

УДК 552+552.313+550.4

ПЕТРОЛОГИЯ “АВАЧИТОВ” – ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА, КАМЧАТКА. II. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ

© 2005 г. М. В. Портнягин*, **, ***, Н. Л. Миронов**, С. В. Матвеев****, П. Ю. Плечов*****

* IfM-GEOMAR, Division of the ocean floor
Wischhofstr. 1–3, 24148 Kiel, Germany;
e-mail: mportnyagin@ifm-geomar.de

** Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия;
e-mail: nmironov@geokhi.ru

*** Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9, Россия

**** University of Alberta, 1–26 Earth Sciences Building, Edmonton, Alberta, Canada

***** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

119899 Москва, Воробьевы горы, Геологический факультет, Россия

Поступила в редакцию 15.07.2004 г.

С целью выяснения состава и условий кристаллизации исходных расплавов авачитов проведено изучение расплавных включений во вкрапленниках оливина ($Fo_{85.8-90.7}$). Расплавные включения, захваченные при кристаллизации примитивных магм, претерпевали в дальнейшем переуравновешивание с минералом-хозяином, частичную раскристаллизацию и декрепитацию. Диффузионное переуравновешивание включений с оливином происходило при температурах $\sim 1100^\circ\text{C}$ и сопровождалось кристаллизацией дочерних фаз: оливина, высококальциевого пироксена и шпинели. Составы пироксена и шпинели во включениях эволюционировали в область экстремально глиноземистых составов, что не характерно для составов пироксена в породах и определялось отсутствием плагиоклаза среди дочерних фаз включений. Декомпрессия магм вызывала частичную декрепитацию расплавных включений, которая сопровождалась потерей включениями флюидных компонентов (CO_2 и H_2O) и различного количества остаточного силикатного расплава. Первичные составы расплавных включений, реконструированные с применением методов экспериментальной гомогенизации и моделирования, характеризуются большим интервалом содержаний петрогенных и редких элементов. По сравнению с составом пород примитивные расплавы в оливине $Fo > 90$ мол. % характеризуются повышенными концентрациями CaO , Al_2O_3 , Na_2O и пониженными – SiO_2 . По геохимическим особенностям они идентичны низкокремнистым анкараритовым расплавам, установленным во многих островных дугах. Карбонатитовый метасоматизм островодужной мантии, выплавление нефелиннормативных анкараритовых магм и значительная коровая ассимиляция этих магм в ходе фракционирования могут быть более распространенными процессами, чем это предполагается современными моделями островодужного петрогенезиса. Эволюция примитивных магм авачитов определялась кристаллизацией ранних оливина, высококальциевого пироксена, шпинели и, предположительно, ассимиляцией коровых пород в разноглубинных магматических очагах (5–30 км). В течение двух (или нескольких) этапов кристаллизации происходило образование оливин-пироксеновых кумулатов и их последующая мобилизация и транспорт к поверхности в составе дифференцированных гиперстеннормативных магм. Авачиты представляют собой гибридные кумулятивные породы, образованные в долгоживущей открытой магматической системе.

1. ВВЕДЕНИЕ

Выяснение состава исходных островодужных магм, условий их образования и эволюции является фундаментальной задачей геохимии и петрологии. Это делает возможным (1) оценку состава коры континентального типа, образующейся на активных континентальных окраинах (Gill, 1981), (2) определяет важный этап в эволюции мантии Земли и рециклинге корового вещества (Hof-

mann, 1997) и (3) служит независимым критерием динамики и термального состояния мантии над зонами субдукции (Tatsumi et al., 1983). Оценка состава примитивных островодужных магм возможна на основе изучения составов примитивных пород, их минералов и магматических включений в минералах. Использование составов пород является традиционным и доминирующим подходом в геологии. Это связано с простой и интуитивно по-

нятной интерпретацией пород как образцов глубинных магм, с доступностью всего арсенала аналитических методов для всесторонней характеристики их химического состава и детальной разработкой широкого спектра средств термо- и барометрии. Основная проблема этого подхода заключается в том, что изверженные породы всегда являются конечным продуктом комплексной эволюции магм (например, O'Hara, Herzberg, 2002), которая не всегда может быть надежно расшифрована. В связи с этим исследователи давно обратили внимание на магматические включения в минералах, а именно на их уникальную способность быть изолированными минералом-хозяином от эволюционных процессов в магматической системе (кристаллизации, ассимиляции, смешения, дегазации), определяющих конечный облик пород и модифицирующих состав исходных магм. Вследствие этой особенности изучение магматических включений дает потенциальную возможность восстановления начальных и промежуточных этапов эволюции магматических систем. Развитие высокоточных микроаналитических методов в последние 10 лет вызвало значительный рост интереса к изучению магматических включений (Соболев, 1996; Frezotti, 2001; Danushevsky et al., 2002a). Однако недоверие к этим данным по-прежнему велико и определяется, как и 100 лет назад, тем, что о колоссальных по масштабам магматических системах судят по включениям микронных размеров, а также недостаточным пониманием процессов захвата включений и последующей эволюции их состава (Qin et al., 1992; Tait, 1992; Gaetani, Watson, 2000; Danushevsky et al., 2000, 2002a).

В настоящей работе приводятся результаты детального изучения расплавных магматических включений в оливине из авачитов, редкой разновидности высокомагнезиальных базальтов Камчатки (например, Кутыев и др., 1980). Показывается, что многие процессы, ответственные за образование и эволюцию составов включений, можно расшифровать, используя широкий арсенал доступных в настоящее время методов микроанализа и математического моделирования. Составы расплавных включений предоставляют принципиально новую информацию о происхождении авачитов. Результаты этой работы и независимые данные других исследований дают основания для критического отношения к интерпретации примитивных островодужных базальтов как образцов недифференцированных мантийных магм. Выплавление нефелиннормативных анкармитовых магм и их значительная коровая ассимиляция при фракционировании могут быть более распространенными процессами, чем это предполагается современными моделями островодужного магматизма.

2. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авачиты представляют собой оливин-клинопироксеновые крупнопорфировые базальты и пикриты ($\text{SiO}_2 = 49.4\text{--}52.6$ мас.%, $\text{MgO} = 14\text{--}20$ мас.%), они найдены на перешейке Авачинского и Козельского вулканов на южной оконечности Восточного сегмента вулканического пояса Камчатки (Кутыев и др., 1980). Детальное описание петрографии, минералогии и геохимии этих уникальных для Камчатки пород, которые также крайне редки в островных дугах, в целом приводится в работе (Портнягин и др., 2005). Кроме необычного валового состава (табл. 1), отличительной особенностью авачитов является исключительно примитивный состав ликвидусной ассоциации минералов, которая представлена оливином ($F_{0.91}$), клинопироксеном ($\text{Mg}\# = 92.5$ мол. %) и хромистой шпинелью ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.82$). Начало совместной кристаллизации этих минералов оценивается давлением 1.0 ГПа при температуре около 1300°C . Исходными расплавами авачитов могли служить водосодержащие высокомагнезиальные базальтовые ($\text{MgO} \sim 13$ мас.%) или даже пикритовые расплавы, промежуточные по своим геохимическим характеристикам между островодужными анкармитами и высококальциевыми бонинитами. Образование первичных расплавов авачитов могло происходить при частичном плавлении деплетированного лерцолита при давлениях более 1.0 ГПа при участии богатого несоместимыми элементами компонента (флюида или расплава), что определяет парадоксальную обогащенность авачитов как сильнонесоместимыми (Ba, Th, Sr, легкие РЗЭ), так и рефракторными (Cr, Ni, Os) элементами.

Многие геохимические особенности авачитов могут быть объяснены в рамках простой петрологической модели кристаллизации исходных магм в закрытой системе (Портнягин и др., 2005). Ключевыми положениями этой модели являются следующие: (1) мафические минералы находятся в породе в котектических пропорциях и лишь незначительно аккумулярованы относительно расчетных содержаний при кристаллизации расплава в закрытой системе; (2) основная масса породы является конечным продуктом полибарической кристаллизации оливина, пироксена и шпинели из исходного расплава. Тем не менее ряд наблюдений не находит объяснения в рамках подобной модели, а именно: присутствие в породе незональных вкрапленников оливина, широко варьирующих по составу; сложная зональность в пироксенах; своеобразные ИК-спектры поглощения ОН-группы в структуре оливина, свидетельствующие о резкой недосыщенности исходных магм кремнеземом в отличие от составов пород и оцененных на их основе первичных расплавов. Эти факты привели авторов работы (Портнягин и др.,

2005) к предположению о том, что, возможно, авачиты являются по своей природе гибридными кумулятивными породами. В настоящей работе приводятся результаты проверки этой гипотезы на основе изучения расплавных включений в оливине авачитов.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Экспериментальные методы

Для определения валового состава раскристаллизованных расплавных включений была применена методика частичной экспериментальной гомогенизации (Danyushevsky et al., 2002a). Эксперименты проводились в ГЕОХИ РАН с использованием установки для микротермометрических исследований под микроскопом конструкции Соболева–Слуцкого (Sobolev et al., 1980). Эксперименты проводились при атмосферном давлении в среде высокочистого гелия, дополнительно очищенного от кислородсодержащих примесей на геттере Zr–ZrO₂ при температуре 800°C. Использование легкого инертного газа в экспериментах определялось необходимостью предотвращения окисления оливина при высокой температуре и быстрой конвекцией этого газа, обеспечивающей эффективную закалку при окончании эксперимента. Температура на нагревателе измерялась с использованием термопары Pt–PtRh₁₀, калиброванной в каждом эксперименте по точке плавления золота (1064°C). В ходе экспериментов полированные с двух сторон индивидуальные зерна оливина нагревались до температуры плавления дочернего кристалла пироксена или несколько выше (1200–1280°C), выдерживались при данной температуре 10–15 минут для гомогенизации состава расплава во включении и закачивались выключением нагрева одновременно с открытием тока гелия через установку. Скорость нагрева составляла около 10–20°C/мин, что определялось медленным плавлением содержимого изученных включений. Полная гомогенизация не была достигнута ни в одном из экспериментов, и после закалки включения содержали флюидный пузырек (5–10 об.%) и часто небольшой (<1 об.%) кристаллик шпинели. После эксперимента включения были выведены на поверхность препаратов и анализировались на содержание главных, редких и летучих компонентов.

