены; 2 — субкальцевые авгиты; 3, 12 — пижониты; 5, 7, 9, 10, 13, 14, 15 — ортопироксены. Обозначения см. в примеч. к табл. 3.

Таблица 6

## Составы окисных рудных фаз в породах в. Кизимен

Компонент	1(Вкл)	2(Вкл)	3(В)	4(В)	5(В)	6(М)	7(Вкл)	8(Вкл)	9(Вкл)	10(Вкл)	11(Вкл)	12(М)	13(В)	14(В)
SiO <sub>2</sub>	—	—	0,12	0,00	0,00	0,17	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	1,42	5,07	11,54	12,15	44,00	13,61	7,52	6,29	36,43	12,16	44,44	11,87	5,96	39,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,79	11,37	2,24	1,44	0,00	1,51	3,21	2,00	0,00	1,33	0,00	2,06	2,15	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,92	14,67	0,10	0,00	0,00	0,08	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,21	33,43	45,39	45,84	19,82	41,29	53,36	57,54	31,85	45,40	17,71	39,85	56,53	24,96
FeO	23,10	28,75	38,93	39,66	33,75	40,76	34,80	35,36	28,13	40,12	34,91	44,57	35,17	31,89
MnO	0,34	0,44	0,44	0,50	0,55	0,52	0,50	0,45	0,80	0,44	0,57	0,52	0,50	0,66
MgO	9,10	5,53	1,92	1,87	2,95	1,61	2,68	1,59	2,26	1,50	2,51	1,40	1,13	1,98
CaO	—	—	0,07	0,00	0,00	0,16	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	—	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	99,83	99,26	100,76	101,47	101,07	99,74	102,26	103,29	99,26	100,95	100,14	100,45	101,54	99,77
<i>f</i>	59,2	74,4	92,0	92,3	86,5	93,5	87,9	92,6	87,5	93,8	88,6	94,2	94,6	90,2
<i>n</i>	14	14	6	2	2	11	5	1	1	1	1	2	4	3

**Примечание.** 1,2 — базальт, включение в оливине; 3—6 — андезитобазальт (4, 5 — сросток зерен); 7—12 — андезит (7 — включение в клинопироксене; 8, 9 — включение в ядре кристалла ортопироксена; 10, 11 — сросток-включение в краевой зоне того же кристалла); 13, 14 — дацит.

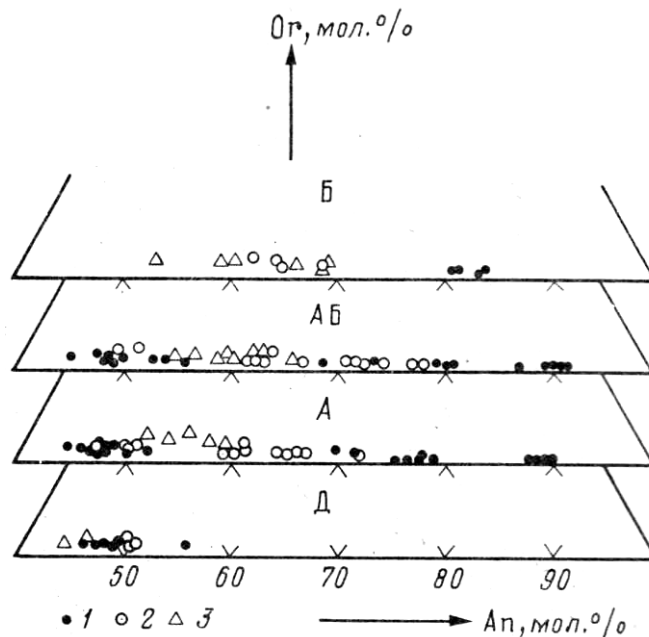


Рис. 6. Состав плагиоклазов в породах в. Кизимен. 1, 2 — вкрапленники (1 — ядра, 2 — краевые зоны); 3 — микролиты; Б — базальт, АБ — андезитобазальт, А — андезит, Д — дацит

Во многих андезитобазальтах и андезитах наряду с самостоятельными вкрапленниками оливина встречаются сростки его с кальциевым плагиоклазом (битовнитом). Нередко такие зерна оливина окружены кластами раскристаллизованной основной массы, резко отличающейся по бурому цвету стекла и более высокой кристалличности от мезостазиса содержащего класты пород с бесцветным или серым стеклом. Наконец, ядра вкрапленников оливина в средних и кислых лавах лишь незначительно более железистые, чем ядра вкрапленников в базальтах ( $Fe_{79,7-81,5}$ ).

Вкрапленники амфибола, которые в андезитодацитах и дацитах совершенно не изменены, в андезитобазальтах и основных андезитах нацело диссоциированы и замещены агрегатом субкальциевого авгита ( $Fe_{24-27} En_{42-53} Fs_{22-31}$ ), андезин-лабрадора ( $An_{43-62}$ ) и титаномагнетита, т.е. можно полагать, что в андезитобазальтовых и андезитовых расплавах амфиболы также являются неравновесной фазой.

