

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

В результате детального минералогического и петрохимического изучения известково-щелочных магнезиальных базальтов 21 эксплозивного и эффузивного побочного прорыва Ключевского вулкана, а также на основании данных геохимической термометрии получены новые сведения о химическом составе магнезиальных базальтов фенокристаллов оливинов и клинопироксенов в условиях их кристаллизации в промежуточных магматических камерах. На основе балансовых расчетов показано, что магнезиальные базальты являются продуктами исходных высокомагнезиальных магм.

MINERALOGICAL PECULIARITIES OF MAGNESIAL BASALTS AS A REFLECTION OF FRACTIONATION IN THE KLIUCHEVSKOY VOLCANO CHAMBER, by Hubunaya S.A., Bogoyavlensky S.O., Novgorodtseva T.Yu. and Okrugina A.M. As a result of detailed mineralogical and petrochemical research of calc-alkaline magnesian basalts produced by 21 explosive and effusive lateral break-outs of Kliuchevskoy volcano and based on the data of geochemical thermometry new data obtained on the chemical composition of magnesian basalts, phenocrysts of olivines and clinopyroxenes and condition of their crystallization in intermediate magmatic chambers. Balance calculations show that magnesian basalts are products of initial high magnesian magmas.

(Received December 17, 1992)

Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia

Введение

Оценка физико-химических условий кристаллизации магм в промежуточных магматических камерах является одной из фундаментальных и малоизученных проблем вулканологии, тесно связанной с прогнозом вулканических извержений. Наличие под вулканами магматических очагов к настоящему времени показано во многих работах [4, 13—17 и др.]. В то же время далекими от понимания остаются проблемы, связанные с процессами, приводящими к мобилизации магмы в промежуточном магматическом очаге непосредственно перед извержением. Работами последних лет показано, что вулканические извержения, в том числе и катастрофические, могут быть вызваны различными факторами, вызванными изменением свойств магматического расплава непосредственно перед извержением [28]. В то же время катастрофические извержения вулканов Мон-Пеле на о-ве Мартиника [28], Суффриер на о-ве Сент-Винсент (1902 г.), Невадо-дель-Руис в Колумбии в 1985 г. [21] и многочисленные извержения Везувия в Италии связывают с внедрением перегретой первичной базальтовой магмы в более кислый промежуточный магматический очаг.

Очевидно, для прогноза вулканических извержений большое значение приобретает изучение наиболее высокотемпературных магнезиальных магм, внедрение которых

в промежуточные очаги может спровоцировать вулканическое извержение. В то же время для понимания процессов, протекающих в магматических камерах, одним из актуальных вопросов является детальное изучение минералогии интрателлурических вкрапленников, состав и взаимоотношения которых отражают физико-химические условия образования этих магм. В пределах зоны перехода от континента к океану вулканические продукты магнезиальных магм исключительно редки [23, 25, 29 и др.]. Уникальную возможность подобных исследований предоставляют магнезиальные базальты Ключевского вулкана. Несмотря на то что результаты изучения этих вулканитов освещены в нескольких публикациях [6, 8, 10, 12, 19], проблемы их генезиса и условий образования далеки от решения.

Настоящая работа преследует цель установить минералогические и петрохимические особенности магнезиальных базальтов Ключевского вулкана и на их основе интерпретировать генезис и условия кристаллизации магнезиальных магм.

Методы исследования

Для выполнения поставленной задачи было сделано опробование 21 взрывного и эффузивного побочного прорыва магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (рис. 1). В взрывных прорывах изучались образцы вулканических бомб и шлаков, слагающих постройку конуса, в эффузивных, кроме того, были изучены образцы лавовых потоков. В зависимости от петрографического разнообразия вулканитов были выполнены от 1 до 8 валовых химических анализов. На основе этих данных рассчитаны средние химические составы магнезиальных базальтов побочных прорывов.

Детальные минералогические исследования образцов магнезиальных базальтов проведены в 10 наиболее характерных магнезиальных прорывах Ключевского вулкана. Из раздробленных образцов породы в бромформе выделены смешанные фракции оливинов и пироксенов, которые потом с помощью бинокулярного микроскопа были разделены на монофракции. Для базальтов самого магнезиального прорыва монофракции фенокристаллов размером 1—2, 0,5—1 мм и субфенокристаллов 0,2—0,5 мм. Из базальтов всех остальных прорывов отбиралась только монофракция фенокристаллов размером 1—2 и > 2 мм. Как будет показано ниже, эти особенности отбора минералов нашли отражение в статистике распределения магнезиальности фенокристаллов оливинов. Отобранные минералы помещались в «кампаунд», состоящий из эпоксидной смолы и диметилфталата; после отверждения полученные препараты приполировывались для работы на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax. В фенокристаллах оливинов были изучены химические составы твердофазных микровключений клинопироксенов и хромшпинелидов. При этом составы твердофазных микровключений ачализировались в непосредственной близости (2—3 мкм) от вмещающего их минерала-хозяина. Микролиты изучены в полированных шлифах. Таким образом, были исследованы химические составы нескольких тысяч зерен оливинов, пироксенов и хромшпинелидов.

Количественно-минералогические подсчеты в шлифах и пришлифованных пластинках сделаны на интегрированном устройстве МИУ-1.

Главные элементы валовых составов пород и минералов определены соответственно методом силикатного анализа и методом рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН.

Геолого-геофизическая характеристика

Ключевская группа, состоящая из 12 вулканов, образует гигантский горный массив, расположенный в северной части Центральнокамчатской депрессии, ограниченной с запада Козыревско-Быстринской системой сводов, а с востока — горст-антиклинорием Восточных хребтов [9]. Мощность земной коры здесь составляет 28—32 км [1]. Поверхность Мохоровичича под Ключевской группой вулканов не

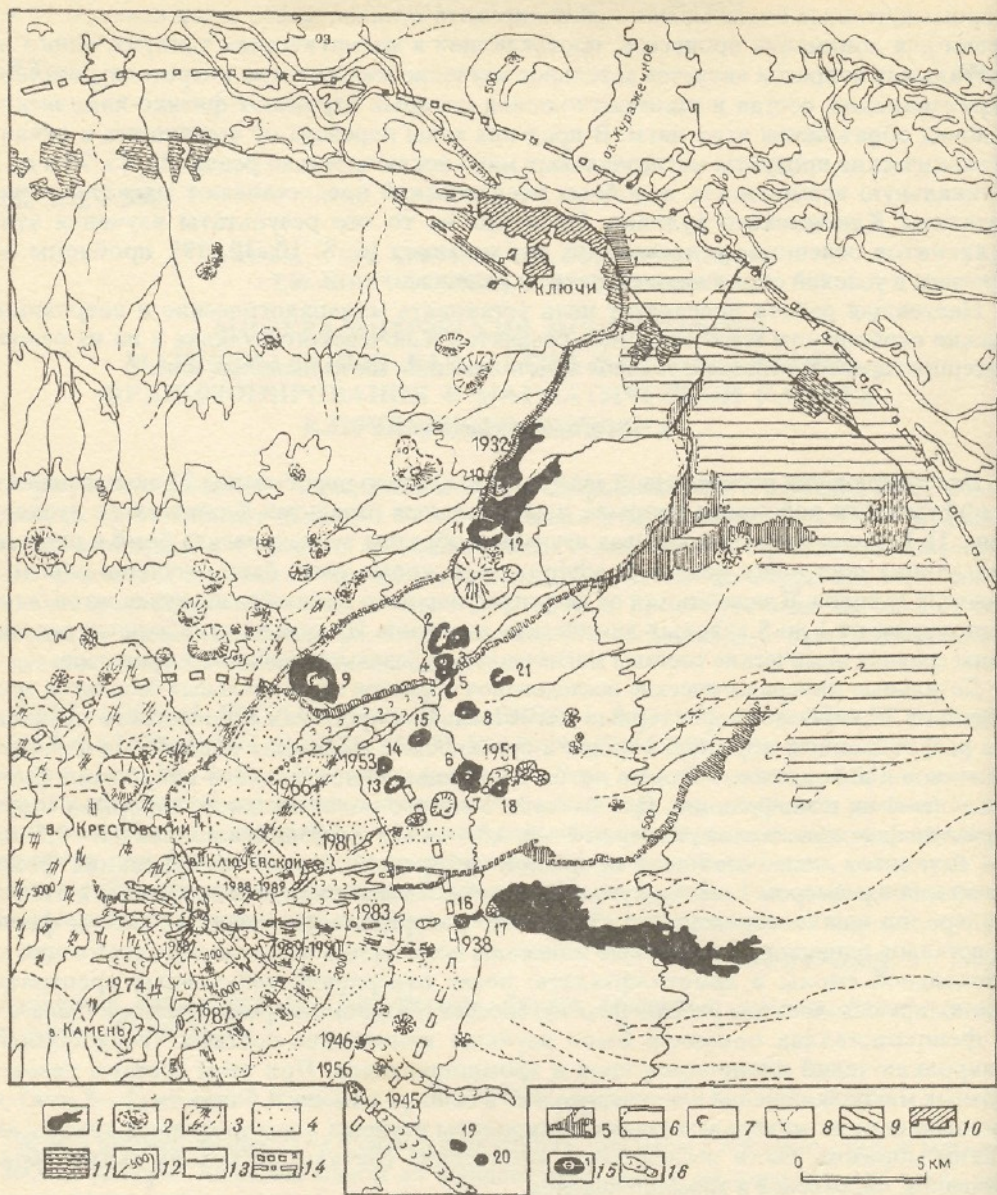


Рис. 1. Геологическая схема опробования магнезиальных базальтов побочных прорывов Ключевского вулкана. 1 — лавовые потоки магнезиальных базальтов исторических извержений; 2 — шлаковые конусы; 3 — ледники; 4 — горизонталы; 5 — грязевые потоки; 6 — обрывы; 7 — русла сухих рек; 8 — реки; 9 — лавовые потоки высокоглиноземистых базальтов исторических извержений; 10 — побочные прорывы магнезиальных базальтов: 1 — Незаметный; 2 — Г; 3 — Малыш; 4 — без названия; 5 — Булочка; 6 — Л; 7 — Боковой; 8 — Слонына; 9 — Д; 10 — Туйла; 11 — Кургурич; 12 — Биокось; 13 — М; 14 — Е; 15 — Левашова; 16 — Тиранус; 17 — Билюкай; 18 — Очки; 19 — Пещерный; 20 — Карпинского; 21 — Подкова. Названия приведены по [6]. Схема составлена по материалам В.Н. Двигало, В.Н. Андреева и А.Ю. Озерова