3.2. Аналитические методы

Состав расплавных включений и их минералов-хозяев до и после эксперимента изучался в препаратах из эпоксидной смолы, полированных на алмазных пастах и корунде. Составы минералов и стекол анализировались методом рентгено-спектрального микроанализа на приборах Cameba-microbeam (ГЕОХИ РАН, Москва), Cameca

Таблица 1. Средний состав авачитов, родоначальных магм, основной массы пород (мас. %), параметры состава и условий равновесия ликвидусных минералов

Компоненты	1	2	3	4	5
	Avach	GM	AV-91	AV-94	AV-I
SiO ₂	51.4	54.9	52.1	50.5	47.4
TiO ₂	0.52	0.75	0.62	0.5	0.72
Al ₂ O ₃	9.8	16.1	11.9	10.1	14.4
FeO*	8.2	8.4	8.4	8.2	8.0
MnO	0.16	0.10	0.16	0.1	0.11
MgO	16.3	5.8	13.1	18.9	10.4
CaO	11.7	10.4	11.1	9.4	15.5
Na ₂ O	1.6	2.9	2.0	1.63	2.7
K ₂ O	0.36	0.60	0.46	0.43	0.63
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.14	0.12	0.18
<i>Fo</i> , мол. %		80	91	94	90.5
<i>Mg# Cpx</i> , мол. %		78	92.5		~92
<i>T</i> , °C		~1050	~1300	~1400	~1270
<i>P</i> , ГПа		~0.1	~1	~2	~0.6
CIPW-нормативные составы					
<i>Qtz</i>	–	3.5	–	–	–
<i>Pl</i>	31.9	53.4	38.9	32.8	29.1
<i>Or</i>	2.1	3.6	2.7	2.5	3.7
<i>Ne</i>	–	–	–	–	10.3
<i>Di</i>	31.1	17.6	25.6	21.6	40.8
<i>Hy</i>	17.2	20.2	21.5	17.8	–
<i>Ol</i>	16.5	0.0	9.8	23.9	14.3
<i>Ilm</i>	1.0	1.4	1.2	1.0	1.4
<i>Ap</i>	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4

Примечание. 1 – средний состав авачитов; 2 – расчетный состав основной массы авачитов; 3 и 4 – родоначальные расплавы в равновесии с оливином *Fo*₉₁ и *Fo*₉₄, соответственно рассчитанные из составов пород; 5 – родоначальный расплав авачитов по данным изучения расплавных включений в оливине *Fo* > 90 мол. %; Все составы пересчитаны на безводный остаток. FeO* – общее содержание Fe в форме FeO. *Fo* – состав ликвидусного оливина (мол. %); *Mg#* = 100*Mg/(Mg + Fe) – магнезиальность ликвидусного пироксена; *T* и *P* – температура и давление равновесия. Составы и условия равновесия (*T*, *P*) расплавов с оливином и пироксеном по данным работы (Портнягин и др., 2005) (составы 1–4) и этой работы (состав 5).

SX-50 (IfM-GEOMAR, Киль, Германия), JEOL JXA 8900RL (Геохимический институт, Гёттинген, Германия). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе 10–15 нА для стекол и 30 нА для минералов. Минералы анализировались с максимальной фокусировкой электронного пучка, стекла – в сканирующем режиме (Москва, Киль) либо дефокусированным пучком (Гёттинген) с областью анализа размером

5–10 мкм. Каждый представленный в работе анализ получен усреднением от 3 до 5 индивидуальных анализов. Типичные погрешности составляли менее 1 отн.% для содержаний главных элементов, 5–10 отн.% при концентрациях менее 1 мас.%. Калибровка осуществлялась анализом природных стандартов оливина (USNM 11312/444), авгита (USNM 12214), хромита (USNM 117075), стекла (USNM 111240/52 VG-2) (Jarosewich et al., 1980). Время набора импульсов и измерений фона составляло 20/10 сек для главных элементов, 60/30 сек для фосфора, серы и хлора. Калибровка определения хлора производилась на NaCl. В качестве вторичных стандартов для контроля правильности анализа использовались стекла KE-3 и KN-18 (Mosbah et al., 1991) и скаполит (USNM R6600-1) (Jarosewich et al., 1980). Содержания серы определялись с учетом зависимости длины волны рентгеновского излучения этого элемента от его валентного состояния (Wallace, Carmichael, 1992; Metrich, Clocchiatti, 1996). Было установлено, что в пределах точности определений вся сера в стеклах расплавных включений находилась в восстановленном состоянии (S^{2-}). Калибровка измерений проводилась с использованием синтетических стандартов сфалерита (S^{2-}) и барита (S^{+6}). В качестве вторичных стандартов использовались базальтовые стекла VG-2 ($S = 1420$ ppm (Wallace, Carmichael, 1992); настоящая работа: $S = 1454 \pm 50$ ppm (1σ)), ALV983R23 ($S = 1110$ ppm (Metrich, Clocchiatti, 1996); настоящая работа: $S = 1122 \pm 60$ ppm) и скаполит R6600-1 ($S = 5280$ ppm (Jarosewich et al., 1980); настоящая работа: $S = 5850 \pm 250$ ppm).

Содержания микроэлементов в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca ims-4f (ИМИИ РАН, Ярославль). Детали методики даны в работах (Соболев, 1996). Погрешность анализа составляла 10–15 отн.% при концентрациях более 1 ppm, 15–30 отн.% в интервале концентраций 0.1–1 ppm. Предел обнаружения для разных элементов составлял 0.01–0.001 ppm.

4. МОРФОЛОГИЯ И ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ

Магматические включения в изученных оливинах представлены расплавными, флюидными включениями и кристаллическими включениями шпинели и пироксена (рис. 1). Среди включений выделяются две генерации. Первичные включения, как правило, редки, имеют крупный размер и хаотически распределены в оливине. Обильные вторичные флюидные и расплавные включения образуют скопления по плоскостям, трассирующим залеченные трещины в оливине. Состав кристаллических включений детально рассматривается в работе (Портнягин и др., 2005). Все изучен-

ные нами флюидные включения оказались разгерметизированными (рис. 1д). Крайне низкая плотность флюидных включений не позволила сделать какие-либо выводы об их содержимом на основе криометрических экспериментов. В этой работе основное внимание было уделено составу первичных расплавных включений.

Первичные расплавные включения были редки в изученных оливинах. Крупные включения размером 30–150 мкм имели округлую, эллипсообразную, иногда уплощенную форму. Все включения были частично раскристаллизованы. Включения в высокомагнезиальных оливинах (Fo_{87-91}) состояли из одиночных хорошо оформленных дочерних фаз: высококальциевого пироксена, шпинели, флюидного пузырька, иногда сульфидной фазы, погруженных в стекло трахидацитового состава (табл. 2, рис. 1а–1в). Несколько включений, изученных в относительно железистых оливинах (Fo_{85-87}), имели микролитовую структуру, сложенную беспорядочно ориентированными игольчатыми пироксенами и стеклом (рис. 1г).

Остаточные стекла во включениях имеют трахидацитовый состав ($SiO_2 = 60-68$ мас.%, $Na_2O = 6.6-9.0$ мас.%, $K_2O = 1.4-2.7$ мас.%) и стехиометрию, приближающуюся к щелочным полевым шпатам. По сравнению с составами стекла в основной массе пород и расплавными включениями в плагиоклазе из лав Авачинского вулкана (Толстых и др., 2002), стекла расплавных включений имеют пониженные содержания SiO_2 , FeO, TiO_2 , K_2O и, напротив, значительно повышенные Al_2O_3 , Na_2O и Cl (табл. 2, рис. 2). Хотя содержания MgO и FeO в стеклах не превышают 1 мас.%, их магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$) необычно высока (59–67 мол. %) для столь дифференцированных составов.

Клинопироксены во включениях имеют магнезиальный состав ($Mg\# = 75-91$ мол. %), отвечающий интервалу составов вкрапленников, и резко зональны (табл. 2, рис. 3). Центральные части кристаллов имеют высокомагнезиальный и низкоглиноземистый состав, аналогичный составу вкрапленников и кристаллических включений пироксена в оливине. Состав краевых, более железистых частей дочерних пироксенов исключительно своеобразен и характеризуется крайне низким содержанием SiO_2 (42–46 мас.%), высокими содержаниями CaO (22–23.5 мас.%), TiO_2 (1–2 мас.%) и Al_2O_3 (8–16 мас.%). Эти особенности состава резко отличают дочерние пироксены от вкрапленников авачитов и пироксена основной массы пород. Содержание Na_2O (0.3–0.5 мас.%) в краевых частях пироксенов несколько повышено относительно центральных частей, но остается в пределах вариаций составов вкрапленников. Условия равновесия краевых частей пироксенов с

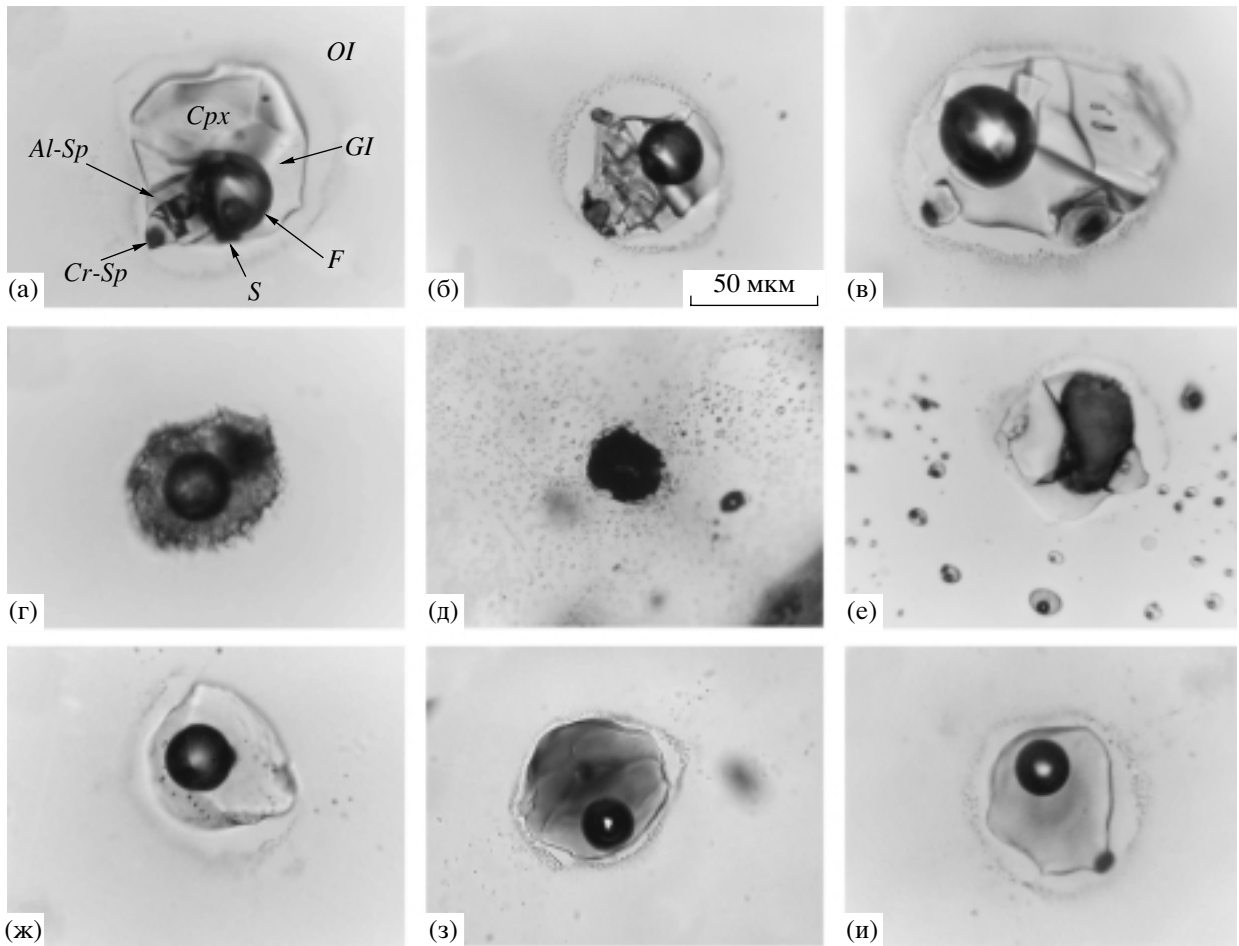


Рис. 1. Микрофотографии расплавных включений в оливине авачитов.

(а)–(в) – крупно раскристаллизованные расплавные включения в оливине. Индексы фаз: *Ol* – оливин, *Cpx* – дочерний пироксен, *Gl* – стекло, *Al-Sp* – глиноземистая шпинель, *Cr-Sp* – хромистая шпинель, *S* – сульфид, *F* – флюид.