Составы вкрапленников ортопироксена в андезитах и дацитах по железистости и глиноземистости идентичны, но резко отличаются по этим параметрам от вкрапленников в андезитобазальтах, составы же микролитов в андезитах и андезитобазальтах целиком перекрываются (рис. 9; табл. 5; см. рис. 8). При этом микролиты ортопироксена в дацитах немного, а в андезитах отчетливо более магниезны и в среднем более глиноземисты, чем вкрапленники, тогда как в андезитобазальтах микролиты близки к вкрапленникам по железистости, но различаются по глиноземистости, заметно меньшей в микролитах. Вкрапленники ортопироксена обычно незональны, но иногда в андезитах встречаются зональные кристаллы, в которых состав промежуточных зон смещается по железистости и глиноземистости в поле андезитобазальтов, а внешних — в поле микролитов (см. рис. 9). В ряде случаев в андезитах вкрапленники ортопироксена обрастают каймами клинопироксена. Изложенное дает основание утверждать, что вкрапленники ортопироксена в андезитах неравновесны, в отличие от андезитобазальтов, где такую равновесность можно предполагать.

Вкрапленники клинопироксена не установлены нами в дацитах (где вместо них

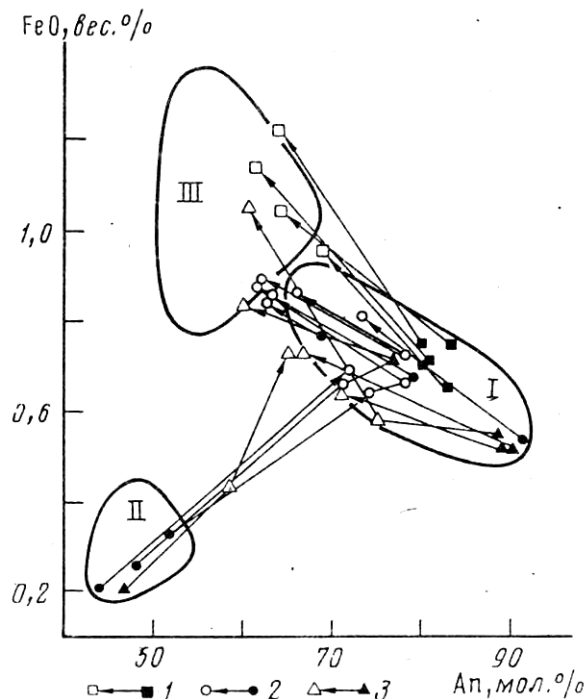


Рис. 7. Вариации содержания FeO в зональных вкрапленниках плагиоклазов из пород в. Кизимен. 1 — базальт; 2 — андезитобазальт; 3 — андезит. Залитые символы — ядра кристаллов, полые — промежуточные и краевые зоны, стрелками показано изменение составов в отдельных кристаллах от ядра к краю. I—III — поля составов плагиоклазов: I — вкрапленников из базальтов, II — вкрапленников из дацитов, III — микролитов из пород основного — среднего состава

развит амфибол), а в андезитобазальтах и андезитах идентичны по составу. Микролиты клинопироксена в обоих случаях лишь ненамного менее кальциевые и более железистые, чем вкрапленники, однако в андезитобазальтах наряду с микролитами клино- и ортопироксена встречаются также и пижониты, находки которых в андезитах единичны (см. табл. 5, рис. 8). Иногда в андезитобазальтах пижониты обрастают мелкие вкрапленники клинопироксена. В базальтах же вкрапленники клино- и ортопироксена отсутствуют, а среди микролитов примерно в равных количествах развиты клинопироксен и пижонит, хотя встречается и субкальциевый авгит.

Протокристы рудной фазы в базальтах представлены Al—Cr—Fe-шпинелью и Cr-магнетитом, включенными во вкрапленники оливина. Вкрапленники и включения в пироксенах андезитобазальтов, андезитов и дацитов отвечают титаномагнетиту и реже ильмениту (см. табл. 6), причем содержание  $TiO_2$  в первом из них постепенно убывает от андезитобазальтов через андезиты к дацитам: соответственно 9—14, 6—12 и 5—7 вес.%. В андезитах титаномагнетиты, включенные в ядра вкрапленников пироксенов, содержат 6—12 вес.%  $TiO_2$ , а в краевых зонах — 9—12%  $TiO_2$ .

Значение  $f_{O_2}$  для магнетит-ильменитового сростка из вкрапленника в андезитобазальте, вычисленного по [27], примерно на порядок выше буфера  $f_{O_2}$  и попадает на кривую, рассчитанную по валовому составу базальтов и андезитов по методу [23], а значение  $f_{O_2}$  для магнетит-ильменитовых пар из дацита еще примерно на один порядок выше и лежит на кривой, рассчитанной для валового состава этой породы. Расчет  $f_{O_2}$  для магнетит-ильменитовых пар из ядра и краевой зоны вкрапленника ортопироксена