прослеживается в виде единой границы раздела. Здесь она не имеет определенного пространственного положения. Кроме того, «гранитный» и «базальтовый» слои имеют значения упругих параметров, превышающих средние величины, а их значения в верхней мантии ниже, чем в прилегающих районах [2]. Эти аномальные особенности интерпретируются как следствие повышенной магматической активности рассмат-

риваемого района. В то же время, как считали некоторые исследователи, размещение на сравнительно небольшой площади такого количества крупных вулканических аппаратов является результатом локализации мощного очага в участке коры, податливом на вертикальные перемещения [12]. Хорошим подтверждением этому служат результаты комплексных геофизических работ, свидетельствующие о наличии магматических очагов под всей Ключевской группой вулканов [4, 13—17 и др.].

Ключевской вулкан голоценового возраста наиболее молодой в этой группе. Он является самым крупным и активным действующим вулканом в Европе и Азии, его высота 4750 м, а средний расход магмы (60 млн. т/год) составляет половину ювенильных продуктов извержений всего Курило-Камчатского пояса [5]. Все извержения Ключевского вулкана представлены известково-щелочными высокоглиноземистыми и магнезиальными базальтами. При этом магнезиальные вулканиты встречаются только среди продуктов побочных прорывов, располагающихся на сравнительно небольшой высоте, < 1800 м (см. рис. 1). Материалом для настоящего сообщения послужили базальты 21 эксплозивного и эффузивного магнезиального побочного прорыва. Их возраст охватывает фактически все время жизни вулкана — от начала голоцена до 1938 г.

Петрография и минералогия

Петрографическая характеристика. Все разнообразие магнезиальных базальтов изученных побочных прорывов Ключевского вулкана представлено высокомагнезиальными ($MgO = 10—12$ вес.%) клинопироксен-оливиновыми и магнезиальными ($MgO = 7—10$ вес.%) клинопироксен-оливин-плаггиоклазовыми породами. При этом плаггиоклаз в виде единичных кристаллов встречается и в высокомагнезиальных разностях пород. Несмотря на разные количественные соотношения породообразующих минералов и химические составы пород, петрографические и минералогические особенности всех вулканитов близки. Наиболее характерной их чертой является порфиновый облик, присутствие крупных (до 15 мм) гломеропорфировых моно- или полиминеральных сростков оливинов и клинопироксенов и единичных вкрапленников шпинели, размер которых может достигать 1 мм. Во всех разностях пород количество фенокристаллов оливинов выше или равно количеству вкрапленников клинопироксенов (табл. 1). В клинопироксен-оливиновых разностях вулканитов преобладают отдельные крупные (до 2—4 мм) фенокристаллы и гломеро-

Таблица 1

Таблица количественно-минералогических подсчетов
в магнезиальных базальтах

Название прорыва	Минералы			Основная масса	Количество образцов
	оливин	клинопироксен	плаггиоклаз		
Булочка	10	5	Ед.	85	8
Лучицкого	12	9	»	79	3
Мальши	12	11	»	77	2
Цирк	4	6	9	81	4
М	4	4	1	91	3
Левашова	4	5	8	83	3
Д	5	7	11	77	2
Очки	12	10	14	64	2
Карпинского	13	8	18	61	3
Подкова	11	9	24	56	3

Примечание. Ед. — единичные кристаллы.

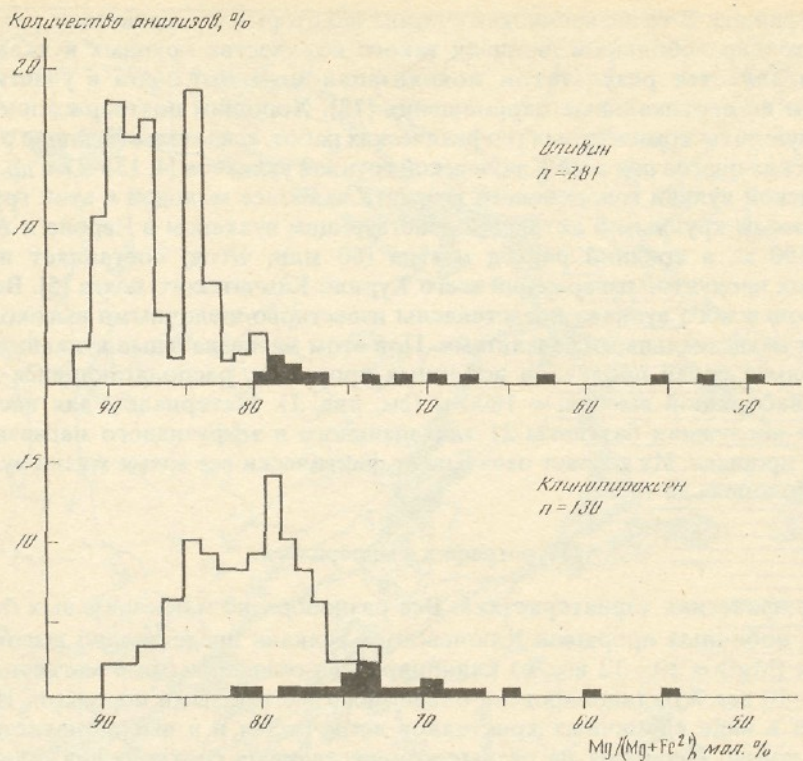


Рис. 2. Гистограммы магнезиальности оливинов и пироксенов прорыва Булочка. Залитые прямоугольники — микролиты, белые — фенокристаллы

порфиновые сростки оливинов и клинопироксенов. В оливин-клинопироксен-плаггиоклазовых разностях крупные гломоропорфировые срастания оливинов и пироксенов встречаются реже, преобладают более мелкие (0,5—1 мм) фенокристаллы оливинов, клинопироксенов и плаггиоклазов. Ортопироксен среди вкрапленников всех пород встречается исключительно редко.

Основная масса вулканитов состоит из микролитов плаггиоклазов, клинопироксенов, оливинов и магнетита. Изредка в основной массе магнезиальных разностей пород встречается гиперстен. Структура основной массы в вулканических бомбах гиалопилитовая до гиалиновой. В лавовых потоках — гиалопилитовая до интерсертальной.

Наиболее детально изучены высокомагнезиальные базальты прорыва Булочка.

Минералогическая характеристика базальтов прорыва Булочка

Оливин. Наиболее распространенный минерал высокомагнезиальных базальтов встречается среди фенокристаллов и микролитов основной массы породы. Количество фенокристаллов составляет 10% от объема породы (см. табл. 1). Оливин представлен резко идиоморфными кристаллами с характерными очертаниями в виде шестиугольников и скошенных ромбов. Размеры фенокристаллов варьируют от 0,3 до 2 мм. Для крупных кристаллов оливина характерно чистое незональное или слабозональное магнезиальное (Fo 88—91,5) ядро, окруженное тонкой железистой каемкой. Для более мелких кристаллов оливина характерна слабая прямая зональность. Наименее магнезиальными (Fo 50) являются мелкие (5—10 мкм) микролиты гортонолитов (рис. 2). Анализ статистического распределения магнезиальности фенокристаллов оливино позволяет суммировать следующее. Характерной особенностью фенокристалло-