(г) – мелко раскристаллизованное включение (*Gl + F + Cpx*); (д) – декрепитированное флюидное включение; (е) – декрепитированное расплавное включение; (ж)–(и) – частично гомогенизированные расплавные включения.

остаточным расплавом во включениях отвечают температурам 1109–1150°C и давлениям 0.35–0.57 ГПа (Putirka et al., 1996). Из-за необычности состава пироксены в расплавных включениях иногда ошибочно интерпретируют как гранат (напр., Ананьев, Шнырев, 1984). Оптические свойства и расчет стехиометрии позволяют однозначно идентифицировать этот минерал как клинопироксен с необычно высокой долей чермакитовой молекулы, достигающей 30–40 мол. % (рис. 4, табл. 2). Тогда как в составе пироксенов-вкрапленников суммарная доля чермакитовых компонентов не превышает 15 мол. %.

Кристаллы шпинели во включениях обычно имеют буро-окрашенную центральную часть, отвечающую хромиту, и близкую по составу к кристаллическим шпинелям в оливине. Внешние части кристаллов представлены светло-зеленой высокоглиноземистой ($Cr/(Cr + Al) = 0.02–0.11$),

низкотитанистой ($TiO_2 = 0.2–0.3$ мас.%) шпинелью (табл. 2, рис. 1а–1в), отсутствующей среди обособленных кристаллических включений в оливине (Портнягин и др., 2005).

Суммируя особенности фазового состава включений, отметим необычно высокоглиноземистый состав дочерних кристаллов клинопироксена и шпинели и высокомагнезиальный состав шпинели и остаточных стекол, резкое отличие от составов аналогичных “макрофаз” в породе, а также отсутствие среди дочерних кристаллов плагиоклаза. Аналогичные особенности состава дочерних минералов в расплавных включениях характерны для многих островодужных и внутриплитных лав (например, Della-Pasqua et al., 1995). Для расплавных включений в высокомагнезиальном оливине авачитов примечательным является то, что дочерние фазы представлены крупными единичными кристаллами (рис. 1). Включения с ми-

Таблица 2. Представительные составы дочерних фаз в расплавных включениях и составы фаз основной массы породы (мас. %)

Компоненты	Включение № 6					Включение № 7					Включение № 2				Основная масса	
	<i>Cpx</i> * центр	<i>Cpx</i> край	<i>Gl</i>	<i>Spl</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i> центр	<i>Cpx</i> край	<i>Gl</i>	<i>Spl</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i> центр	<i>Cpx</i> край	<i>Gl</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Gl</i>
SiO ₂	49.95	45.75	64.09	0.56	40.78	50.35	45.44	64.07	0.66	40.53	52.26	47.15	64.4	40.16	51.30	76.73
TiO ₂	0.57	1.2	0.66	0.2		0.49	1.19	0.54	0.27		0.34	1.01	0.6		0.63	1.50
Al ₂ O ₃	6.55	10.95	23.63	60.61		6.04	10.52	22.54	53.89		2.76	10.14	22.36		2.08	10.19
FeO	5.41	6.76	0.65	12.45	9.35	5.76	7.01	0.49	13.55	9.32	3.1	6.19	0.87	10.96	11.08	1.70
MnO	0.1	0.04	0.00	0.07	0.24	0.04	0.13	0.06	0.07	0.16	0.12	0.06	0.05	0.13	0.22	0.03
MgO	13.94	11.71	0.52	20.83	49.65	14.56	11.88	0.55	19.47	49.55	16.95	12.95	0.71	48.73	15.56	0.08
CaO	23.22	23.67	0.76		0.17	22.63	23.56	0.36		0.21	23.17	23.14	1.53	0.19	18.24	1.35
Na ₂ O	0.29	0.33	8.15			0.27	0.42	7.98			0.27	0.37	7.75		0.45	3.14
K ₂ O			2.69					2.63					1.88			3.39
P ₂ O ₅			0.36					0.41					0.39			
Cl			0.57					0.49					0.42			
NiO										0.27						
Cr ₂ O ₃	0.54	0.04		1.39	0.26	0.75	0.16		9.72		0.98	0.23		0.18		
Сумма	100.57	100.45	102.08	96.11	100.45	100.89	100.31	100.12	97.63	100.04	99.95	101.24	100.96	100.35	99.56	98.11
Mg#, мол. %	82.1	75.5	58.8	74.9	90.4	81.8	75.1	66.7	71.9	90.5	90.7	78.9	59.3	88.8	71.5	7.3
T, °C		1109						1150				1116				
P, ГПа		0.35						0.57				0.35				
Миналы пироксена, мол. %																
<i>Jd + Ac</i>	2.1	2.4				1.9	3.0				1.9	2.6	3.3			
<i>FeCa-Ts</i>	3.7	11.5				4.1	15.5				4.8	10.3	5.2			
<i>CrCa-Ts</i>	1.6	0.1				2.2	0.5				2.8	0.7	0			
<i>CaTi-Ts</i>	1.6	3.3				1.3	3.3				0.9	2.8	1.8			
<i>Ca-Ts</i>	8.9	13.4				7.5	10.0				0.2	12.1	0			
<i>Di + Hd</i>	75.3	64.9				73.2	63.6				81.6	64.2	65.9			
<i>En + Fs</i>	7.0	4.4				9.7	4.0				7.7	7.3	23.9			

Примечание. Средние составы пироксена и стекла из основной массы авачитов по данным (Портнягин и др., 2005). Температура и давление равновесия пироксена с расплавом рассчитаны по модели (Putirka et al., 1996). Миналы пироксена: *Jd* – NaAlSi₂O₆; *Ac* – NaFe₃ + Si₂O₆, *FeCa-Ts* – CaFe₃ + AlSiO₆; *CrCa-Ts* – CaCrAlSiO₆; *CaTi-Ts* – CaTiAl₂O₆; *Ca-Ts* – CaAl₂SiO₆; *Di* – CaMgSi₂O₆; *Hd* – CaFeSi₂O₆; *En* – Mg₂Si₂O₆; *Fs* – Fe₂Si₂O₆. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН.

* Фазы: *Cpx* – клинопироксен, *Gl* – стекло, *Spl* – шпинель, *Ol* – оливин-хоэзин.

кролитовой структурой были встречены лишь в относительно железистых оливинах $Fo < 87$ мол. %.

Характерной особенностью морфологии расплавленных включений в авачитах является постоянное присутствие вокруг них ореола мелких вторичных включений (рис. 1), локализованного в плоскости [001] оливина. Подобного ореола лишены лишь мелкокристаллизованные включения в железистых оливинах (рис. 1). Наличие ореолов вторичных включений свидетельствует о частичной разгерметизации включений, произошедшей после их захвата оливином (Roedder, 1984). В ряде случаев эти ореолы очень широкие, распространяются на сотни микрон от родительского включения и образованы сравнительно крупными (до 10 мкм) расплавленными и флюидными включениями (рис. 1). Сами первичные включения содержат при этом необычно большую флюидную фазу, занимающую до 50% объема включения, и мало стекла. Вторичные включения, напротив, преимущественно стекловатые с газовым пузырьком. В других случаях ореолы менее обширны и сложены субмикронными включениями, не распространяющимися далее 10–20 мкм от первичного включения. Вокруг включений в оливине из авачитов могут быть найдены самые разнообразные ореолы, отражающие различную степень разгерметизации включений.

5. СОСТАВ ГОМОГЕНИЗИРОВАННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

5.1. Главные элементы

Раскристаллизованные расплавленные включения были экспериментально гомогенизированы согласно методике, описанной в разделе 3.1. После закалки включения содержали стекло, флюидный пузырь и иногда мелкие одиночные кристаллы шпинели и сульфидную фазу (рис. 1). Ореол мельчайших вторичных включений вокруг первичных включений оставался после эксперимента без видимых изменений. Явно разгерметизованные включения с обширными ореолами крупных включений экспериментально не изучались. Составы стекол расплавленных включений представлены в табл. 3 и на рис. 5.

Включения имеют широкие вариации содержания главных элементов. Содержания Al_2O_3 (12.7–18.5 мас.%) и Na_2O (2.2–4.7 мас.%) коррелируют отрицательно, а содержания MgO (8.0–15.8 мас.%) – положительно с магнезиальностью оливина-хозяина ($Fo_{85.8-90.7}$). Вариации концентраций SiO_2 (47.0–55.2 мас.%) и CaO (8.9–15.6 мас. %) необычно велики для сравнительно узкого интервала составов оливина-хозяина и демонстрируют только слабые, статистически незначимые тенденции к понижению (SiO_2) и повышению (CaO) при увеличении магнезиальности оливина. Со-

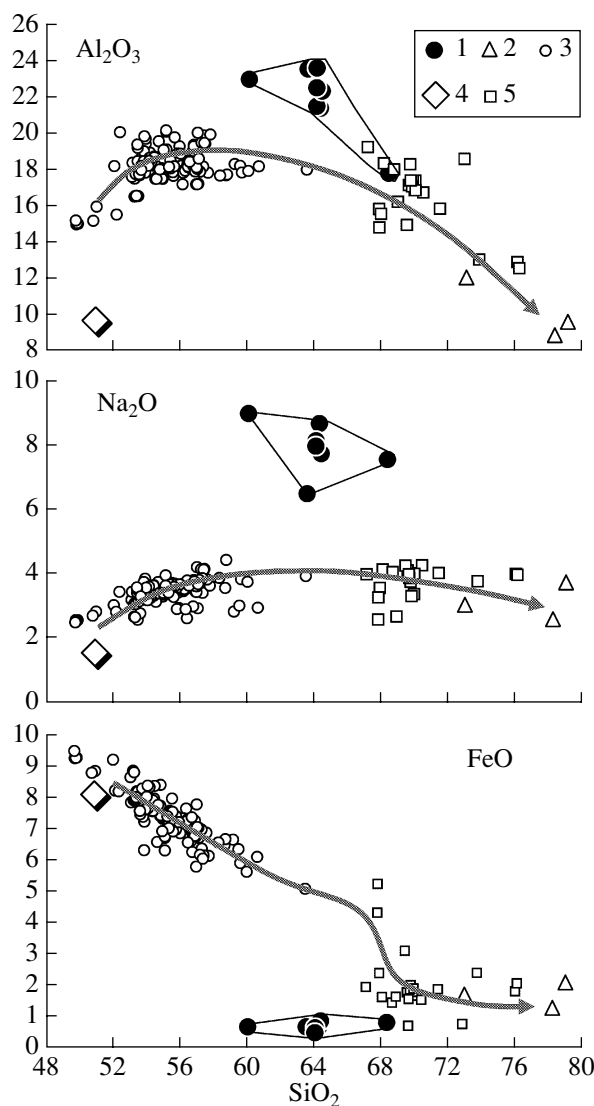


Рис. 2. Состав остаточных стекол в расплавленных включениях.

1 – стекла в частично раскристаллизованных расплавленных включениях, 2 – вулканическое стекло в основной массе авачитов, 3 – лавы Авачинского вулкана (Castellana, 1998), 4 – средний состав авачитов, 5 – расплавленные включения в плагиоклазе из лав Авачинского вулкана (Толстых и др., 2002). Содержания оксидов в анализах пересчитаны на безводный остаток и выражены в мас.%. Жирная линия со стрелкой демонстрирует тренд фракционирования магм Авачинского вулкана на основе данных по составу пород, расплавленных включений в плагиоклазе и стекла в основной массе авачитов.