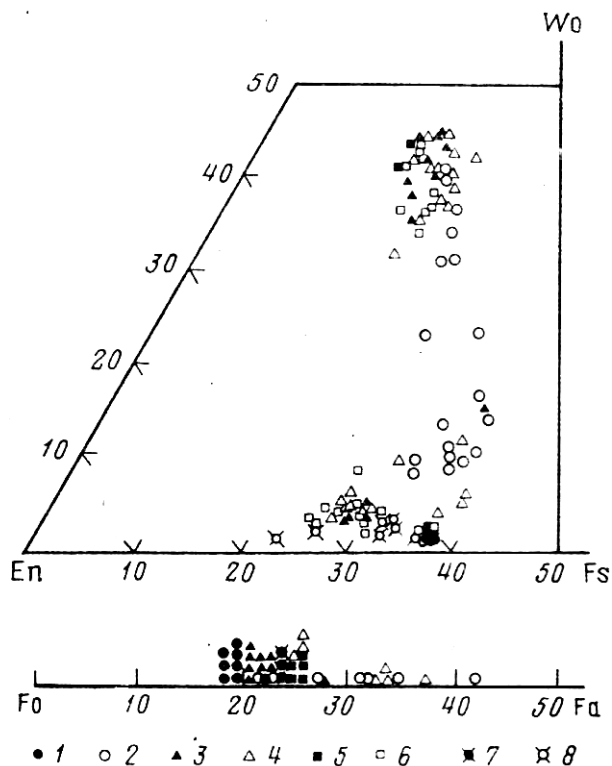


Рис. 8. Состав пироксенов и оливинов из пород в. Кизимен. 1, 2 — базальт; 3—4 — андезитобазальт; 5, 6 — андезит; 7, 8 — дацит. Залитые значки — ядра вкрапленников, полые — микролиты

в андезите дает дискретные значения, отвечающие для первых дацитов, а для вторых базальт-андезитовой кривой (рис. 10).

Происхождение неравновесных минеральных ассоциаций в вулканиках может быть различным. Они возникают в результате резкого изменения РТ-условий кристаллизации расплавов, частичного усвоения расплавами вмещающих магматические резервуары пород или смешения расплавов. Весьма вероятно, что в случае вулканических пород в. Кизимен имеет место последний вариант.

Действительно, анализ соотношения содержаний An и FeO в плагиоклазах андезитобазальтов и андезитов показывает, что натровые и кальциевые ядра вкрапленников этого минерала могли кристаллизоваться только из разных по кальциевости и железистости расплавов, тогда как внешние зоны различающихся по составу ядер вкрапленников — уже из гомогенизированных расплавов, сходных по этим параметрам. Ингредиентами смесей могли бы быть дациты и базальты, поскольку натровые ядра плагиоклаза андезитобазальтов и андезитов аналогичны плагиоклазу дацитов, а кальциевые — плагиоклазу базальтов. Аргументом в пользу такого предположения является и сочетание в андезитах вкрапленников относительно магнезиального оливина и кварца, а также наличие вокруг многих вкрапленников оливина в вулканиках кластов материала, отличного по составу и структурам от мезостазиса содержащих их пород. Следует учесть, что сами дациты в большинстве случаев тоже содержат небольшую примесь базальтового материала, фиксирующуюся в них по наличию зерен оливина. Не противоречит гипотезе смешения более высокая магнезиальность микролитов ортопироксена по сравнению с вкрапленниками в андезитах, а также наблюдающаяся иногда обратная зональность вкрапленников

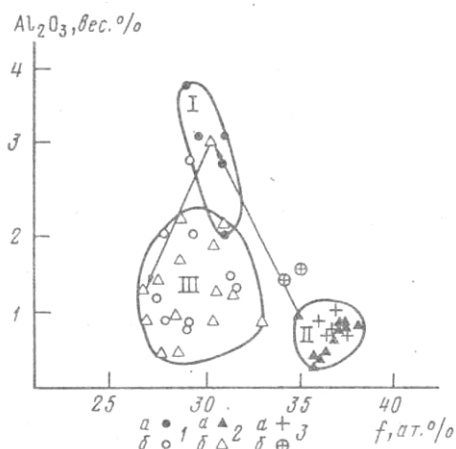


Рис. 9

Рис. 9. Вариации железистости и глиноземистости в ортопироксенах из пород в. Кизимен. 1 — андезитобазальты; 2 — андезиты; 3 — дациты; а — вкрапленники, б — микролиты и краевые зоны зональных вкрапленников; I—III — поля составов ортопироксенов: I — вкрапленников из андезитобазальтов, II — вкрапленников из андезитов и дацитов; III — микролитов из андезитобазальтов и андезитов

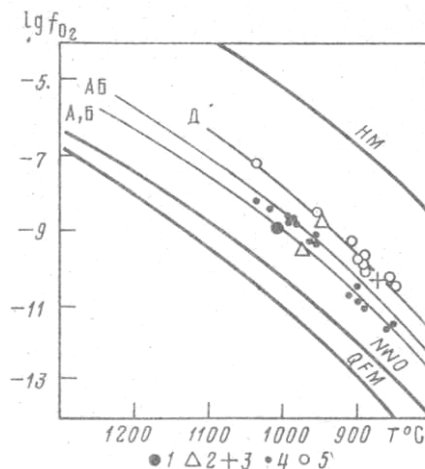


Рис. 10

Рис. 10. Фугитивность кислорода и температура кристаллизации окисных рудных фаз в породах в. Кизимен. 1 — андезитобазальт; 2 — андезит; 3 — дацит; 4, 5 — лавы четвертичных вулканов Камчатки и Курил: 4 — дупироксеновые, 5 — амфибол и биотит-содержащие. Рассчитанные кривые для Б — базальта, АБ — андезитобазальта, А — андезита, Д — дацита

этого минерала. Гипотеза о смешении подтверждается и дискретностью значений  $f_{O_2}$ , полученных для магнетит-ильменитовых пар из ряда и краевой зоны вкрапленника ортопироксена в андезите. Наконец, согласно расчету по методу наименьших квадратов по химическим составам пород, андезиты (см. табл. 2, анализ 5) могут быть получены при смешении 46% дацитового и 53,8% базальтового расплава (см. табл. 2, анализы 12 и 1 соответственно).