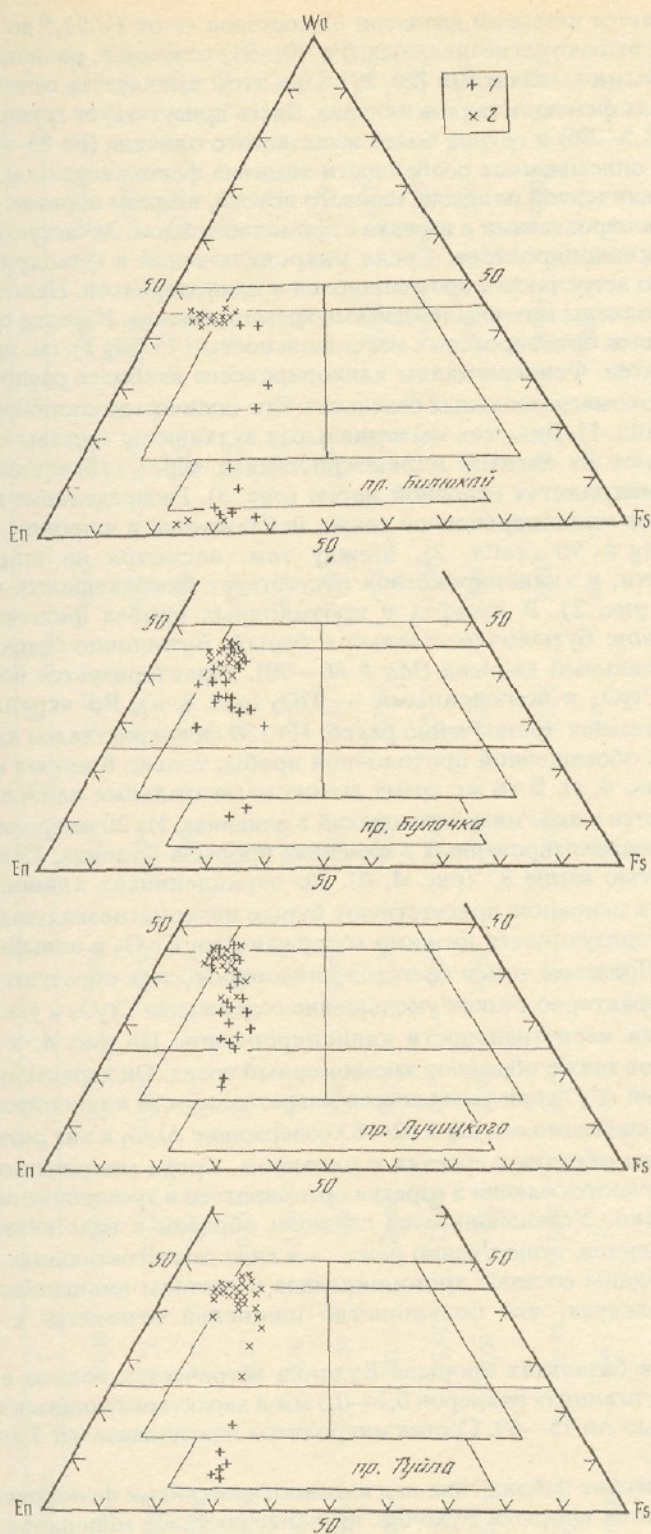


Рис. 3. Составы клинопироксенов магнезиальных базальтов. 1 — микролиты, 2 — фенокристаллы

оливинов является широкий диапазон их составов — от Fo 91,5 до Fo 80 (см. рис. 1) и присутствие высокомагнезиальных (Fo 90—91) оливинов, равновесных с пикритовыми мантийными выплавками [20, 29]. При этом выявляется отчетливая бимодальность в составах фенокристаллов оливина. Здесь присутствует группа магнезиальной оливина (Fo 91,5—86) и группа более железистого оливина (Fo 85—80). Следует подчеркнуть, что описываемые особенности химизма фенокристаллов оливинов фиксируются на ограниченной площади лавового потока, в одном образце. Оливин образует сростки с клинопироксенами и изредка с хромшпинелидом. Зачастую оливин обрастает кристаллами клинопироксена. Среди микровключений в фенокристаллах оливина наиболее часто встречаются хромшпинелид и клинопироксен. Некоторые кристаллы оливина переполнены микровключениями хромшпинелида. Изредка среди микровключений встречается ортопироксен с магнезиальностью 75 (Mg #), см. примеч. к табл. 2.

Клинопироксен. Фенокристаллы клинопироксена наиболее распространены в оливине в высокомагнезиальных базальтах. Его количество составляет 5% от объема породы (см. табл. 1). Для всех магнезиальных вулканитов составы клинопироксена эволюционируют от авгитов в фенокристаллах через субкальциевые авгиты до пироксенов в микролитах основной массы (рис. 3). Распределение магнезиальности фенокристаллов клинопироксенов также наблюдается в широком интервале — с Mg # 74 до Mg # 90 (табл. 2). Между тем, несмотря на широкий интервал магнезиальности, у клинопироксенов отсутствует бимодальность в распределении составов (см. рис. 2). В шлифах и протолочных пробах фиксируются два типа клинопироксенов: бутыльно-зеленый и бурый. Бутыльно-зеленый пироксен — высокомагнезиальный диопсид (Mg # 86—90), характеризуется повышенными содержаниями Cr_2O_3 и пониженными — TiO_2 (рис. 4, а). Во вкрапленниках такой пироксен встречается чрезвычайно редко. Из 130 фенокристаллов клинопироксенов отобранных из обогащенной протолочной пробы, только 8 имеют магнезиальность выше 85 (см. рис. 4, а). В то же время высокомагнезиальные клинопироксены очень часто встречаются в виде микровключений в оливинах. Из 20 микровключений клинопироксенов, проанализированных в оливинах прорыва Булочка, 15 характеризуются магнезиальностью выше 85 (рис. 4, б). Во вкрапленниках клинопироксенов прорыва Булочка в основном присутствуют бурые низкомагнезиальные (Mg # 85—70) авгиты, характеризующиеся низкими содержаниями Cr_2O_3 и повышенными — TiO_2 (см. рис. 4, а). При этом точки составов клинопироксенов образуют четкие тренды для которых характерно резкое уменьшение содержания Cr_2O_3 и увеличение — TiO_2 при уменьшении магнезиальности клинопироксенов. На рис. 4, в точки составов клинопироксенов также образуют закономерный тренд. Он характеризуется увеличением содержания Al_2O_3 при уменьшении магнезиальности клинопироксенов. При достижении клинопироксенами Mg # 82—83 содержание Al_2O_3 в них резко уменьшается. Клинопироксены образуют сростки с оливином. Среди микровключений в клинопироксене встречаются оливин и изредка ортопироксен и хромшпинелид.

Хромшпинелид. Устанавливается главным образом в виде включений в фенокристаллах оливинов, существенно реже — в виде самостоятельных вкрапленников. В табл. 3 приведены составы хромшпинелида и составы вмещающего оливина. Из этих данных следует, что большинство шпинелей относится к разновидности хромпикотита.

Плаггиоклаз в базальтах прорыва Булочка встречается только в виде субфенитовых кристаллов, достигающих размеров 0,1—0,3 мм и характеризующихся прямой и обратной зональностью An 75—69. Состав микролитов плаггиоклаза (от 5 до 50 мкм) варьирует: An 70—55.

Петрографические наблюдения над взаимоотношениями фенокристаллов в магнезиальных базальтах прорыва Булочка, изучение составов минералов в протолочных пробах и анализ химических составов породообразующих минералов и их твердых фазных микровключений позволяет считать, что первым на ликвидусе магнезиальной

Представительные анализы клинопироксенов магнезиальных базальтов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,59	53,30	52,75	53,24	51,97	51,43	50,92	51,38	51,51	51,84	52,29
TiO ₂	0,17	0,15	0,20	0,25	0,38	0,39	0,42	0,50	0,52	0,47	0,52
Al ₂ O ₃	2,11	2,01	2,26	2,10	3,59	3,90	4,50	3,23	2,35	2,28	2,07
Cr ₂ O ₃	0,13	0,13	0,11	0,18	0,19	0,20	0,14	0,25	0,19	0,21	0,23
FeO	3,41	3,54	4,47	4,92	6,03	6,38	6,59	7,01	7,72	7,90	8,72
MnO	1,04	0,96	0,75	0,63	0,35	0,17	0,51	0,45	0,31	0,39	0,10
MgO	20,95	20,90	20,12	21,30	20,09	20,00	19,41	19,52	19,22	18,75	18,42
CaO	17,89	17,90	17,75	16,85	16,43	15,77	15,56	15,91	15,93	16,01	16,29
Na ₂ O	0,09	0,08	0,08	0,13	0,29	0,31	0,40	0,11	0,15	0,16	0,07
Сумма	99,41	98,97	98,51	100,18	99,32	98,55	98,45	98,36	97,91	98,02	98,70
Mg #	90	90	87	86	82	81	80	80	78	78	76

Примечание. Mg # = $Mg * 100 / (Mg + Fe^{2+})$, мол. %.