держания FeO (4.4–7 мас.%), K_2O (0.4–1.0 мас.%), TiO_2 (0.5–1.4 мас.%) и P_2O_5 (0.13–0.38 мас.%) с составом оливина не коррелируют. Часть включений в наиболее магнезиальных оливинах ($Fo_{>89}$) близки авачитам и их возможному родоначальному расплаву AV-91 (Портнягин и др., 2005) по содержаниям MgO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , но

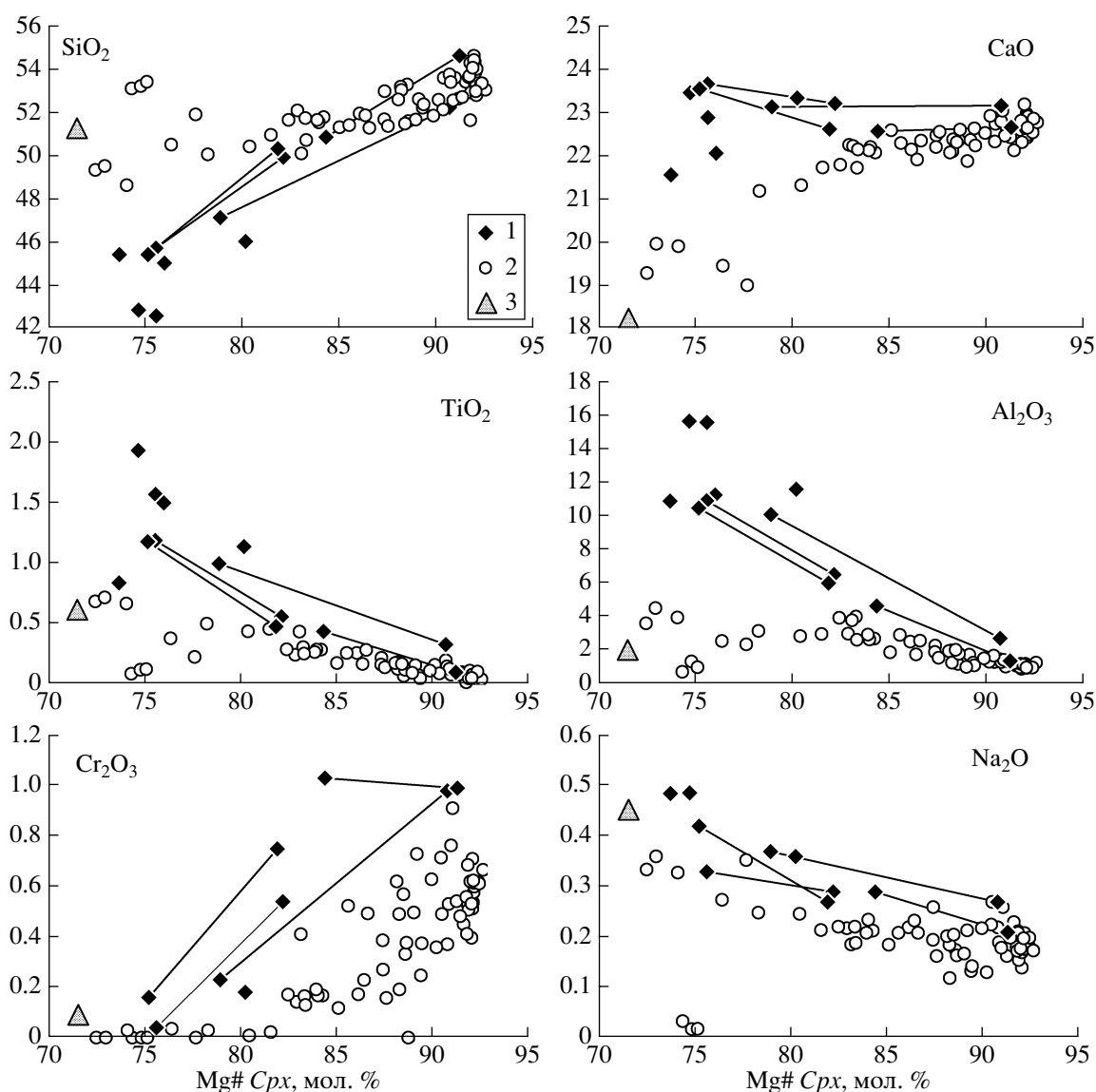


Рис. 3. Составы дочернего пироксена в расплавных включениях.

1 – дочерние пироксены в частично раскристаллизованных расплавных включениях (мас. %)

2 – вкрапленники пироксена из авачитов, 3 – средний состав пироксена в основной массе авачитов (Портнягин и др., 2005). Линиями соединены составы центральных высокомагнезиальных и краевых более железистых частей дочерних пироксенов.

отличаются более высоким CaO и пониженными SiO₂ и FeO. Включения в относительно железистых оливинах ($Fo_{<89}$) демонстрируют только частичное соответствие составам примитивных базальтов Авачинского вулкана, и многие из этих включений имеют пониженные содержания SiO₂ и более высокие содержания CaO, Na₂O, TiO₂, K₂O и P₂O₅. Содержания FeO во всех изученных включениях систематически ниже, чем в породах.

Как демонстрируется на рис. 6а, 6б, содержания TiO₂, K₂O и P₂O₅ положительно коррелируют между собой и значительно отклоняются от составов пород в область более обогащенных этими компонентами составов. С другой стороны, со-

держания SiO₂ в расплавных включениях коррелируют отрицательно с содержанием CaO и положительно с Na₂O (рис. 6в, 6г). В этой систематике составы включений существенно отклоняются от полей пород в сторону более щелочных и высококальциевых составов. Эти две группы взаимных корреляций составов включений независимы: среди высоко-К группы включений присутствуют составы с различным содержанием SiO₂.

5.2. Летучие компоненты (H₂O, S, Cl)

Содержание H₂O в расплавных включениях, оцененное на основе суммы оксидов элементов,

находится в пределах погрешности микрозондового анализа и не превышает 0.1–0.3 мас.%. Концентрации воды, измеренные ионным зондом в двух включениях, не превышали фоновых (~0.1 мас.% в день анализа). В качестве независимого критерия оценки содержания воды в расплаве может использоваться разница между “сухой” расчетной и реальной температурами закалки включений (Sobolev et al., 1989). Близкие значения этих температур для включений в оливине авачитов (табл. 3, рис. 7) свидетельствуют о крайне низких содержаниях воды в расплаве – менее 0.5 мас.%. Оценки содержания воды в расплаве авачитов, сделанные в работе (Matveev et al., 2004) на основе измерения концентрации водорода в оливинах-вкрапленниках методом ИК-спектроскопии, составляют 0.5 ± 0.1 мас.%.

Содержания хлора во включениях (0.08–0.15 мас.%) несколько повышаются с уменьшением магнезиальности оливина-хозяина и демонстрируют сильную положительную корреляцию с содержанием Na_2O (рис. 8а, 8б). Корреляция содержаний Cl и K_2O отсутствует, а отношение этих элементов ($\text{Cl}/\text{K}_2\text{O} = 0.1\text{--}0.3$) варьирует независимо от состава оливина-хозяина.

Максимальные содержания серы (до 0.21 мас.%) были измерены во включениях, захваченных наиболее магнезиальными оливинами ($F_{\text{O}_{>89}}$). В других включениях концентрации серы несколько понижены (0.06–0.12 мас.%) и не коррелируют с составом оливина (рис. 8). Наблюдается сильная корреляция содержаний серы с MgO , а также с температурой закалки включений. Между содержаниями серы и хлора существует слабая отрицательная зависимость, а отношение S/Cl (0.5–2.3) положительно коррелирует с магнезиальностью оливина. В группе включений в относительно железистых оливинах содержания серы имеют сильную положительную корреляцию с FeO , вероятно отражая равновесие расплава во включениях с дочерней сульфидной фазой (Danushevsky et al., 2002a) и неполное плавление сульфида в эксперименте.

5.3. Элементы-примеси

Все включения демонстрируют спектры элементов-примесей, свойственные магмам островодужного генезиса (рис. 9). Характерными особенностями геохимии включений являются: низкий уровень содержаний тяжелых РЗЭ и Y в сравнении с MORB; обогащение легкими относительно тяжелых РЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1.5\text{--}4.2$); глубокий минимум нормализованных концентраций Nb относительно легких РЗЭ, K и Th ; значительное селективное обогащение элементами группы крупноионных литофильных элементов (LILE: Ba , K , Sr), а также B и Cl . Содержания тяжелых РЗЭ и Y во всех включениях близки. Средние РЗЭ и более не-

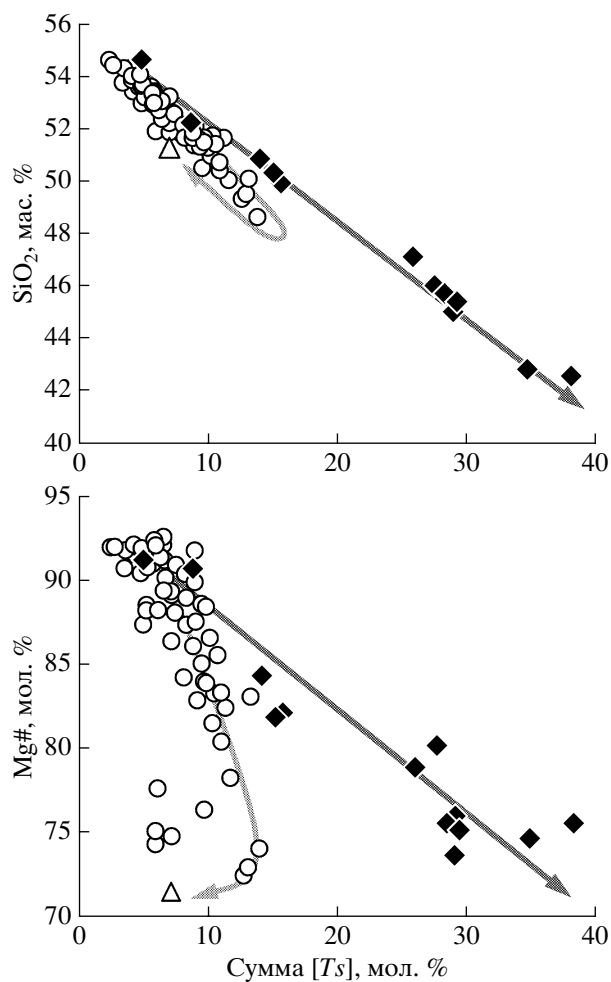


Рис. 4. Вариации суммарного содержания чермакитовых компонентов [Ts] в составе дочерних пироксенов расплавных включений.

Условные обозначения см. на рис. 3. Стрелками показаны тренды эволюции составов пироксена в расплавных включениях и в породах.