Альтернативная гипотеза о происхождении пород вулкана в результате фракционной кристаллизации базальтовой магмы, просчитанная методом наименьших квадратов по программе MIN A.Д. Бабанским (ИГЕМ РАН), не проходит. В случае пар базальт — андезит и базальт — дацит сумма квадратов разностей в содержании порообразующих окислов превышает единицу (что по условиям расчета недопустимо), и, кроме того, во всех вариантах расчета остаточный расплав должен аккумулировать шпинель (табл. 7). При фракционировании андезитобазальтового расплава, андезиты могут быть получены только при условии аккумуляции в остаточном расплаве небольшого количества оливина (0,5%) или ортопироксена (1,1%). И лишь для пары андезит — дацит расчеты фракционирования дают вполне удовлетворительные результаты (см. табл. 7).

Приняв в качестве исходных ингредиентов смеси базальтовые и дацитовые расплавы, попытаемся оценить некоторые физико-химические их параметры, учитывая, что при смешении расплавы уже содержали кристаллическую фазу. Согласно экспериментальным данным [7], кристаллизация амфибол-пироксеновых андезитов Ключевской группы вулканов на Камчатке происходит при содержании воды 5—6 мас.%, а амфиболовых — при 6—7 мас.%, что соответствует  $P_{H_2O} \sim 1,5—2$  кбар  $\geq 2$  кбар. Если распространить эти оценки на пироксен-амфиболовые дациты в. Кизимен (содержание  $SiO_2$  в которых лишь ненамного больше, чем в андезитах —  $\sim 64\%$ ), то температура кристаллизации плагиоклаза в породах по плагиоклазовому геотермометру Кудо — Вейла [24] будет составлять  $920^\circ C$  (при  $P_{H_2O} = 2$  кбар) —

Результаты масс-балансовых расчетов по модели фракционирования для пород в. Кизимен

Компоненты расчета	Пары пород						
	Базальт — андезит — базальт	Базальт — андезит	Базальт — дацит	Андезитобазальт — андезит		Андезит — дацит	
Доля фракционирующих минеральных фаз, мас. %	10,0 Ол 15,5 Пл -2,8 Шп 2,7 МТхр	11,1 Ол 23,0 Пл -9,5 Шп 11,6 МТхр	14,6 Ол 34,5 Пл -13,0 Шп 16,8 МТхр	-0,5 Ол 5,4 Кпр 2,2 Пл <sub>1</sub> 7,6 Пл <sub>2</sub> 4,5 МТт <sub>i</sub>	-1,1 Опр 5,5 Кпр 1,9 Пл <sub>1</sub> 7,3 Пл <sub>2</sub> 4,6 МТт <sub>i</sub>	4,5 Ол 3,5 Кпр 11,8 Пл <sub>1</sub> 6,2 Пл <sub>2</sub> 2,2 МТт <sub>i</sub>	8,6 Опр 3,3 Опр 11,5 Пл <sub>1</sub> 11,7 Пл <sub>2</sub> 1,7 МТт <sub>i</sub>
Доля остаточного расплава, мас. %	73,3	62,2	45,4	81,1	82,1	71,0	61,8
Сумма квадратов отклонений	0,54	1,08	1,60	0,05	0,03	0,13	0,26

**Примечание.** Анализы составов пород приведены в табл. 2 (1 — базальт, 3 — андезитобазальт, 5 — андезит, 12 — дацит); анализы минеральных фаз — в табл. 3 — 6. При расчетах использованы данные по составам вкрапленников. Обозначения минеральных фаз: Ол — оливин; Кпр — клинопироксен; Опр — ортопироксен; Пл<sub>1</sub> — кальциевый плагиоклаз; Пл<sub>2</sub> — натриевый плагиоклаз; Шп — шпинель; МТхр — хром-магнетит; МТт<sub>i</sub> — титаномагнетит. Знак минус у минеральной фазы означает, что она должна аккумулироваться в остаточном расплаве.

960° С (при  $P_{H_2O} = 1,5$  кбар), что близко к верхнему пределу температуры устойчивости амфибола в андезитовых (дацитовых?) расплавах —  $925 \pm 25^\circ$  С [7]. Действительно, в дацитах нередко наблюдаются амфибол-плагиоклазовые сростки, что является аргументом в пользу их совместной (или близкой по времени) кристаллизации. Оценка летучести кислорода по магнетит-ильменитовому геотермометру [27] и валовому составу дацитов [23] дает сходные результаты (см. рис. 10) и показывает, что дацитовые расплавы кристаллизовались при  $fO_2$  на два порядка выше буфера NNO. Труднее оценить эти параметры для базальтов. Расчет коэффициента распределения железа и магния между оливином и расплавом базальта дает значение, превышающее равновесное [28] —  $K_d = 0,44$ . Однако если принять, что степень окисленности железа в базальте изначально была близка к общепринятому для таких расплавов соотношению  $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ , то значение вновь рассчитанного коэффициента распределения оказывается соответствующим равновесию ( $K_d = 0,305$ ), а вычисленная кривая фугитивности кислорода для базальта — близкой к буферу NNO (см. рис. 10). При таком допущении можно оценить температуру кристаллизации оливина из базальтового расплава по номограмме из работы [28] в  $1165^\circ$  С. Сходное значение температуры кристаллизации оливина ( $1146^\circ$  С) получено по оливин-шпинелевому геотермометру [5], что повышает вероятность сделанного допущения. Температура кристаллизации ядер вкрапленников плагиоклаза по геотермометру Кудо — Вейла [24], рассчитанная для умеренных значений  $P_{H_2O}$ , намного превышает равновесную температуру оливина ( $1292^\circ$  С при  $P_{H_2O} = 0,5$  кбар и  $1257^\circ$  С при  $P_{H_2O} = 1$  кбар). Такой расчет предполагает, что плагиоклаз кристаллизовался ранее оливина. Если же допустить, что кристаллизация этих минералов происходила совместно при  $T^\circ = 1145—1165^\circ$  С, то  $P_{H_2O}$  расплава должно достигать 2 кбар, что соответствует содержанию при этой температуре  $H_2O$  4,5 мас. % [6]. К сожалению, наблюдения в шлифах не дают оснований для суждения об относительном времени кристаллизации этих минералов.