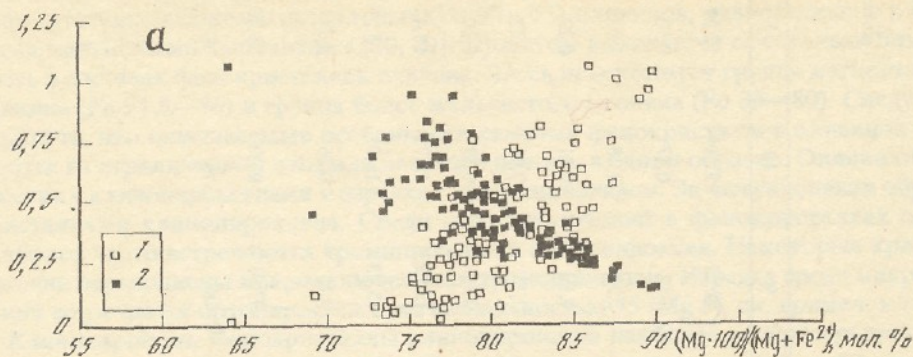


Рис 4 а

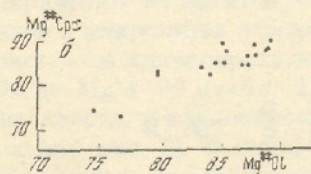


Рис. 4б

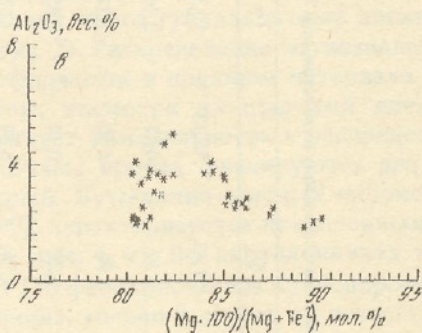


Рис. 4в

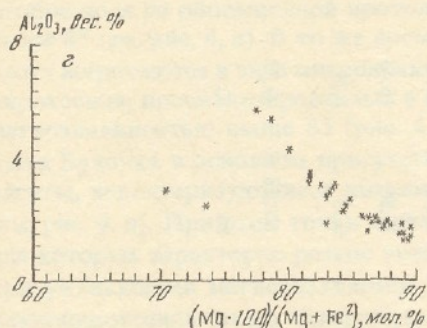


Рис. 4г

Рис. 4. а — зависимость содержания Cr_2O_3 (1) и TiO_2 (2) в клинопироксенах от их магнезиальности; б — зависимость магнезиальных микровключений клинопироксенов от магнезиальности вмещающего оливина. $\text{Mg} \# \text{Cr}_x = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; $\text{Mg} \# \text{Ol} = \text{Mg} \cdot 100 / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; в — зависимость содержания Al_2O_3 в клинопироксенах от их магнезиальности (прорыв Булочка); г — зависимость содержания Al_2O_3 в клинопироксенах от их магнезиальности (прорыв Билукай)

расплава кристаллизовался оливин Fo 91,5 с хромистой шпинелью ($\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}^{3+} = 56$). Кристаллизация оливина и хромшпинелида продолжалась в течение всей «жизни» расплава вплоть до застывания его на поверхности. Здесь оливин эволюционировал до железистых микролитов-гортонолитов, а хромшпинелид инверсировал в титаномагнетит. Присутствие единичных вкрапленников клинопироксенов Mg # 90—86 и наличие тренда составов микровключений клинопироксенов Mg # 89—75 во вмещающих высокомагнезиальных оливинах со всей очевидностью свидетельствует о том, что котектическая кристаллизация клинопироксена с оливином в магнезиальных базальтах прорыва Булочка началась по меньшей мере с клинопироксена Mg # 89. По мере кристаллизации расплава клинопироксен эволюционировал от фенокристаллов диопсидов, авгитов до микролитов субкальциевых авгитов, вплоть до пижонитов, т.е. по толейтовому пути кристаллизации, как это было показано в более ранних публикациях [11]. При достижении клинопироксеном Mg # 82—83 начал кристаллизоваться плагиоклаз. На это прямо указывает резкое понижение содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах при достижении их Mg # 82 (рис. 4, в). Как показано выше,

Представительные анализы феохромисталлов оливина и включений хромшпиннелида, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Оливин</i>								
SiO ₂	39,92	40,47	39,95	40,18	40,30	40,75	40,72	40,31
MgO	44,91	45,71	45,74	46,79	47,54	48,83	49,22	48,79
FeO	14,90	14,10	12,90	12,16	11,34	10,14	9,65	8,83
MnO	0,07	0,10	0,08	0,05	0,05	0,01	0,08	0,01
CaO	0,11	0,12	0,10	0,11	0,13	0,18	0,11	0,14
NiO	0,17	0,09	0,27	0,17	0,14	0,17	0,35	0,24
Fe, мол. %	84	85	86	87	88	89	90	91
<i>Хромшпиннелид</i>								
TiO ₂	0,80	0,84	0,51	0,49	0,52	0,32	0,28	0,30
Al ₂ O ₃	16,29	16,30	16,22	21,24	16,34	12,56	9,70	10,30
Fe ₂ O ₃	10,05	8,27	8,37	12,66	10,18	8,77	6,67	8,27
FeO	16,05	19,65	16,47	15,80	14,94	14,57	13,88	10,01
MnO	0,29	0,35	0,30	0,30	0,31	0,35	0,37	0,38
MgO	12,20	9,55	11,91	13,09	12,96	12,81	13,13	15,83
Cr ₂ O ₃	45,27	46,26	47,94	37,77	45,18	51,43	57,67	54,97
NiO	0,02	0,01	0,05	0,06	0,02	0,05	0,02	0,10
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	1,77	2,59	2,18	1,11	1,63	1,86	2,33	1,35

Примечание. Значения Fe₂O₃ в хромшпиннелиде рассчитывались из предположения о стехиометричности его состава; Fe²⁺/Fe³⁺ — отношения атомных количеств Fe = Mg/(Mg + Fe²⁺), мол. %.

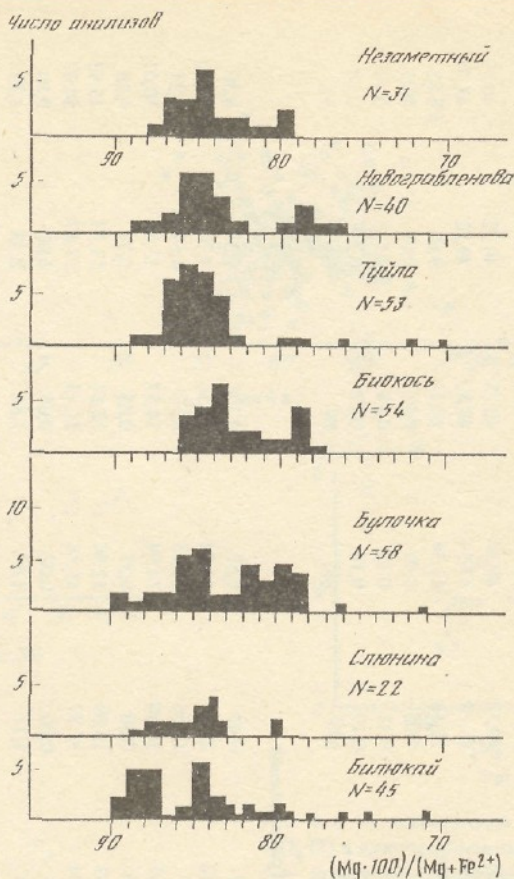


Рис. 5. Гистограмма магнезиальности клинопироксенов магнезиальных базальтов

на раннем этапе из магнезиального расплава прорыва Булочка кристаллизовались только оливин, клинопироксен и аксессуарная шпинель. Это приводило к последовательному обогащению остаточного расплава и клинопироксена, который из него кристаллизовался, Al_2O_3 . Когда же началась кристаллизация единственного алюмосиликата в магнезиальных базальтах — плагиоклаза, остаточный расплав начал резко обедняться Al_2O_3 , что и нашло отражение в химизме клинопироксенов (см. рис. 4, в). Следует заметить, что подобный порядок кристаллизации характерен и для низкомагнезиальных оливин-клинопироксен-плагиоклазовых пород прорыва Билука (рис. 4, з). Кристаллизация магнезиальных базальтов завершилась образованием минералов оливинов, клинопироксенов, плагиоклазов и магнетитов.

Минералогические особенности магнезиальных базальтов побочных прорывов Ключевского вулкана

Все особенности химизма оливинов и клинопироксенов прорыва Булочка характерны для фенокристаллов всех магнезиальных базальтов 21 побочного прорыва Ключевского вулкана. Анализ статистического распределения составов клинопироксенов магнезиальных базальтов большинства побочных прорывов свидетельствует о том, что они также характеризуются широкими интервалами магнезиальности и о

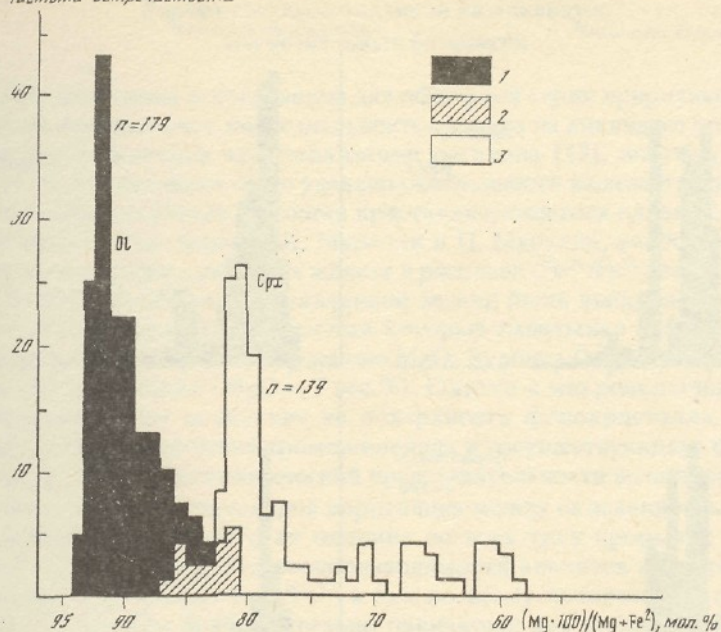
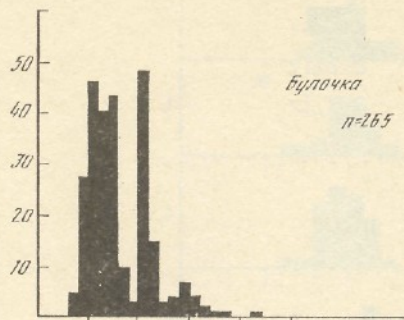


Рис. 6. Гистограмма магниальности оливинов и клинопироксенов магниальных базальтов вулкана Крестовский: 1 — фенокристаллы оливина; 2 — фенокристаллы и микролиты клинопироксена; 3 — область пересечения магниальности оливинов и клинопироксенов