совместимые элементы демонстрируют 2–4-кратные вариации, превышающие аналитическую погрешность и свидетельствующие о значительном разнообразии состава примитивных расплавов авачитов по содержанию несовместимых элементов (табл. 4). Расплавы, богатые калием, фосфором и титаном (рис. 6а, 6б), также наиболее обогащены легкими РЗЭ, Sr , Ba , Nb и Th . Систематика легких микроэлементов (B , Be , Li) отличается своеобразием. Их содержания демонстрируют положительную взаимную корреляцию, а также сильную отрицательную корреляцию с магнезиальностью оливина и MgO в расплавах и положительную корреляцию с содержаниями Na_2O и летучих компонентов (Cl и S) в расплавах. Родоначальный расплав авачитов AV-91, оцененный в работе (Портнягин и др., 2005) на основе составов

Таблица 3. Составы частично гомогенизированных расплавных включений в оливине (мас. %)

Компонент	1	2a	2b	2c	2d	2e	3	4a	4b	4c	4d	4e	4g	4i	4j
Расплавные включения															
SiO ₂	47.95	47.36	47.03	47.36	46.16	45.88	47.88	49.03	51.68	50.49	50.21	48.87	52.21	49.92	51.84
TiO ₂	0.72	0.51	0.54	0.61	0.59	0.58	1.20	1.25	1.27	1.02	1.13	1.20	1.10	1.18	1.37
Al ₂ O ₃	13.46	13.43	13.52	13.43	13.26	13.24	13.79	14.53	16.11	16.35	12.73	14.35	15.81	16.57	16.23
FeO	6.61	5.84	6.19	5.73	6.00	6.18	5.46	6.29	6.42	5.79	6.29	6.38	6.25	6.08	6.09
MnO	0.10	0.09	0.10	0.14	0.08	0.14	0.08	0.11	0.12	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10
MgO	10.99	15.49	15.78	13.97	15.85	15.74	13.10	10.15	9.51	9.76	10.60	10.46	9.46	10.34	9.90
CaO	15.10	14.30	14.01	14.48	13.72	14.64	14.99	15.06	11.04	12.75	15.62	15.29	10.34	12.44	10.80
Na ₂ O	3.16	2.15	2.22	2.24	2.48	2.34	2.78	2.67	3.12	2.72	2.44	2.54	3.09	2.57	3.00
K ₂ O	0.43	0.59	0.59	0.54	0.57	0.59	0.80	0.70	0.76	0.85	0.77	0.70	0.88	0.70	0.77
P ₂ O ₅	н.о.	0.13	0.14	н.о.	0.15	0.10	0.34	0.25	0.25	0.32	0.28	0.36	0.38	0.22	0.37
Cl	0.12	0.08	0.10	0.10	0.06	0.07	0.10	0.10	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11
S	н.о.	0.19	0.19	н.о.	0.18	0.21	0.19	0.13	0.11	0.09	0.09	0.11	0.11	0.10	0.12
Cr ₂ O ₃	н.о.	0.25	0.27	н.о.	0.32	0.27	0.14	0.14	0.07	0.03	0.11	0.08	0.07	0.06	0.05
Сумма	98.63	100.41	100.67	98.61	99.43	100.00	100.84	100.39	100.59	100.37	100.46	100.53	99.91	100.38	100.76
Оливин-хозяин															
SiO ₂	41.02	41.19	40.88	40.88	39.56	40.04	40.88	40.65	40.77	40.44	40.77	40.46	40.83	40.78	40.80
FeO	9.29	9.29	9.21	9.21	9.24	9.34	9.71	11.13	11.12	11.08	11.02	11.03	11.15	11.17	11.11
MnO	0.16	0.14	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.20	0.19	0.17	0.21	0.20	0.19	0.19	0.19
MgO	49.85	50.04	49.78	49.78	49.50	49.78	49.36	48.22	48.40	48.02	48.41	48.45	48.30	48.74	48.37
CaO	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.19	0.23	0.25	0.16	0.25	0.21	0.23	0.21
NiO	0.19	0.17	0.16	0.16	0.18	0.15	0.17	0.15	0.16	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00
Сумма	100.73	101.00	100.39	100.39	98.84	99.70	100.51	100.56	100.87	100.14	100.73	100.55	100.85	101.32	100.84
<i>F_o</i> , мол. %	90.5	90.6	90.6	90.6	90.5	90.5	90.1	88.5	88.6	88.5	88.7	88.7	88.5	88.6	88.6
∅, мкм	н.о.	100	60	н.о.	75	50	100	50	15	40	40	50	30	30	15
<i>T₃</i> , °C	1320	1365	1365	1365	1365	1365	1315	1240	1240	1240	1240	1240	1240	1240	1240
<i>T_p</i> , °C	1289	1378	1385	1353	1399	1395	1334	1251	1252	1247	1262	1258	1257	1260	1261

Таблица 3. Окончание

Компонент	4к	4l	5	10a	10b	11a	11b	12a	12b	12c	12d	12e	14	*	**	***
	Расплавные включения													Эталон стекла		
SiO ₂	48.68	50.15	50.42	48.12	50.13	47.73	46.17	53.13	55.20	53.95	49.88	48.46	52.51	51.01	0.03	50.81
TiO ₂	1.15	1.04	0.66	0.82	0.76	0.94	0.96	0.84	0.74	0.75	0.85	0.80	1.29	1.83	0.02	1.85
Al ₂ O ₃	14.08	16.01	15.28	18.53	18.21	17.38	17.00	17.46	16.37	16.82	16.97	16.59	17.67	14.14	0.01	14.06
FeO	7.00	6.58	5.00	6.58	5.82	6.73	6.56	5.49	5.33	4.37	5.38	5.49	5.37	11.73	0.01	11.94
MnO	0.08	0.14	0.10	0.11	0.13	0.09	0.11	0.05	0.11	0.10	0.07	0.15	0.10	0.20	0.01	0.22
MgO	10.99	11.08	13.47	8.66	8.67	10.52	10.93	8.51	8.03	8.22	9.17	9.07	8.49	6.83	0.03	6.71
CaO	14.87	11.23	12.88	13.97	13.20	12.97	13.40	10.51	9.70	8.85	12.29	11.56	9.40	11.14	0.08	11.12
Na ₂ O	2.58	2.82	3.19	3.05	3.25	2.90	3.09	3.81	4.03	4.74	3.82	3.69	4.46	2.62	0.05	2.62
K ₂ O	0.66	0.81	0.82	0.41	0.45	0.69	0.68	0.55	0.72	0.76	0.60	0.56	1.01	0.19	0.19	0.19
P ₂ O ₅	0.30	0.27	0.11	0.13	0.13	0.28	0.20	0.14	0.16	н.о.	0.12	0.19	0.24	0.22	0.02	0.20
Cl	0.10	0.11	0.09	0.12	0.12	0.10	0.10	0.13	0.13	0.15	0.09	0.09	0.15	0.02	0.01	
S	0.12	0.12	0.16	0.09	0.08	0.13	0.15	0.06	0.08	н.о.	0.09	0.05	0.09	0.14	0.05	0.14
Cr ₂ O ₃	0.10	0.07	0.12	0.03	0.01	0.06	0.10	0.04	0.03	н.о.	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	
Сумма	100.70	100.41	102.31	100.60	100.92	100.49	99.46	100.72	100.62	98.70	99.36	96.74	100.78	100.10		99.86
	Оливин-хозяин													Эталон оливина		
SiO ₂	40.75	40.60	40.88	39.66	40.25	40.18	38.75	40.49	40.43	40.43	39.41	40.35	40.08	40.83	0.18	40.81
FeO	10.91	12.31	9.96	12.99	12.89	13.35	13.30	12.81	12.44	12.44	11.88	11.78	13.63	9.59	0.10	9.55
MnO	0.18	0.21	0.17	0.22	0.19	0.22	0.22	0.20	0.20	0.20	0.22	0.21	0.21	0.15	0.02	0.14
MgO	48.56	47.45	50.12	46.43	47.03	46.53	46.60	46.82	47.23	47.23	47.76	48.68	45.99	49.37	0.32	49.42
CaO	0.17	0.24	0.19	0.18	0.23	0.20	0.19	0.22	0.21	0.21	0.20	0.21	0.19	0.10	0.00	<0.05
NiO	0.18	0.20	0.23	0.24	0.25	0.10	0.12	0.22	0.18	0.18	0.13	0.16	0.17	0.36	0.02	0.37
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	
Сумма	100.76	101.02	101.58	99.74	100.85	100.57	99.18	100.79	100.67	100.67	99.62	101.40	100.27	100.40		100.29
<i>F_o</i> , мол. %	88.8	87.3	90.0	86.4	86.7	86.1	86.2	86.7	87.1	87.1	87.8	88.1	85.8	90.2	0.06	90.2
∅, мкм	30	50	70	100	н.о.	н.о.	50	30	20	н.о.	50	50	40			
<i>T_з</i> , °С	1240	1240	1322	1225	1225	1275	1275	1230	1230	1230	1230	1230	1240			
<i>T_р</i> , °С	1273	1287	1347	1210	1216	1268	1288	1239	1239	1275	1258	1254	1262			

Примечание: 1–14 – номера включений; ∅, мкм – диаметр включения; *T_з*, °С – температура закалки; *T_р*, ° – расчетная псевдоликвидусная температура при давлении 1 атм (Ford et al., 1983); н.о. – не определялось. Для эталонов: * – среднее значение для измеренных содержаний, ** – 1σ, *** – рекомендованные концентрации (Jarosewich et al., 1980). Эталон стекла – USNM 111240/52 VG-2, количество анализов 4. Эталон оливина – USNM 11312/444, количество анализов 6.

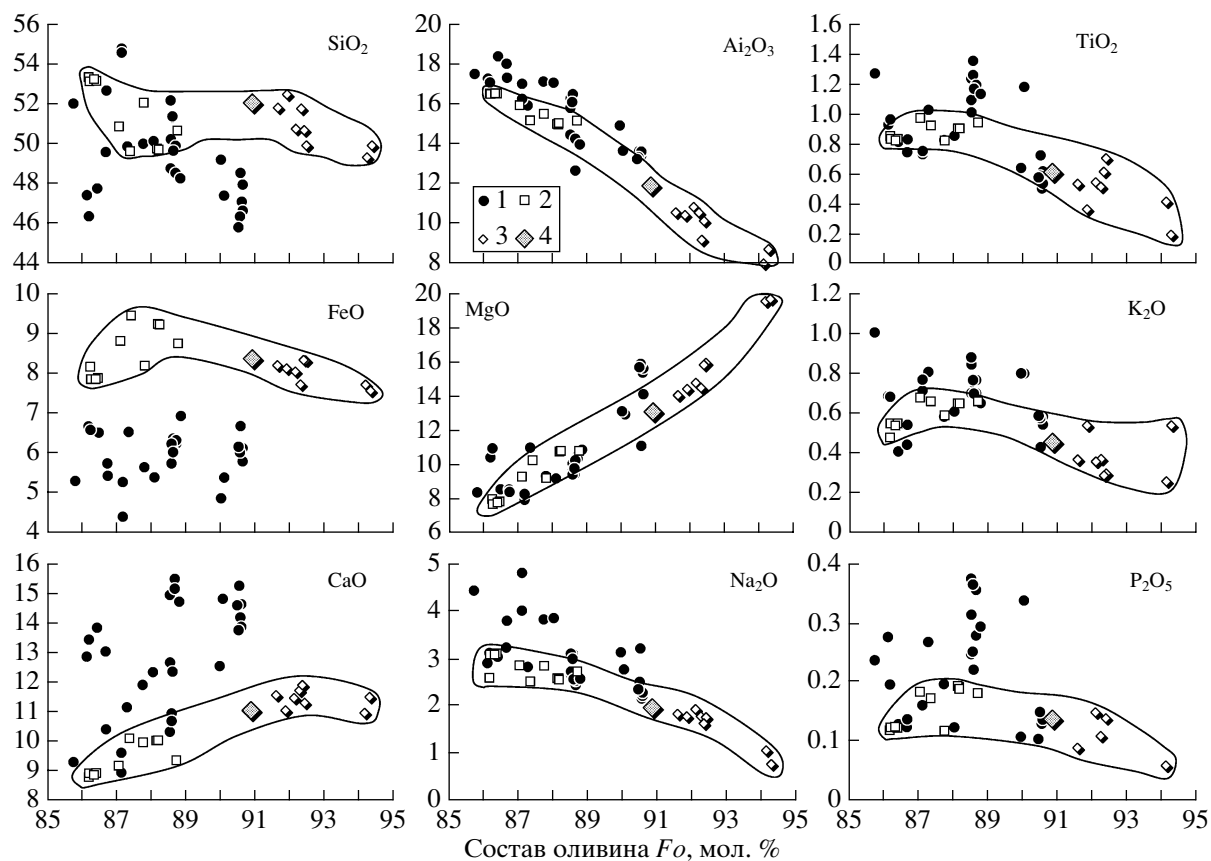


Рис. 5. Содержания главных элементов (мас.%) в гомогенизированных расплавных включениях в зависимости от состава оливина-хозяина.