Фугитивность кислорода при кристаллизации базальтового расплава была, возможно, на порядок выше буфера NNO, что следует из расчетов по валовому составу базальта.

Таким образом, несмотря на известные допущения, можно полагать, что ликвидусные температуры базальтовых и дацитовых расплавов различались не менее чем на 200° С, а фугитивность кислорода — на один порядок. Внедрение высоко-температурного базальтового расплава из глубинного магматического источника в близповерхностный очаг низкотемпературной кислой магмы, видимо оставшейся от предыдущего этапа развития вулканизма в этом районе, должно было вызвать перегрев его, вскипание и, как следствие, извержение в разной мере прореагировавших друг с другом (смешавшихся) расплавов.

В связи с этим представляют интерес следующие наблюдения: 1) наличие во всех изученных нами породах (кроме базальтов конуса Тамары) неравновесных минеральных фаз; 2) последовательное увеличение основности продуктов извержения вулкана во времени.

Первое из указанных наблюдений свидетельствует, что изученные нами породы не представляют «чистой линии», а являются продуктами более или менее продвинутого смешения магматических расплавов. Таким образом, процессы смешения предшествовали извержениям, а между внедрением базальтовых расплавов в кислый очаг и извержением существовал некий промежуток во времени, в течение которого происходила гомогенизация вещества.

Изменение основности вулкаников во времени в целом соответствует гипотезе о последовательном вытеснении приповерхностного очага дацитовой магмы поднимающимся с больших глубин базальтовым расплавом и увеличении со временем пропорции базальтового расплава в продуктах смешения. Если при формировании Старого Кизимена роль базальтовых расплавов в формировании общего облика пород, видимо, была невелика и фиксируется по наличию в дацитах и кислых андезитах вкрапленников оливина (в сочетании с вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза), то состав вулканических продуктов Молодого Кизимена соответствует уже сильно гибридным породам (неравновесные по минеральному составу андезиты и андезитобазальты), тогда как собственно кислые вулканики с минимальными признаками смешения проявились здесь лишь при начальных стадиях его развития.

Наконец, следует отметить, что кварц-оливиновые андезиты и андезитодациты, сходные с лавами в. Кизимен и в отношении остальных особенностей-минерального состава, известны и на некоторых других вулканах Камчатки. Они описаны на вулканах Дикий Гребень [13], Ааг и Арик [17], Большой, а также в пределах Толмачева дола (неопубликованные данные О.Н. Волинца) и несомненно, как и в случае в. Кизимен, представляют собой продукты смешения магматических расплавов.

Хотя кварц-оливиновые породы являются все же относительно редкими, многие средние по составу известково-щелочные лавы вулканов Камчатки содержат резко различающиеся по составу вкрапленники плагиоклаза и имеют вкрапленники ортопироксена более железистые, чем микролиты, т.е. несут признаки смешения, установленные нами для лав в. Кизимен. Это обстоятельство, а также широкое проявление среди четвертичных вулкаников Камчатки гетеротакситовых лав и пемз [4] предполагает, что процесс смешения магматических расплавов является одним из важнейших процессов, обеспечивающих разнообразие горных пород.

### **Предполагаемый прогноз типа и параметров будущих извержений, вулканическая опасность**

Долгосрочный прогноз вулканической опасности, типа и параметров будущих извержений дается на основе принципов, специально разработанных нами для этой цели и использованных при решении аналогичных задач на других вулканах [26]. Суть их заключается в выявлении тенденции в динамике вулканической активности,

установлении стадии, на которой находится вулкан в настоящее время, и, как следствие этого, в определении характера и количества извержений, которые могут произойти именно на современном этапе деятельности конкретного вулкана.

Необходимым и главным условием при этом является детальная комплексная реконструкция эруптивной активности и эволюции изверженного материала с момента возникновения вулкана или за длительный период его жизни, что было выполнено в предыдущих разделах. Там было показано, что, несмотря на сравнительно недавнее время возникновения, в. Кизимен уже достаточно зрелое образование. Вулкан Старый Кизимен, активно формировавшийся в течение трех эруптивных циклов (КЗ I — КЗ III), около 6000 л.н. фактически прекратил свою деятельность, а на его месте после 3000-летнего периода относительного покоя появился, по сути дела, новый вулкан — Молодой Кизимен. Поэтому для прогноза будущих извержений наибольший интерес представляют материалы, полученные именно для Молодого Кизимена: данные о характеристиках и частоте его прошлых извержений и их изменение во времени, эволюции состава и облика изверженных пород, продуктивности вулкана на разных временных интервалах, вплоть до современной эпохи. По большей части перечисленные характеристики и параметры эруптивной активности определяются своего рода «внутренними» процессами, непосредственно связанными с жизнью магматического очага и особенностями механизма питания вулкана.