сутствием бимодальности в составных клинопироксенах (рис. 5). Более того, указанные особенности химизма клинопироксенов и оливинов, по-видимому, присущи всем известково-щелочным магниальным базальтам этого района. Как это следует из анализа статистического распределения магниальности оливинов и клинопироксенов в базальтах вулкана Крестовский, здесь, как и в базальтах прорыва Булочка, высокомагниальные клинопироксены ($Mg \# 85$) составляют ничтожную часть от широко развитых низкомагниальных авгитов (рис. 6). Результаты изучения статистического распределения магниальности оливинов, проведенного на основе 1250 определений их составов, представленные на рис. 7, также свидетельствуют о минералогическом сходстве всех магниальных базальтов Ключевского вулкана. Для всех исследованных проявлений магниальных базальтов установлено присутствие во вкрапленниках высокомагниального ($Fo 91,5-90$) оливина. Характерной особенностью вкрапленников исследованных оливинов также является широкий диапазон их составов (от $Fo 80$ до $Fo 91,5$), при этом наиболее магниальными являются ядра крупных кристаллов, а наиболее железистыми — тонкие оторочки, каймы крупных кристаллов. Отсутствие бимодальности в составах оливинов магниальных базальтов остальных прорывов Ключевского вулкана, как показано выше, обусловлено методикой отбора фенокристаллов. Здесь отбирались только крупные фенокристаллы, что привело к искусственному удалению части низкомагниальных оливинов. В базальтах прорыва Булочка были отобраны все фракции от фено- до субфенокристаллов. Очевидно, что при таком широком интервале магниальности фенокристаллов оливинов, которые к тому же фиксируются в одном образце, присутствуют неравновесные ассоциации минералов. Для выяснения состава оливина на ликвидусе магниальных базальтов были проведены специальные исследования.

Количество анализов



Количество анализов

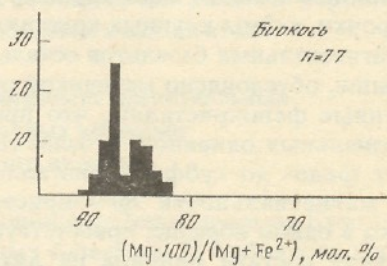
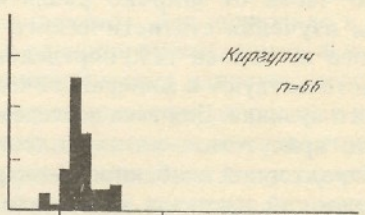
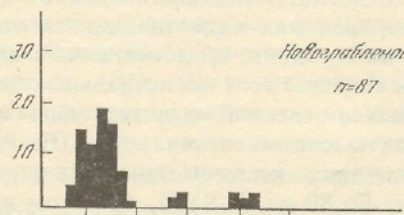
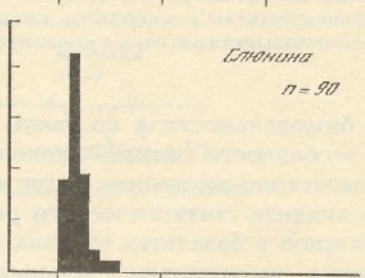
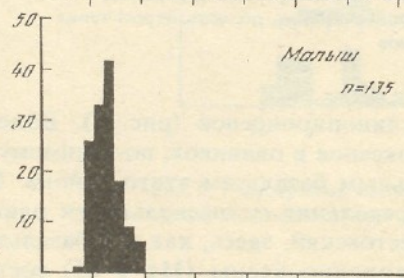
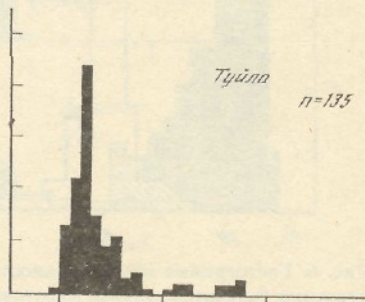
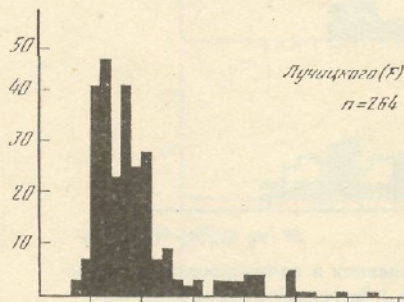
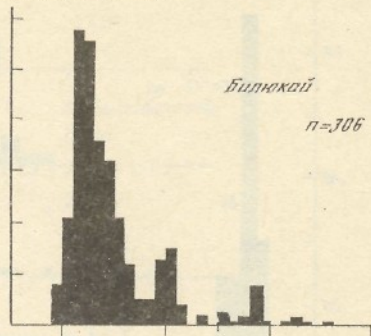


Рис. 7. Гистограмма магнизиальности оливинов магнизиальных базальтов

Расчет составов оливинов на ликвидусе магнезиальных базальтов

В результате детальных исследований для обширной серии природных базальтовых расплавов было показано, что магнезиальность оливина на ликвидусе почти не зависит от температуры и давления кристаллизации расплава [25], поэтому в настоящем исследовании особое внимание было уделено окисленности железа в расплаве, которое существенным образом влияет на состав кристаллизующегося оливина. Как показали экспериментальные исследования К. Мурелли и П. Мурелли, наиболее чувствительным индикатором степени окисления железа в расплаве (Fe^{2+}/Fe^{3+}) является хромистая шпинель [23]. Для выполнения поставленной задачи были выбраны оливины магнезиальных базальтов трех конусов, состав которых охватывал весь спектр химизма пород Ключевского вулкана по содержанию MgO : Булочка ($MgO = 12$ вес.%); Боковой ($MgO = 9$ вес.%) и Билюкай ($MgO = 7$ вес.%). Оливин с микровключением шпинели приполировывался до ее появления на поверхности фенокристалла, а затем проводился анализ микровключения хромшпинелида и сосуществующего с ним оливина. Как видно из рис. 8, а, при статистической представительности выполненных анализов и учета зональности хромшпинелидов корреляция между окисленностью шпинелей и магнезиальностью вмещающего их оливина во всех трех прорывах Ключевского вулкана отсутствует. В пределах воспроизводимости анализов и учета зональности хромшпинелидов отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в них по всему интервалу магнезиальности вмещающих их оливинов приблизительно одинаково: для прорывов Булочка и Билюкай — равно 2, а для прорыва Боковой — 2,7 (см. рис. 8, а).

Для оценки расчетного состава оливина на ликвидусе магнезиального расплава была использована модель С.Е. Форда, основанная на равновесии минерал—расплав [20]. Расчет осуществлялся по фракционной модели кристаллизации. В качестве состава расплава принимался средний валовой химический состав базальта. Степень окисленности расплава, которую необходимо учитывать при определении состава оливина, рассчитывалась на основе эмпирического уравнения К. и П. Муреллей [24], в котором используется вышеприведенная зависимость окисленности хромшпинелида (Fe^{2+}/Fe^{3+}) от состава вмещающего оливина, минерала-хозяйина. Анализ результатов расчетов, выполненных для магнезиальных базальтов трех прорывов, позволяет суммировать следующее (рис. 8, б). Оливин с магнезиальностью Fo 91,5 невозможно получить, используя валовые химические составы магнезиальных базальтов. Наиболее близок к этому составу расчетный ликвидусный состав оливина прорыва Булочка (Fo 89,7), а наиболее далек — расчетный ликвидусный состав оливина прорыва Билюкай (Fo 84,5). Таким образом, во всех магнезиальных базальтах 21-го побочного прорыва Ключевского вулкана присутствует неравновесный оливин.

Анализ петрографических и минералогических особенностей магнезиальных базальтов всех изученных побочных прорывов Ключевского вулкана позволяет суммировать следующие данные. Наиболее яркой минералогической особенностью всех вулканитов, отличающей их от огромного большинства базальтов других островных дуг, является присутствие во вкрапленниках высокомагнезиального (Fo 91,5) оливина, характерного для равновесия с первичными пикритовыми расплавами, широкий интервал магнезиальности фенокристаллов оливинов (Fo 91,5—80), фиксируемый в одном и том же образце базальтов, и практическое отсутствие во вкрапленниках «котектического» высокомагнезиального клинопироксена ($Mg \#$ 89—85), который реально присутствует в виде микровключений в оливине. Как показано в работе [27], абсолютное большинство исследованных вкрапленников оливина не может быть интерпретировано как продукты дезинтеграции мантийных ксенолитов, что в нашем случае ясно доказывается высокими содержаниями CaO в изученных оливинах и высокими — TiO_2 в хромшпинелидах, являющихся твердофазными включениями в этих оливинах (см. табл. 3). Таким образом, присутствующий неравновесный высоко-