1 – составы расплавных включений, 2 – магнезиальные базальты Авачинского вулкана (Castellana, 1998), 3 – авачиты, 4 – расчетный родоначальный расплав авачитов AV-91 (Портнягин и др., 2005). Полями показаны области составов пород Авачинского вулкана: авачитов и магнезиальных базальтов. Состав оливина, равновесного с валовыми составами пород, рассчитан по модели (Ford et al., 1983) при $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 7$ в расплаве.

пород, оказался близок включениям, наиболее обедненным микроэлементами (рис. 9).

6. СОСТАВ ОЛИВИНА НА ГРАНИЦЕ С РАСПЛАВНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Детальный анализ зональности оливина на границе с расплавными включениями важен для оценок возможного переуравновешивания включений с оливином, происходящего после захвата включений (Danyushevsky et al., 2000), и для выявления чужеродных расплавов, неравновесных с оливином в момент захвата (Danyushevsky et al., 2003). В настоящей работе проведено детальное исследование трех крупных (~100 мкм) включений и вмещающих их оливинов – высокомагнезиального ($Fo_{90,1-90,7}$, включения № 2а и 3 в табл. 3) и более железистого состава ($Fo_{86,4}$, включение № 10а в табл. 3). Состав оливина изучался количественным анализом профилей длиной 40 мкм от границы с расплавным включением. Для каждого включения были получены профили в двух

перпендикулярных направлениях с частотой точек анализа через 2 мкм. Результаты проведенного исследования представлены на рис. 10.

Сравнение двух различных профилей, полученных для каждого включения, демонстрирует их исключительное сходство в пределах точности анализа и подразумевает существование вокруг включений концентрической зональности оливина-хозяина. Зональность вокруг включений в высокомагнезиальном оливине выражена в существовании узкой (~5 мкм) каймы более магнезиального оливина, непосредственно примыкающей к расплавному включению. По содержанию CaO и NiO состав этой каймы не отличается от оливина на значительном удалении от включений. Оливин вокруг включения № 10а демонстрирует более значительные вариации состава. Плавный рост магнезиальности оливина (от Fo_{85} до $Fo_{86,5}$) наблюдается в пределах 20 мкм от границы с включением, а далее магнезиальность остается практически на постоянном уровне. Оливин на границе с включением резко обогащен CaO (0.35–

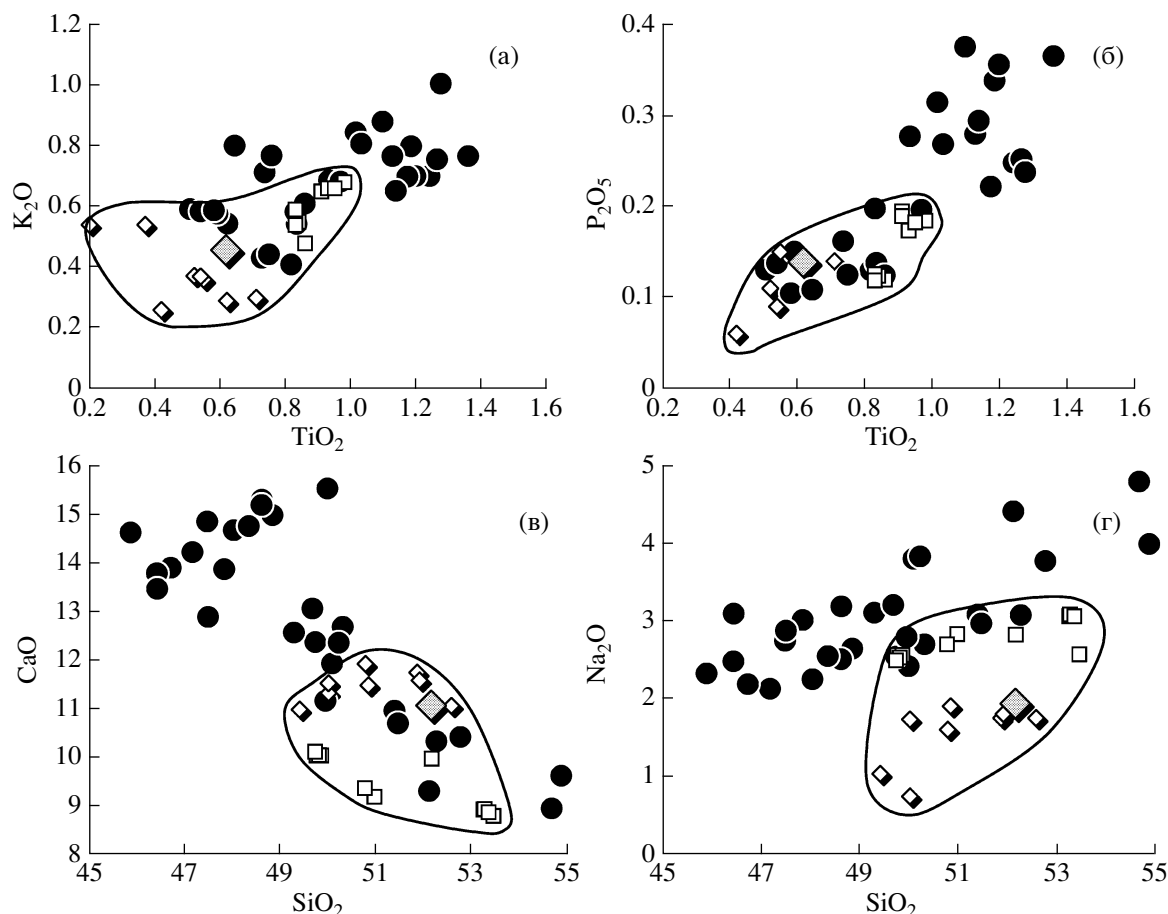


Рис. 6. Вариации содержаний (мас.%) петрогенных компонентов и микроэлементов в гомогенизированных расплавленных включениях. Условные обозначения см. на рис. 5.

0.50 мас.%) и слегка обеднен NiO (~0.20 мас.%) относительно оливина на удалении от включения (CaO = 0.2 мас.% и NiO = 0.25 мас.%).

Профили в изученных включениях пересекали ореолы декрепитации вокруг включений, но никаких систематических колебаний состава оливина при этом установлено не было. Также важно отметить факт, что кристалл оливина, содержащий включение № 10а, сам по себе зонален. При этом зональность оливина вокруг включения наложена на общую зональность кристалла и никак с ней не связана. Это указывает на возникновение зональных ореолов вокруг включений в результате поздних процессов, происходивших после их захвата оливином.

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

7.1. Проблема представительности расплавленных включений

В настоящее время общепризнанно, что первичные расплавленные включения в минералах об-

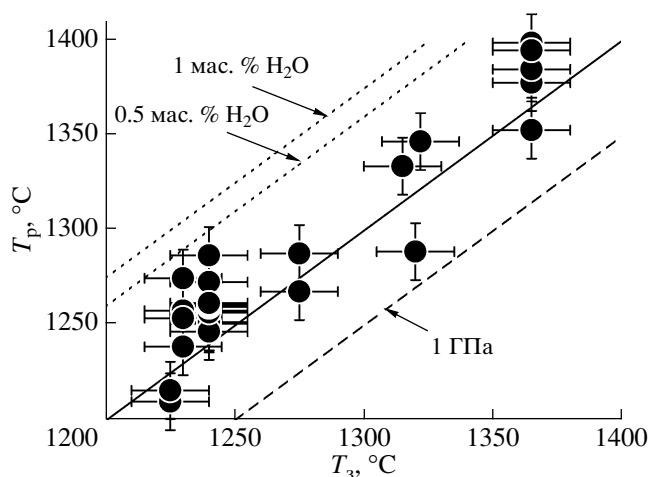


Рис. 7. Соотношение температур закалки расплавленных включений в эксперименте (T_3) и псевдоликвидусных температур (T_p) расплавов, рассчитанных по модели (Ford et al., 1983) для давления 1 атм.

Линии с коротким пунктиром соответствуют ожидаемой разнице этих температур при содержании H_2O в расплавах 0.5 мас.% и 1 мас.% (Falloon, Danyushevsky, 2000). Линия с длинным пунктиром отвечает давлению 1 ГПа (10 кбар), при наклоне ликвидуса оливина 5 град/кбар (Danyushevsky et al., 1996).

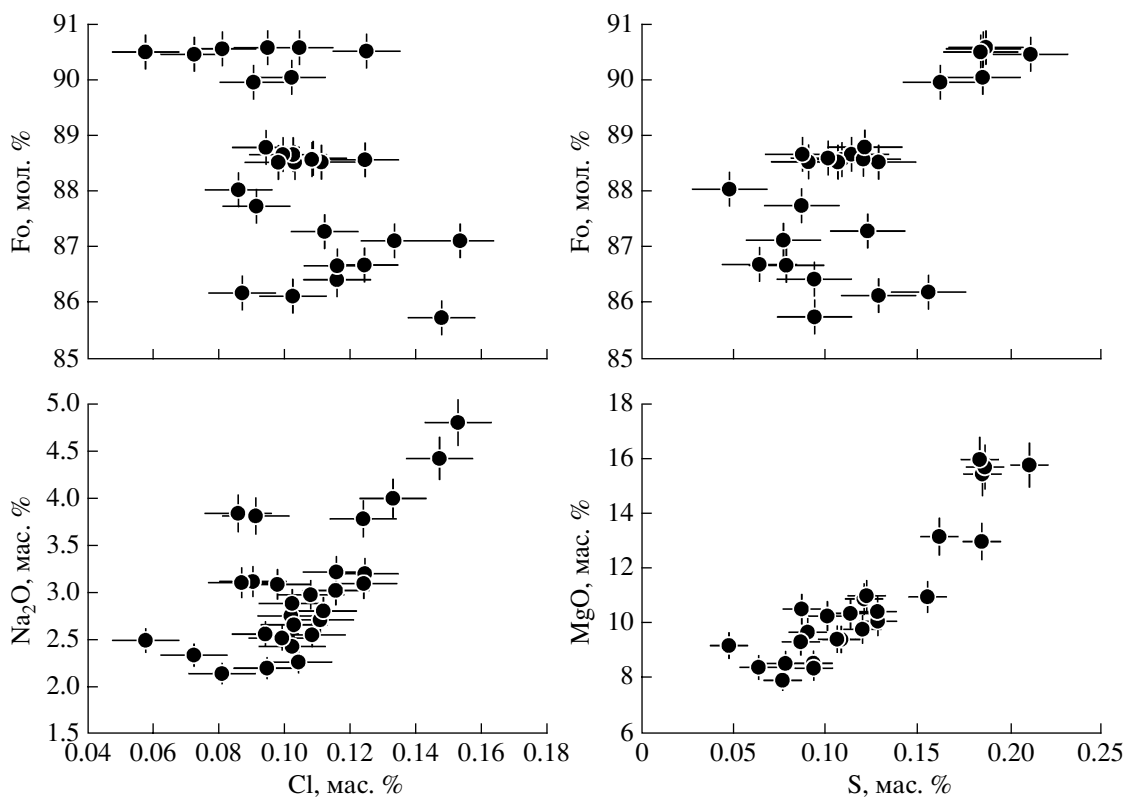


Рис. 8. Вариации содержаний серы и хлора в расплавных включениях в зависимости от состава оливина-хозяина и содержаний петрогенных оксидов во включениях.