Однако при таком прогнозе должны учитываться и другие, «внешние» факторы, которые могут оказать существенное влияние на ход предстоящих извержений. По нашему мнению, это прежде всего особенности современной морфологии постройки в. Кизимен, а также структурная приуроченность вулкана к борту высокосейсмического Щапинского грабена.

Как уже отмечалось выше, вулканическая деятельность Молодого Кизимена началась 3000 л.н. с мощного взрыва и массового выброса ювенильной пироклаستيку контрастного химического состава, в которой наряду с преобладавшими кислыми андезитами в небольшом количестве присутствовал и андезитобазальтовый материал. Затем в течение длительного времени (примерно до 1100 л.н.) активность вулкана была связана с ростом в образовавшемся кратере андезитового экструзивного купола. Формирование купола сопровождалось излиянием андезитовых лавовых потоков и эксплозивной деятельностью разной силы — от слабой до умеренной.

В конце предпоследнего — начале последнего тысячелетия нашей эры произошел новый взрыв, открывший серию извержений заключительной фазы цикла КЗ IV. Однако впервые в истории вулкана вслед за взрывом не последовало извержения сколько-нибудь значительных объемов ювенильной пироклаستيку. А в образовавшемся кратере вырос небольшой купол и началась умеренная эксплозивно-эффузивная деятельность, продукты которой отличались наиболее основным химическим составом за всю историю вулкана. На протяжении последних веков наблюдалась лишь фумарольная активность с редкими фреатическими взрывами (последний в 1928 г.).

На протяжении всего цикла КЗ IV деятельность Молодого Кизимена характеризовалась низкой продуктивностью и интенсивностью выноса вещества, особенно в заключительную фазу цикла (см. табл. 1).

Таким образом, в течение эруптивного цикла КЗ IV в. Молодой Кизимен как бы заново повторил историю в. Старый Кизимен, но на укороченном втрое временном интервале, при резко уменьшившихся продуктивности и средней интенсивности выноса вещества, а также при более основном химическом составе изверженных ювенильных продуктов. Если исходить только из этого, то можно сделать вывод о завершении (или приближающемся завершении) эруптивной активности и самого Молодого Кизимена.

Тогда и долгосрочный прогноз параметров будущих извержений в. Молодой Кизимен будет достаточно прост: в течение ближайших десятилетий и даже столетий сохранится вулканический режим, характерный для последних 150—200 лет. По-прежнему будет наблюдаться меняющая свою интенсивность фумарольная деятель-

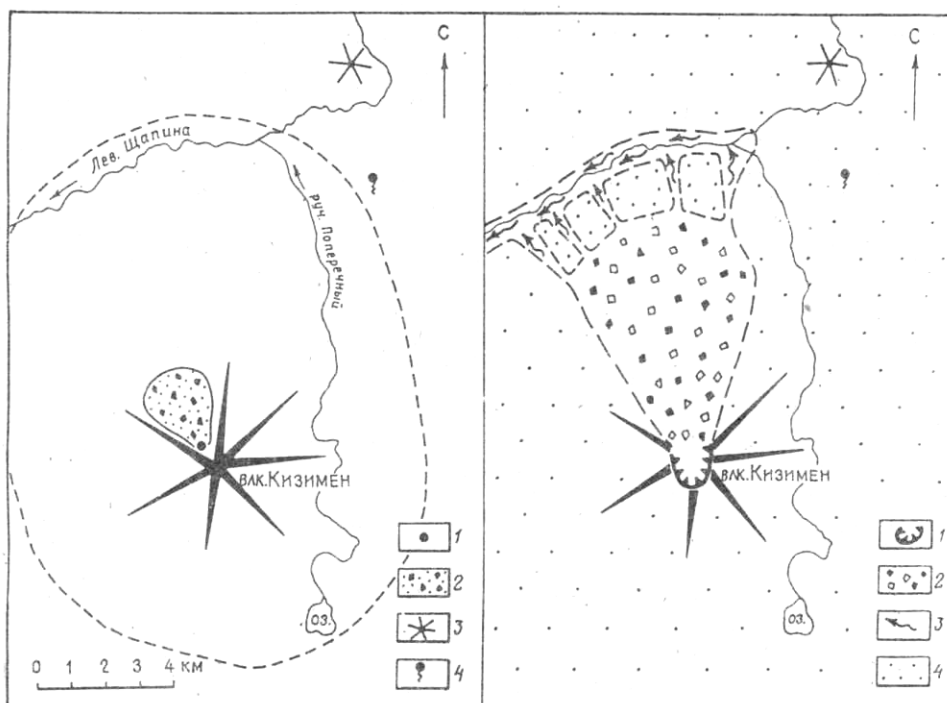


Рис. 11. Схема предполагаемой будущей вулканической опасности для района в. Кизимен. А — минимальный вариант: 1 — местоположение эруптивного центра; 2 — поле взрывных отложений; 3 — шлаковый конус Тамары; 4 — Верхнешапинские термальные источники. Пунктир показывает зону пеплопада с мощностью тефры более 0,1 мм. Б — максимальный вариант: 1 — обвально-взрывной кратер; 2 — поле обвально-взрывных отложений; 3 — лахары; 4 — зона пеплопада с мощностью тефры > 1 см