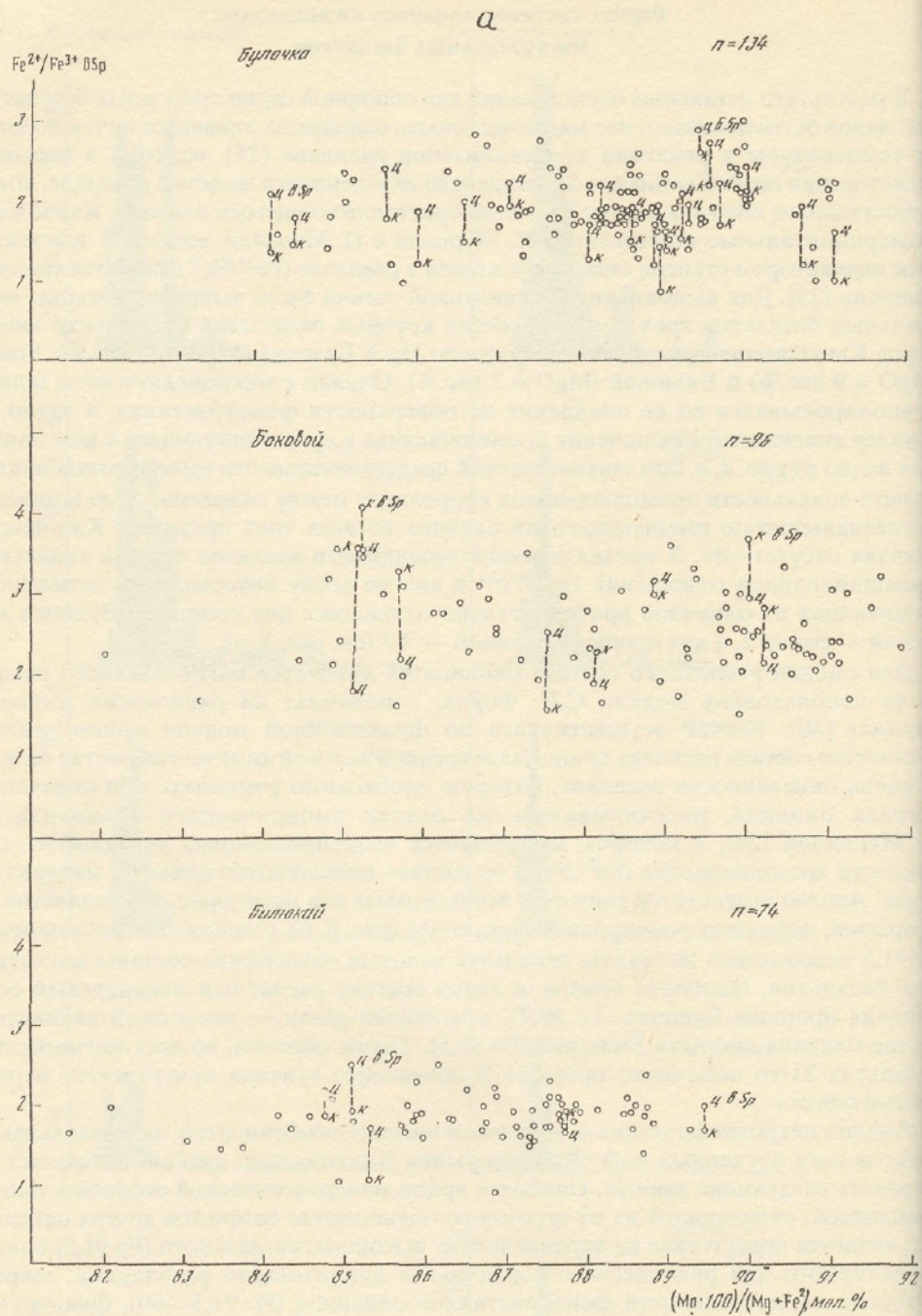
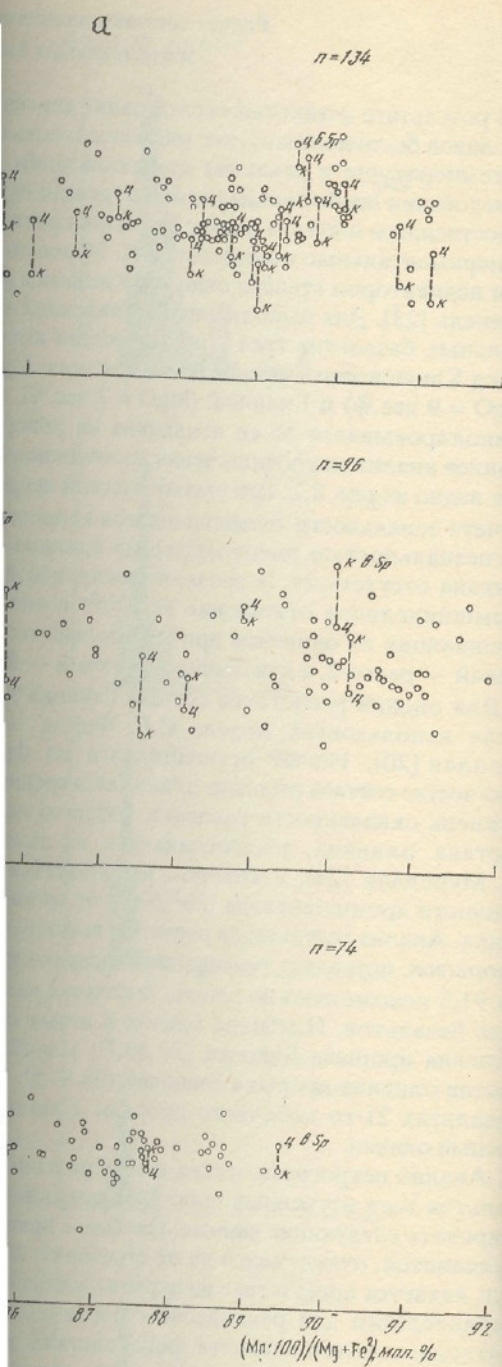


Рис. 8, а



ис. 8, а

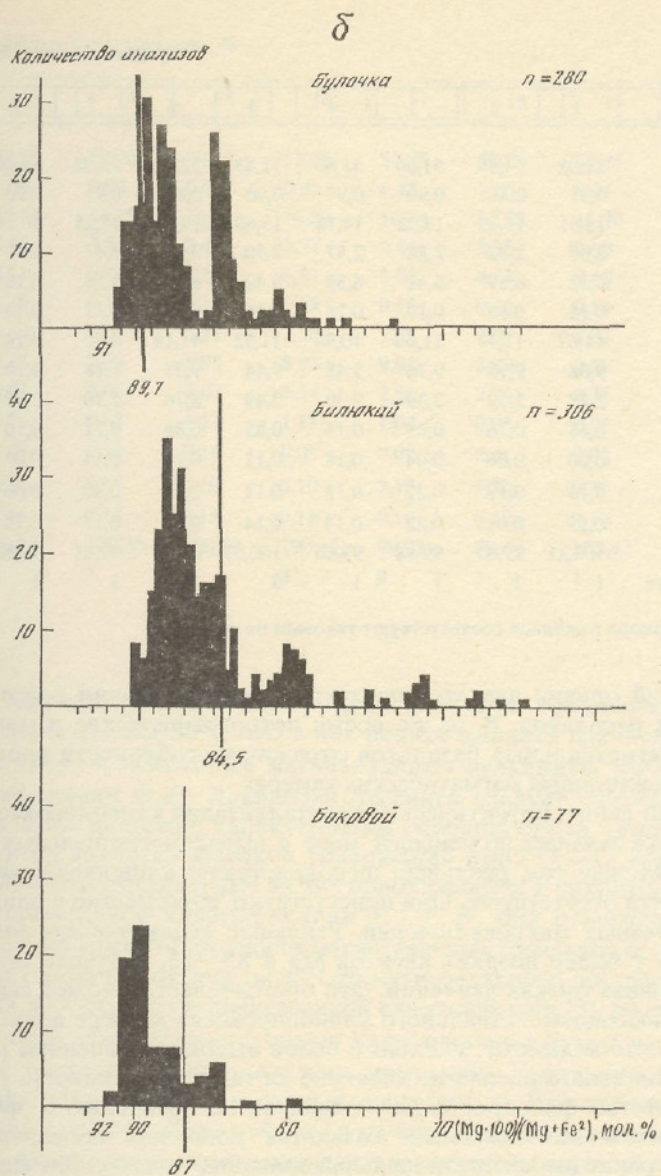


Рис. 8. а — зависимость окисленности микровключений хромшпиннелида от магниальности вмещающего оливина. Пунктирная линия соединяет край и центр одного зерна; б — гистограмма распределения магниальности оливинов базальтов побочных прорывов. Вертикальная черта ограничивает расчетный состав оливина на ликвидусе

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,38	51,39	51,26	51,66	51,43	52,64	52,02	52,08	53,79	52,
TiO ₂	0,91	0,88	0,90	0,93	0,90	0,85	0,91	0,90	0,85	0,9,
Al ₂ O ₃	13,51	13,83	13,28	14,18	13,60	13,65	14,25	16,14	14,71	15,
Fe ₂ O ₃	2,98	2,82	2,88	2,57	2,50	3,14	3,47	2,41	2,57	3,3,
FeO	6,42	6,19	6,48	6,39	6,42	5,59	5,53	6,18	6,28	5,5,
MnO	0,19	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,14	0,16	0,1,
MgO	11,67	11,17	11,60	10,94	11,92	11,14	9,60	8,74	8,65	8,7,
CaO	9,68	9,75	9,76	9,45	9,44	9,58	9,78	9,18	8,98	9,2,
Na ₂ O	2,28	2,52	2,39	2,39	2,49	2,76	2,70	2,81	2,44	2,6,
K ₂ O	0,68	0,76	0,68	0,74	0,85	0,84	0,77	0,70	0,76	0,9,
H ₂ O ⁻	0,20	0,06	0,04	0,18	0,11	0,14	0,14	0,09	0,15	0,1,
H ₂ O ⁺	0,16	0,17	0,22	0,13	0,11	0,44	0,30	0,06	0,52	0,1,
P ₂ O ₅	0,15	0,015	0,22	0,14	0,14	0,17	0,17	0,13	0,16	0,1,
Сумма	100,21	99,85	99,88	99,86	100,07	00,10	99,81	99,56	100,00	100,
Количество анализов	1	4	1	1	5	1	1	1	7	9

Примечание. Номера в таблице соответствуют таковым на рис. 1.