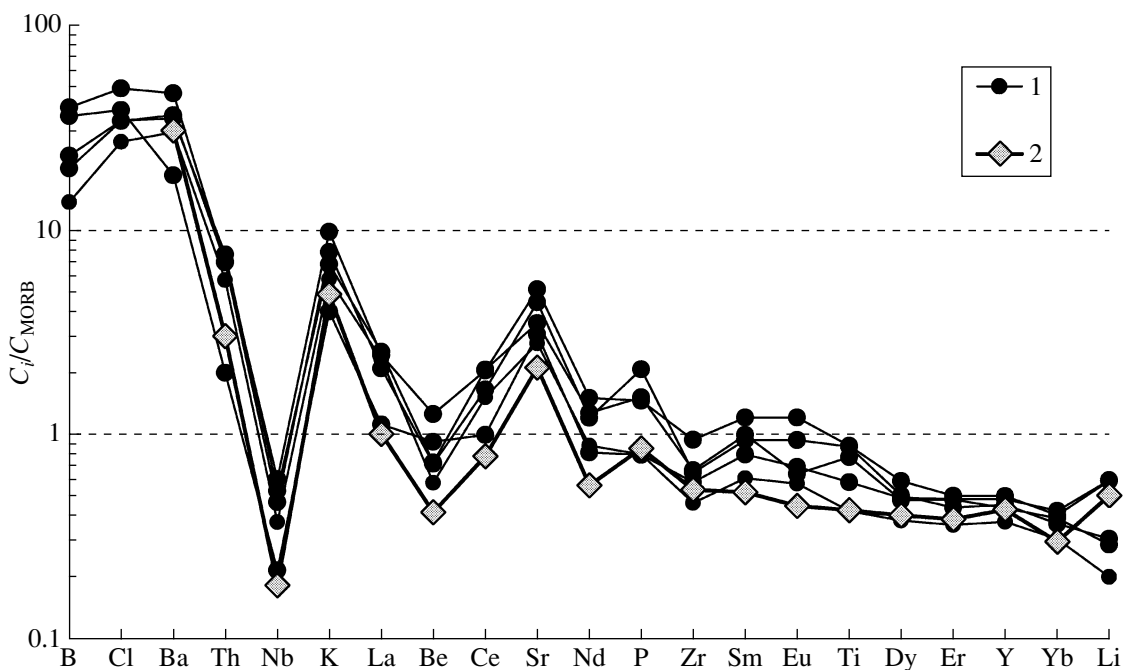


Рис. 9. Нормализованные содержания элементов-примесей в расплавных включениях (1) и расчетный родоначальный расплав авачитов AV-91 (2) (Портнягин и др., 2005). Нормализация к среднему составу базальтов океанических рифтов (N-MORB) по (Hofmann, 1988; EarthRef, 2004).

разуются в результате захвата растущим минералом фрагментов окружающего расплава. Ключевыми вопросами при интерпретации составов включений являются: (1) в какой степени включения изначально представительны для характеристики больших объемов магм и (2) в какой степени включения впоследствии сохранили состав, присущий им непосредственно после захвата. Различные аспекты этой проблемы неоднократно обсуждались в литературе (Roedder, 1984; Qin et al., 1992; Tait, 1992; Gaetani, Watson, 2000; Danyushevsky et al., 2000, 2002 a,b, 2003; Danyushevsky, Leslie, 2003).

Основная проблема представительности расплавных включений как образцов минералообразующей среды состоит в том, что вследствие малого размера включения могут захватывать расплав на фронте роста кристалла, и этот расплав может отличаться по составу от расплава на значительном удалении от кристалла. Эта проблема известна в литературе как захват включениями “граничного слоя” (Roedder, 1984). Обсуждение причин возникновения этого слоя, его масштаба и особенностей состава выходит за рамки данной работы. Здесь важно отметить следующее: если состав “граничного слоя” характеризуется только обеднением компонентами растущего кристалла (оливином, в контексте настоящей работы), то это не является серьезной проблемой при интерпретации составов расплавных включений. Использование методов математического моделирования кристаллизации магм (например, Danyushevsky et al., 2002a) позволяет восстановить состав именно того расплава, который был в термодинамическом равновесии с оливином в момент кристаллизации. Более серьезную проблему представляет захват “граничного слоя”, дифференцированного в отношении несовместимых с минералом компонентов (например, Ca, Al, Ti, Na) (Kuzmin, Sobolev, 2003). Количественное моделирование этого процесса является задачей будущих исследований и требует знания взаимосогласованных коэффициентов диффузии разных компонентов при различных условиях, скорости роста кристаллов и эффективности конвективного массопереноса. Однако практический подход к решению вопроса о возможном захвате включениями “граничного слоя” ясен. Этот подход заключается в выявлении корреляций между размером включений и их составом в отношении несовместимых с оливином компонентов: чем меньше расплавное включение, тем больше доля в его составе “граничного слоя”. Подобный тест, проведенный нами для изученных включений из авачитов, показал отсутствие корреляций размера включений с каким-либо из компонентов расплавов или их отношениями. Этот результат подразумевает, что ширина “граничного слоя” вокруг кристаллов была заведомо меньше радиуса

Таблица 4. Содержания элементов-примесей в расплавных включениях (ppm)

Элементы	1	2	3	4	5	6
	2a*	3a	4a	10a	14a	AV-91
Li	1.22	1.87	1.75	3.62	3.59	3.1
Be	0.29	0.36	0.37	0.46	0.63	0.2
B	12.4	18.2	20.9	32.7	36.0	
Ti	3631	7479	6660	5009	7555	3660
Cr	1884	842	4086	87	196	
Sr	324	513	406	358	593	246
Y	14.0	16.9	16.3	18.0	18.6	16
Zr	44.7	63.0	64.9	56.6	91.4	52
Nb	1.14	1.43	1.62	0.66	1.85	0.56
Ba	248	300	289	153	385	253
La	7.64	6.89	8.32	3.66	8.00	3.3
Ce	14.9	16.3	20.4	9.78	20.2	7.7
Nd	8.46	11.5	12.2	7.81	14.4	5.4
Sm	2.11	3.24	3.43	2.76	4.17	1.8
Eu	0.77	1.26	0.86	0.93	1.63	0.6
Dy	2.26	3.01	2.85	2.92	3.53	2.4
Er	1.41	1.71	1.87	1.88	1.95	1.5
Yb	1.23	1.46	1.56	1.70	1.62	1.2
Th	0.94	1.15	1.26	0.33	1.16	0.5

Примечание. 1–5 – составы расплавных включений; 6 – родоначальный расплав авачитов AV-91 (Портнягин и др., 2005). Содержания Li, Be, Dy и Er в AV-91 рассчитаны на основании состава ликвидусного пироксена, остальные элементы – на основании расчета от состава пород.

* Номера включений.

самых маленьких из изученных включений, то есть менее 10 мкм, или состав граничного слоя не отличался в пределах точности микрозондового анализа от состава свободного расплава. На основе этих данных мы делаем вывод, что захват “граничного слоя” не мог быть причиной разнообразия составов расплавных включений и их отличий от составов пород.

Изолированное минералом-хозяином от окружающей среды, расплавное включение продолжает определенным образом эволюционировать при изменении внешних условий и способно обмениваться веществом с минералом-хозяином и с окружающей минерал магмой, а также претерпевает частичную или полную раскристаллизацию. В последующих разделах будет детально рассмотрено влияние диффузионного переуравновешивания, раскристаллизации и декрепитации на состав расплавных включений в оливине авачитов.

7.2. Переуравновешивание включений с оливином-хозяином

При охлаждении магмы происходит кристаллизация минералов. Аналогичный процесс имеет место и в расплавных включениях. В реальных условиях скорость кристаллизации магм и эффективность изоляции кристаллов от окружающего расплава таковы, что происходит частичное диффузионное переуравновешивание минералов с расплавом (Gaetani, Watson, 2000; Danyushevsky et al., 2000). Этот процесс является одной из важных причин различия путей эволюции составов расплава во включениях и в макросистеме. Поскольку по массе минерал-хозяин значительно превосходит расплавное включение, процессы их диффузионного переуравновешивания происходят по законам равновесия расплава с минералом постоянного состава, тогда как в больших объемах магмы, наоборот, расплав оказывает доминирующее влияние на состав кристаллов. Эффект процессов кристаллизации и диффузионного переуравновешивания во включениях заключается в том, что состав расплава во включении всегда имеет магнезиальность равную или большую по сравнению с окружающим расплавом (Danyushevsky et al., 2000). Влияние процессов переуравновешивания включений с оливином может быть впоследствии идентифицировано по аномально низкому содержанию Fe в гомогенизированных расплавных включениях и по наличию диффузионной зональности в окружающем включение оливине, если переуравновешивание было неполным. Как демонстрируется на рис. 5, все включения в оливине из авачитов имеют содержания FeO^{*1} (4.4–7.0 мас. %) систематически ниже, чем породы ($FeO^{*}=7.5–9.5$ мас. %). Анализ зональности оливина вокруг включений (рис. 10) показывает, что включения в высокомагнезиальном оливине были полностью переуравновешены с минералом-хозяином, а включения в более железистом оливине, сохранившем диффузионную зональность, были переуравновешены частично. О переуравновешивании включений с оливином свидетельствует также и высокомагнезиальный состав дочерних фаз во включениях, что обсуждается ниже в разделе 7.3.

Факт обмена компонентами FeO и MgO между расплавными включениями и оливином был установлен более 15 лет назад (Гуренко и др., 1988). Принципиальным достижением последних лет стала возможность количественного моделирования этого процесса, позволяющая оценить время переуравновешивания (Danyushevsky et al., 2000, 2002b), а также независимо оценить температуру последнего равновесия расплава с оливином и исходное содержание FeO^{*} в расплаве, за-

хваченном во включение (Portnyagin, Hoernle, 2003). Результаты моделирования диффузионного переуравновешивания включений из авачитов с оливином, проведенного с использованием программы “Fe-loss” (Danyushevsky et al., 2002b), показаны на рис. 11 и в табл. 5.

Расчеты, сделанные для включения № 10a (оливин-хозяин $Fo_{86.4}$), показывают, что измеренный состав расплава во включении может быть получен, если исходный расплав с $FeO^{*} = 7.0 \pm 0.5$ мас. % был захвачен оливином $Fo_{86.4}$ при температуре 1135°C, прежде охлажден до температуры ~1070°C, при которой претерпел 65%-процентное переуравновешивание с оливином-хозяином в течение 45 суток, после чего был закален (например, в результате извержения магмы) и впоследствии экспериментально гомогенизирован при температуре ~1210°C. Отметим, что оцененная температура переуравновешивания (1070°C) оказалась весьма близка к расчетной ликвидусной температуре расплава основной массы авачитов (~1050°C, табл. 1) и температурам равновесия дочерних фаз (1109–1150°C, раздел 4). Оцененное исходное содержание FeO^{*} в расплаве (~7 мас. %) оказалось несколько ниже, чем в авачитах и в магнезиальных базальтах Авачинского вулкана (рис. 5).