ность с редкими фрегатическими взрывами небольшой силы (типа 1928 г.). Естественно, что и вулканическая опасность будет невелика — только в пределах постройки вулкана и только в момент взрывов (рис. 11). В непосредственной близости от эруптивного центра будет отложен грубообломочный материал вулканических эксплозий, а на конусе вулкана и у его подножия выпадет вулканический пепел. Толщина слоя пепла может измеряться от нескольких сантиметров рядом с эруптивным центром до долей миллиметра на расстоянии 5—10 км от него. Сектор и протяженность зоны пеплопада будут зависеть от направления и скорости ветра во время извержения. Суммарный объем перемещенного материала не превысит  $0,001 \text{ км}^3$ .

Однако, с учетом выше изложенных «внешних» факторов, возможны и другие варианты долгосрочного прогноза характера вулканических извержений и вулканической опасности. Причем решающую роль может сыграть, повлияв на ход событий, либо каждый фактор в отдельности, либо их комбинация в сочетании с собственно вулканическими процессами.

Дело в том, что при разрушении массивного крутосклонного экструзивного вершинного купола в. Кизимен в результате взрыва или обвала события могут начать развиваться по сценариям, сходным с таковыми на вулканах Бандай (Япония) и Сент-Хеленс (США) во время их знаменитых извержений в 1888 и 1980 гг.

Причиной взрыва может стать даже относительно кратковременная (на несколько десятков лет) закупорка фумарольных каналов (например, в результате землетрясений), поскольку мощность современных фумарол очень высока. Если взрыв произойдет из-под основания купола, где располагаются выходы фумарол, и будет сильным, то обвал части купола станет почти обязательным. Высока вероятность в

будущем и сейсмотектонического обвала купола в результате 9—10-бального землетрясения в Щапинском грабене вблизи в. Кизимен.

Во всех случаях, независимо от вызвавшей его причины, крупный обвал вершинного купола Кизимена должен спровоцировать извержение, во много раз более мощное, чем фреатический взрыв 1928 г. Оно вполне может сравниться по своим параметрам и геологическому эффекту с извержением в. Бандай 15 июля 1888 г., во время которого объем отложений вулcano-сейсмотектонического обвала составил  $15 \text{ км}^3$ , а взрывных отложений —  $0,011 \text{ км}^3$  [22]. При этом ювенильный материал отсутствовал. Предпосылки для вулcano-сейсмотектонического обвала и последующего взрыва могут быть созданы и при внедрении под основание купола вязкой магмы — вариант, реализованный при катастрофическом извержении в. Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. [25]. Последний вариант не исключается в связи с тем, что по завершении цикла КЗ IV, длительность которого приблизилась к предельной, может начаться новый, пятый цикл в результате инъекции очередной порции свежей магмы в области питания в. Кизимен.

Это связано с тем, что Кизимен располагается на системе разломов, ограничивающих крупную вулcano-тектоническую депрессию, к которой приурочена Северная группа вулканов Камчатки [11], где в последние столетия наблюдается повышенная вулканическая активность с катастрофическими извержениями и большим количеством побочных прорывов. Значительная масса ( $\sim 20 \cdot 10^9 \text{ т}$ ) изверженного здесь ювенильного материала может свидетельствовать о начале региональной активизации магматического процесса в пределах всей этой структуры, включая и район в. Кизимен.

Оба последних варианта извержений будут представлять большую опасность не только вблизи, но и на удалении от него. Взрывные и обвальные отложения могут перекрывать большую площадь в северном секторе подножия вулкана вплоть до долины р. Левая Щапина, а возникшие лахары достигнут в длину нескольких десятков километров (см. рис. 11). Наиболее опасная зона будет простираться, по крайней мере, от Верхнешапинских до Нижнешапинских термальных источников. Тефра выпадет на площади в  $n \cdot 10^4$  —  $n \cdot 10^5 \text{ км}^2$ . Ее мощность составит более 1 см на расстоянии 10—15 км от эруптивного центра. Объем перемещенного материала будет заключен в интервале 0,1—1,0  $\text{км}^3$ .

При современной степени изученности в. Кизимен и сейсмичности Щапинского грабена отдать предпочтение какому-либо из рассмотренных вариантов не представляется возможным. Они кажутся нам равновероятными. Для получения достоверного прогноза будущих извержений в. Кизимен необходимо проведение дополнительных исследований по детализации его эруптивной активности на протяжении последнего тысячелетия, более тщательного анализа эволюции изверженного материала и исследования состояния «корней» вулкана геофизическими методами.

## Выводы

1. Вулкан Кизимен возник на зоне крупноамплитудных сбросов Щапинского грабена 12—11 тысяч лет назад. Причиной возникновения вулкана послужило внедрение высокотемпературного базальтового расплава в остывающий близповерхностный очаг дацитовой магмы, оставшийся от раннеплейстоценового этапа вулканизма хр. Тумрок. Это внедрение базальтов, синхронное позднеплейстоценовой эпохе арельного вулканизма Камчатки, стимулировало мощное извержение дацитовой магмы, положившее начало формированию вулкана.