комагнезиальный оливин является продуктом кристаллизации более ранних высокомагнезиальных расплавов. В то же время петрографические и минералогические особенности магнезиальных базальтов отражают особенности процессов кристаллизации в промежуточных магматических камерах.

Как показано выше, котектическая кристаллизация клинопироксенов и оливинов прорыва Булочка началась по меньшей мере с высокомагнезиальных клинопироксенов (Mg # 89). Между тем реальные фенокристаллы клинопироксенов Mg # 89 в базальтах почти отсутствуют. Они присутствуют повсеместно в оливинах Fo 89 в виде твердофазных микровключений. Реальные котектические количества фиксируются только у более поздних авгитов Mg # 85—75, которые могли кристалловаться в условиях низких давлений. Это обстоятельство может свидетельствовать о растворении высокомагнезиального клинопироксена по мере подъема магмы к поверхности, что, по-видимому, связано с более высоким давлением начала кристаллизации магнезиального расплава. Косвенно на такую возможность указывает большое количество фенокристаллов оливинов по сравнению с фенокристаллами клинопироксенов в магнезиальных базальтах побочных прорывов Ключевск вулкана. Растворение высокомагнезиальных клинопироксенов приводит к обогащению поднимающейся магнезиальной магмы оливинами за счет нерастворенных высокомагнезиальных оливинов (Fo 91—86). Альтернативная гипотеза о кристаллизации рассматриваемых магм в поле оливина представляется маловероятной из-за отсутствия остатков фенокристаллов высокомагнезиального «котектического» клинопироксена в базальтах и микровключений этого клинопироксена в оливинах Fo 91—86. Таким образом, кристаллизация магнезиальных магм происходила как минимум на двух уровнях глубин, которые можно отождествлять с разноглубинными промежуточными магматическими камерами.

Петрохимические особенности магнезиальных базальтов

Особенности химизма магнезиальных базальтов были рассмотрены в нескольких работах [6, 8, 19 и др.]. Они относятся к известково-щелочным магнезиальным

Прорывов магнезиальных базальтов, вес. %

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
2,7	52,70	52,83	52,08	52,00	52,43	53,05	52,85	52,27	52,43	52,92	52,72
9,2	0,90	0,91	0,98	0,96	0,96	0,95	0,85	1,05	0,94	1,03	0,96
1,7	14,88	15,52	15,84	16,75	16,24	16,20	16,24	17,25	15,90	15,89	15,80
3,0	3,62	2,77	2,66	2,81	2,44	2,57	2,84	2,95	2,60	2,02	2,66
5,4	4,98	5,75	6,21	5,91	6,24	6,31	6,03	6,48	5,96	6,58	5,93
1,7	0,18	0,18	0,15	0,15	0,15	0,16	0,18	0,16	0,14	0,14	0,17
7,6	8,71	8,21	8,40	8,36	8,31	7,36	7,52	7,09	8,32	7,26	8,02
2,2	9,70	9,51	9,25	9,22	8,98	8,95	9,04	8,40	9,50	9,74	9,32
1,3	2,55	2,64	3,01	2,95	2,87	3,14	2,86	2,76	2,75	2,65	2,80
1,8	0,97	1,00	0,86	0,83	1,11	1,15	1,04	0,84	0,98	0,98	0,88
0	0,07	0,08	0,07	0,12	0,14	0,02	0,09	н.о.	0,06	0,07	0,15
4	0,11	0,17	0,30	0,10	0,10	0,10	0,19	0,20	0,70	0,58	0,88
8	0,19	0,17	0,16	0,14	0,15	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,16
1,4	99,56	99,74	99,97	100,30	100,12	100,14	99,93	99,60	100,47	100,05	100,45
3	8	5	5	5	2	3	9	2	1	1	1

базальтам [3]. Как отмечал А.Н. Заварицкий, базальты Ключевского вулкана до такой степени пересыщены SiO_2 , что в них нельзя ожидать появления оливина [7]. Как следует из табл. 4, некоторые магнезиальные вулканиты (SiO_2 53%) по формальной классификации Ф.Ю. Левинсона-Лессинга следует относить к андезитобазальтам. При этом наиболее характерными особенностями химизма рассматриваемых вулканитов является высокое содержание MgO (7—12 вес.%). По этому показателю наиболее магнезиальные из них приближаются к пикрито-базальтам. В то же время по нормативной классификации *C, I, P, W*, они относятся к кварцевым толеитам. Петрохимические особенности магнезиальных базальтов были рассмотрены на основе средних химических составов 21-го магнезиального прорыва Ключевского вулкана (см. табл. 4). Согласно вышеупомянутой классификации [3], по содержанию K_2O и TiO_2 это типичные известково-щелочные магнезиальные базальты островных дуг. Точки средних составов магнезиальных прорывов Ключевского вулкана на вариационных диаграммах образуют единый тренд (рис. 9). При этом повышение MgO в породе приводит к повышению в ней CaO и одновременно к понижению Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , SiO_2 , K_2O . Анализ петрохимических данных свидетельствует об устойчивых геохимических связях всех магнезиальных вулканитов.

Происхождение пород ряда магнезиальных базальтов

Выяснение этого вопроса на количественной основе базируется на двух обстоятельствах: на известных химических составах пород и составах минералов. В качестве примера для выяснения возможности образования магнезиальных расплавов, соответствующих по составу базальтам прорыва Цирк, из наиболее высокомагнезиальных магм прорыва Булочка, был применен метод расчета наименьших квадратов, описанный в работе [30]. В расчете были использованы химические составы базальта прорыва Булочка (состав исходной магмы), базальта прорыва Цирк (состав остаточного дифференциата), оливина Fo 89 и клинопироксена Mg # 85 — наиболее распространенных минералов в магнезиальных базальтах (см. рис. 2). Удаление из кристаллизующегося расплава состава прорыва Булочка 12,6% клинопироксена и 5,6%

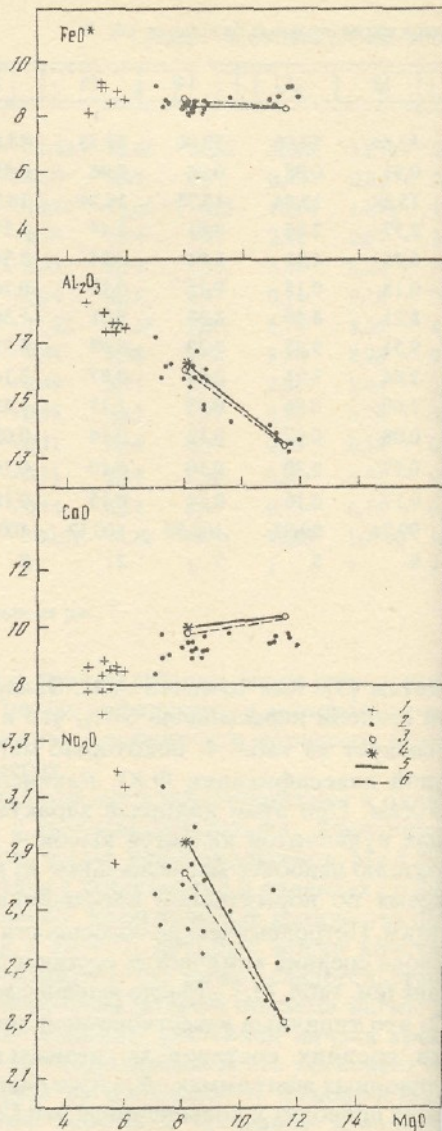
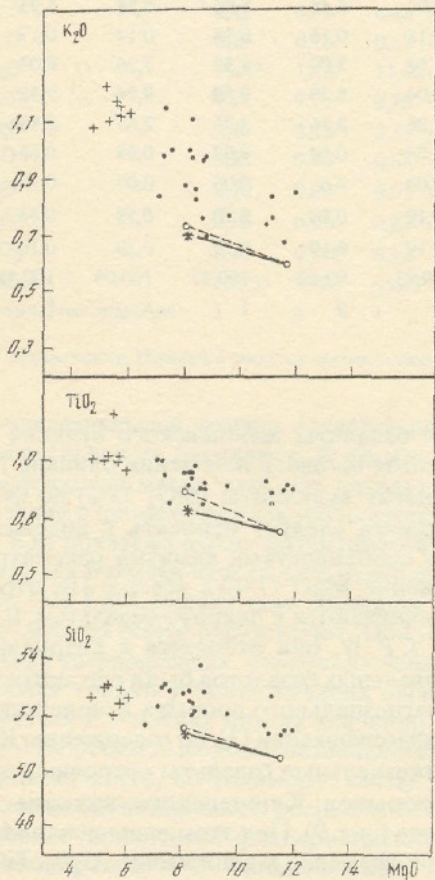


Рис. 9. Средние химические составы базальтов побочных магнезиальных прорывов Ключевского вул
 1 — средние химические составы высокоглиноземистых базальтов по [18]; 2 — средние химические составы магнезиальных базальтов; 3 — реальные составы магнезиальных базальтов; 4 — расчетные составы магнезиальных базальтов; 5, 6 — линии, соединяющие исходный состав магмы соответственно с реальными (5) и расчетными (6) составами базальтов

Результаты балансовых расчетов магниезиальных базальтов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,45	51,40	51,47	40,46	53,15
TiO ₂	0,75	0,83	0,89	—	0,27
Al ₂ O ₃	13,40	16,27	16,11	—	2,48
FeO	8,35	8,46	8,59	10,67	5,55
MnO	0,16	0,15	0,16	0,10	0,16
MgO	11,52	8,18	8,09	48,62	17,84
CaO	10,38	9,98	9,85	0,15	19,39
Na ₂ O	2,31	2,95	2,84	—	0,15
K ₂ O	0,61	0,71	0,73	—	—
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,21	—	—
Количество минералов, %	—	—	—	5,6	12,6

Примечание. 1 — 12—12 — базальт прорыва Булочка; 2 — 32—810—37 — базальт прорыва Цирк; 3 — расчетный состав базальта прорыва Цирк; 4 — состав оливина Fo 89; 5 — состав клинопироксена Mg # 85.

оливина приводит к появлению остаточного расплава, почти идентичного составу прорыва Цирк (табл. 5). Неправомерность подобных расчетов указывает наличие неравновесной ассоциации фенокристаллов в магниезиальных базальтах (см. рис. 2). Результаты полученных расчетов свидетельствуют о том, что фракционная кристаллизация является одним из процессов, ответственных за происхождение магниезиальных пород. По всем главным элементам наблюдается хорошее соответствие между реальным и расчетным составами базальтов прорыва Цирк (см. рис. 6).

Происхождение магниезиальных базальтов в ряду магниезиальный базальт-высокоглиноземистый базальт

Как видно на рис. 8, точки составов высокоглиноземистых базальтов располагаются на продолжении тренда пород магниезиального состава. Это обстоятельство, а также редкая встречаемость магниезиальных вулканитов в пределах островных дуг позволили большинству исследователей Ключевского вулкана считать, что магниезиальные базальты образовались в результате кумуляции темноцветных минералов из высокоглиноземистых магм [6, 8, 19 и др.]. Этому положению противоречат все минералогические особенности рассматриваемых вулканитов. Как показано выше, при изучении химизма клинопироксенов прорывов Булочка и Билукай повышение содержания Al₂O₃ в клинопироксенах при понижении их магниезиальности прямо указывает на кристаллизацию клинопироксенов из магниезиального расплава в результате процесса фракционирования. Кристаллизация их из высокоглиноземистого расплава приводила бы к обратному эффекту, так как основная часть Al₂O₃ уходила бы на кристаллизацию плагиоклаза (см. рис. 4, в, г). Кроме того, как показали расчетные данные, все магниезиальные базальты содержат неравновесные ассоциации минералов, которые кристаллизовались из еще более магниезиальных расплавов, чем валовой состав магниезиальных пород. Правомерность вышесказанного положения подтверждается показанной выше возможностью образования магниезиальных расплавов в ряду магниезиальных пород.

В то же время очевидно, что один процесс фракционной кристаллизации не может отвечать за все разнообразие магниезиальных базальтов Ключевского вулкана. Наиболее весомым аргументом полигенного происхождения рассматриваемых вулканитов являются: широкие интервалы магниезиальности оливинов (Fo 91,5—80) в базальтах,

совместное нахождение крупных высокомагнезиальных (Fo 90—89) фенокристаллов оливинов с незональными ядрами, рядом, в одном образце, с низкомагнезиальными (Mg # 85—80) кристаллами оливинов и клинопироксенов, систематическое несоответствие расчетных составов оливинов на ликвидусе их реальным составам в породе. Причем, если для базальтов прорыва Булочка неравновесные ассоциации минералов составляют 13% от всех фенокристаллов и их, с известной долей условности, можно отнести к ксенолитам, то для магнезиальных базальтов прорыва Билукай неравновесные оливины (наиболее распространенный размер фенокристаллов 1—2 мм) составляют больше 75% (см. рис. 5, а). Очевидно, что здесь задействован мощный механизм перемешивания фенокристаллов, образованных при разной температуре с транспортирующим их магнезиальным расплавом. По-видимому, поднимающаяся колонна магнезиальных магм уже была расслоена кумулятивными процессами в промежуточном очаге. Во время извержения высокомагнезиальные фенокристаллы оливинов могли быть перемещены в верхние части поднимающейся магматической колонны либо в результате конвективного переноса фенокристаллов, либо в результате взмучивания более глубоких кумулятивных горизонтов поднимающейся магматической колонны.

Заключение

Анализ результатов минералогического и петрохимического изучения магнезиальных базальтов 21-го побочного прорыва Ключевского вулкана позволил прийти к следующим основным выводам.

Все магнезиальные базальты обладают общими петрографическими и минералогическими особенностями. Наиболее яркой чертой вулканитов является присутствие вкрапленников высокомагнезиального оливина (Fo 91,5) с включениями высокохромистой шпинели ($Cr/Cr + Al = 56$), характерного для равновесия с первичными пикритовыми мантийными расплавами. Систематическое несоответствие расчетных составов оливинов на ликвидусе их реальным составам в породах, широкие интервалы магнезиальности оливинов (Fo 91,5—80) в базальтах, совместное нахождение крупных высокомагнезиальных (Fo 90—89) фенокристаллов оливинов с незональными ядрами рядом, в одном образце, с низкомагнезиальными (Fo 80—85) кристаллами оливинов и клинопироксенов свидетельствует о возможности механического перемешивания кристаллов оливинов, образованных при разной температуре с транспортирующим их расплавом.

Начало котектической кристаллизации оливина Fo 89 проходило совместно с клинопироксеном Mg # 89. Между тем реальные клинопироксены Mg # 89—85 в базальтах почти отсутствуют. Они присутствуют повсеместно в оливинах Fo 89—85 в виде микровключений. Реальные котектические соотношения фиксируются только у низкомагнезиальных авгитов и оливинов, которые могли кристаллизоваться в условиях низких давлений. Это свидетельствует о растворении высокомагнезиального клинопироксена по мере подъема магмы к поверхности, что может быть связано с высоким давлением начала кристаллизации магматического расплава. Таким образом кристаллизация магнезиальных магм могла происходить в промежуточных магматических камерах как минимум на двух уровнях глубин.

Детальное изучение химических составов магнезиальных базальтов свидетельствует о том, что они характеризуются устойчивыми геохимическими связями. При повышении содержаний MgO в вулканитах повышаются концентрации CaO и одновременно понижаются — SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O и K₂O. Балансовые расчеты, выполненные на основании реальных составов магнезиальных базальтов, позволяют считать их продуктами кристаллизации исходных высокомагнезиальных магм.

1. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975—1976. М.: Наука, 1984. 637 с.
3. Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т. и др. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки, их геологическое положение // Бюл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 115—126.
4. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703—705.
5. Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. I. 300 с.
6. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
7. Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.; Л.: АН СССР, 1935. 55 с.
8. Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Геохимия. 1974. № 6. С. 875—881.
9. Мелекесцев И.В., Брайтцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
10. Набоко С.И. Извержение Билуюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, Вып. 5. 136 с.
11. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
12. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 11. 311 с.
13. Смирнов В.С., Болабко Г.Т. Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 7—17.
14. Утнасин В.К., Аносов Г.И., Балеста С.И. и др. Сейсмические модели Ключевской группы вулканов // Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, 1975. № 5. Вып. 37. С. 83—92.
15. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3—29.
16. Федотов С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов вулканов, имеющих устойчивые размеры и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 3—17.
17. Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 113—117.
18. Хренов А.П., Ананьев В.В., Балуев Э.Ю. и др. Петрология продуктов извержения Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный 1983 г.) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 3—20.
19. Хренов А.П., Антипин В.С., Чувашова Л.А. и др. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3—15.
20. Draver H.J., Jonston R. The petrology of picritic rock in minor intrusions — a. Hebridean group // Trans. Roy. Soc. Edin. 1958. V. 63. P. 459.
21. Ford C.E., Russel D.G., Craven I.A. et al. Olivine-liquid equilibria temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca, Mn // J. Petrol. 1983. V. 24. Pt 3. P. 256—265.
22. Gourgaud A., Thouret J.-C. Magma mixing and petrogenesis of the 13 November 1985 eruptive products at Nevado del Ruiz (Colombia) // J. Volcan. Geoth. Res. 1990. V. 41. P. 79—96.
23. Luhr J.P., Carmichael I.S.E. Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759—1774). The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 142—161.
24. Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de equilibre Fe²⁺—Fe³⁺ dans les spinelles chromiferes et les liquides silicates basiques coexistants, a/atm. // C.R. Acad. Sci. 1982. V. 295. P. 209—212.
25. Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D. Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Island // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 386—402.
26. Roeder P.L., Emslie R.F., Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. P. 275—289.

27. *Simkin T., Smit J.V.* Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78. N° 3. P. 304—325.
28. *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington.* Washington, 1981. 844 p.
29. *Yamamoto M.* Picritic primary magma and its source mantle for Oshima-Oshima and bac-arc side volcanoes, Northeast Japan arc. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. P. 352—359.
30. *Wright T.L., Doherty P.C.* A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problem // *Geol. Amer. Bull.* 1970. V. 81. N° 7. P. 95.

Институт вулканологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
17.12.1991