2. Особенности вещественного состава продуктов извержений в. Кизимен (в первую очередь наличие «запрещенной» кварц-оливиновой ассоциации вкрапленников во всех типах пород) свидетельствуют об образовании их в результате смешения расплавов, контрастных по содержанию кремнезема. Судя по эволюции составов пород в. Кизи-

мен во времени, в течение жизни вулкана происходило вытеснение очага дацитовой магмы поднимающимся с больших глубин базальтовым расплавом и увеличение со временем доли базальтового расплава в продуктах смешения.

3. В истории активности в. Кизимен выделяются четыре цикла сходной (2,0—3,5 тыс. лет) длительности. Ранние этапы каждого цикла отличаются высокой продуктивностью, заключительные — низкой. Предполагается, что такая цикличность, обусловлена главным образом инъекциями новых порций базальтовой магмы в область питания вулкана, а начала циклов КЗ I, II и IV отвечают региональным этапам подачи магматического вещества. Длительность цикла КЗ IV (~ 3000 лет) близка к предельной, что дает возможность ожидать в ближайшие сотни лет начала нового, пятого цикла развития вулкана.

4. В случае продолжения цикла КЗ IV в течение ближайших десятилетий и столетий сохранится современный режим активности, т.е. фумарольная деятельность с редкими фреатическими взрывами. Однако в случае разрушения вершинного экструзивного купола сейсмоструктурным обвалом может произойти более сильное извержение типа Бандай-сан. Еще более сильное извержения типа Сент-Хеленс с выбросом ювенильного материала можно ожидать при активизации вулкана, связанной с началом нового, пятого цикла его деятельности. Но в связи с исчерпанием способной к извержению дацитовой магмы даже в этом случае, по-видимому, не последует выброса значительных объемов ювенильного материала кислого состава.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А.* О генетической классификации профилактических отложений и типах отложений извержения вулкана Безымянный 1955—1956 гг. // *Вулканология и сейсмология.* 1988. №3. С. 39—55.
2. *Брайцева О.А., Флоренский И.В., Пономарева В.В. и др.* История активности вулкана Кихпинич в голоцене // *Вулканология и сейсмология.* 1985. №6. С. 3—19.
3. *Влодавец В.Н., Пийп Б.И.* Каталог действующих вулканов Камчатки // *Бюл. вулканол. станций.* 1957. №25. С. 5—95.
4. *Вольнец О.Н.* Гетеротакситовые лавы и пемзы // *Проблемы глубинного магматизма.* Новосибирск: Наука, 1978. С. 181—196.
5. *Джексон Е.Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилл уотер // *Магматические рудные месторождения.* М.: Недра, 1973. С. 43—66.
6. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1979. 267 с.
7. *Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
8. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
9. *Кирсанова Т.П., Вергасова Л.П., Юрова Л.М. и др.* Фумарольная активность вулканов Шивелуч и Кизимен в 1979—1980 гг. // *Вулканология и сейсмология.* 1983. №3. С. 33—42.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
11. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980.
12. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В.* Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по данным тефрохронологических исследований) // *Вулканология и сейсмология.* 1987. №3. С. 3—18.
13. *Огородов Н.В., Вольнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И.* Дикий Гребень // *Бюл. вулканол. станций.* 1978. №54. С. 75—88.
14. *Петров В.С.* Современная сульфатарная деятельность вулкана Кизимен // *Вопр. географии Камчатки.* 1970. №6. С. 124—129.
15. *Пийп Б.И.* Вулкан Кизимен // *Бюл. вулканол. Станции на Камчатке.* 1946. №13. С. 22—32.
16. Сейсмологический бюллетень Дальнего Востока. 1964. №2. 152 с.
17. *Федоров М.В.* О неоднородности магматического расплава вулканов Ааг-Арик // *Бюл. вулканол. станций.* 1972. №48. С. 48—50.

18. Шанцер А.Е., Гентнер А.Р., Егорова И.А. и др. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 73—82.
19. Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен // Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 24—29.
20. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Kirianov V.Yu., Litasova S.N., Sulerzhitsky L.D. Tephra of the largest Prehistoric eruptions of Kamchatkan volcanoes in Holocene // Quater. Internat., in press.
21. Gill J. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin... etc.: Springer, 1981. 390 p.
22. Glicken H. Restudy of the 1888 eruption of Bandai Volcano, Japan // Kagoshima Internat. Conf. on Volcanoes Abstracts. Kagoshima, 1988. P. 64.
23. Kilinc C., Carmichael I.S.F., Rivers M., Sack R.O. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquides equilibrated in air // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. №1/2. P. 136—140.
24. Kudo A.W., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 25. № 1. P. 52—65.
25. Lipman P.W., Mullineaux D.R. (editors). The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington // Geol. Surv. Profess. Paper. 1981. V. 1250. 844 p.
26. Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Ponomareva V.V. Prediction of volcanic hazards on the basis of the study of dynamics of volcanic activity, Kamchatka // Volcanic Hazards. IAVCEI Proc. in Volcanology 1. Berlin... etc.: Springer., 1989. P. 10—35.
27. Powell R., Powell M. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal // Miner. Mag. 1977. V. 41. P. 257—263.
28. Roeder P.L., Emslie F.F. Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. № 4. P. 275—289.
29. Stuiver M., Kra R. (editors). Calibration issue // Radiocarbon. 1986. V. 28. № 2B. P. 805—1030.

Институт вулканической  
геологии и геохимии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
24.11.1990