Аналогичные расчеты, проведенные для включений № 2a и № 3 (оливин-хозяин $Fo_{90.7}$ и $Fo_{90.1}$ соответственно), показали, что они могли быть полностью переуравновешены с оливином при той же температуре ~1070°C, что и включения № 10a, однако время протекания этого процесса было на порядок больше и составляло не менее 10 лет. Исходное содержание FeO^{*} в расплавах оценено как ~8 мас. %, что близко к составам авачитов. Аномально высокая магнезиальность оливина на границе с расплавными включениями № 2a и № 3 (рис. 10) объясняется кратковременным (20–30 мин) равновесием оливина с высокомагнезиальным расплавом в ходе термометрического эксперимента по гомогенизации включений (см. состав оливина, равновесного с закаленными расплавами, в табл. 5).

Оценки времени переуравновешивания включений с оливином-хозяином были сделаны для температур равновесия, соответствующих безводным расплавам. В работе (Портнягин и др., 2005) и далее в разделах 7.3 и 7.4 отмечается, что вероятное исходное содержание H_2O в расплавах составляло более 0.5 мас. %, а реальные ликвидусные температуры расплавов были, вероятно, ниже на 60–100 градусов (Falloon, Danyushevsky, 2000). Понижение скорости диффузии Mg и Fe при понижении температуры потребует большего времени для достижения расчетной степени переуравновешивания включений с оливином. Например, расчетная длительность переуравнове-

¹ Здесь и далее FeO^{*} – общее содержание Fe в форме FeO.

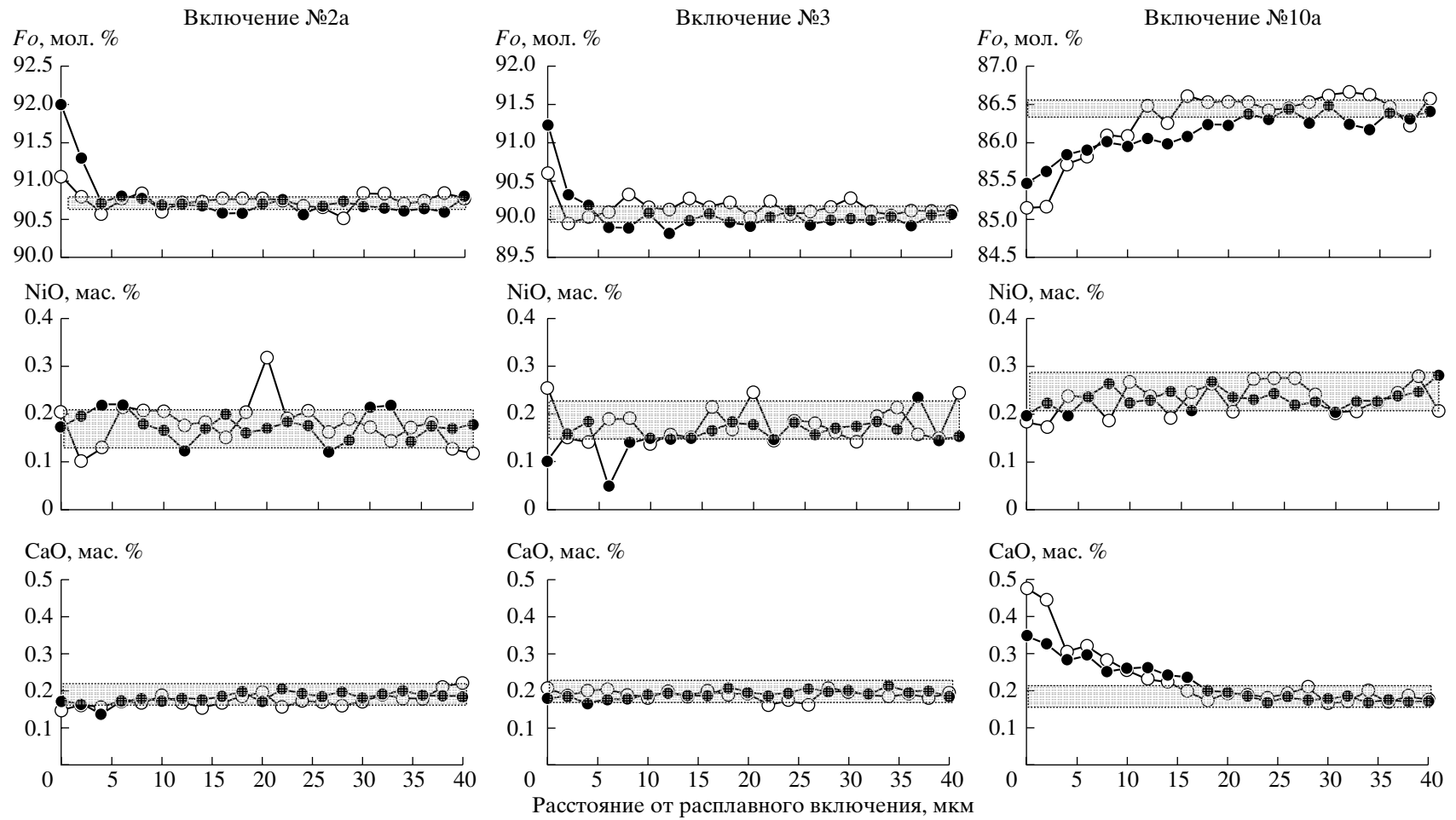


Рис. 10. Вариации состава оливина на границе с расплавленными включениями. Залитыми и незалитыми кружками показаны два профиля, сделанных в перпендикулярных направлениях, для каждого из включений. Заштрихован состав оливина-хозяина на удалении от расплавленного включения.

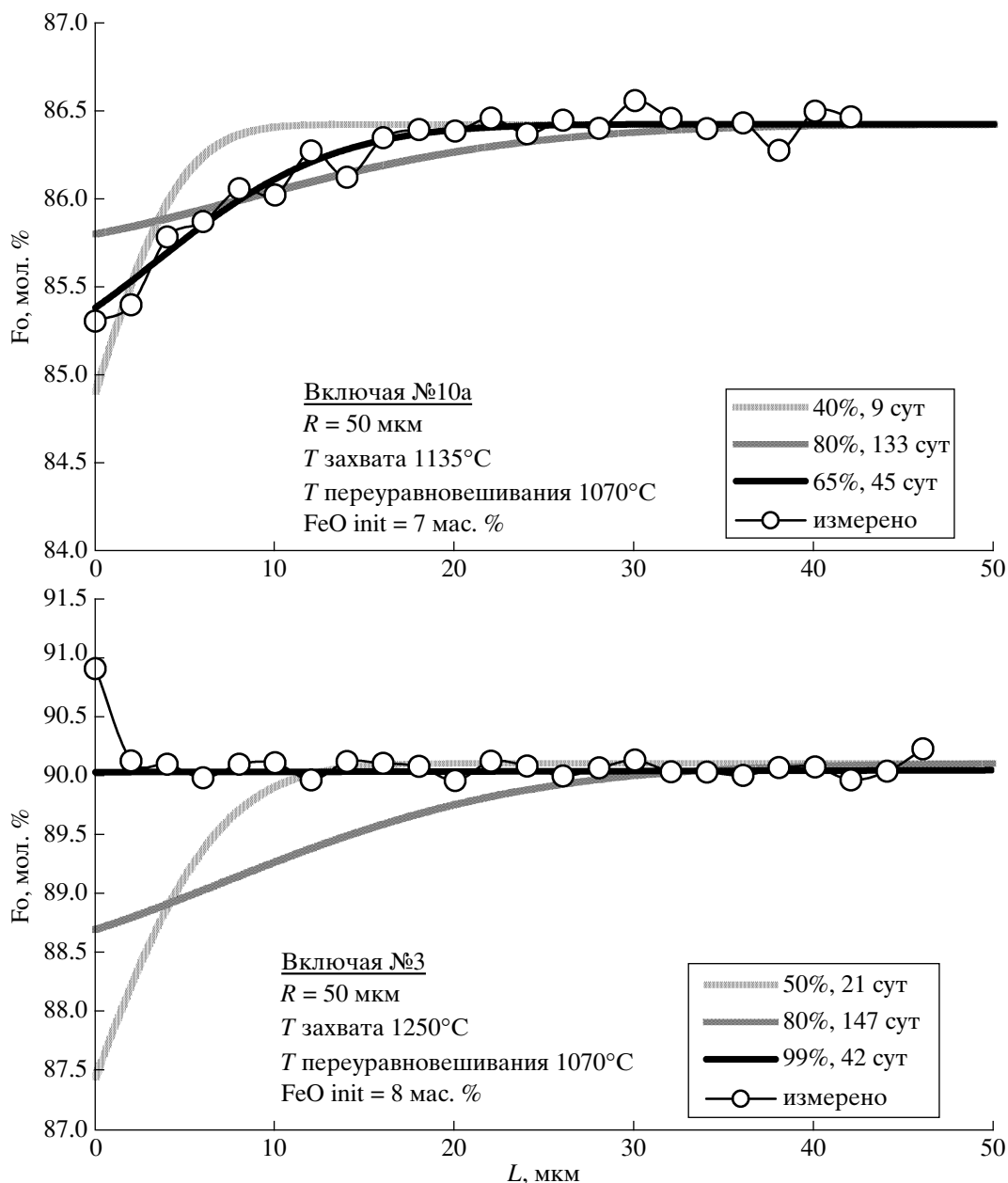


Рис. 11. Результаты количественного моделирования диффузионных профилей Fe и Mg в оливине вокруг расплавленных включений, образованных в результате переуравновешивания включений с оливином-хозяином.

L – расстояние от расплавленного включения (мкм). Показаны данные для усредненного состава оливина по результатам измерения двух профилей для каждого из включений (см. рис. 10).

шивания включения № 10а составляет 45 сут в безводных условиях, при содержании воды 1 мас.% в исходном расплаве это время составит 108 сут, при $\text{H}_2\text{O} = 2$ мас. % – 245 сут. Учет содержания воды, безусловно, важен для оценок абсолютного времени переуравновешивания. Однако подобная поправка на реальную ликвидусную температуру расплавов не меняет качественной картины, полученной в наших расчетах, а именно: время и степень переуравновешивания вклю-

чений значительно различаются для разных кристаллов из одного образца авачита. С одной стороны, этот результат может быть интерпретирован как свидетельство остывания магматического тела, в котором магнезиальные оливины (зерна № 2 и № 3) кристаллизовались первыми и находились при магматических температурах более продолжительное время, по сравнению с железистыми оливинами (зерно № 10). Тогда скорость остывания может быть оценена

Таблица 5. Результаты количественного моделирования диффузионного переуравновешивания расплавных включений с оливин-хозяином

Компо- ненты	Включение № 10а				Включение № 3				Включение № 2а			
	INIT ¹	RE-EQ	RE-HEAT	MEAS	INIT	RE-EQ	RE-HEAT	MEAS	INIT	RE-EQ	RE-HEAT	MEAS
SiO ₂	48.07	48.60	47.83	47.88	47.24	48.94	47.50	47.58	47.3	49.13	47.29	47.26
TiO ₂	0.85	0.89	0.81	0.82	1.22	1.44	1.18	1.19	0.55	0.66	0.51	0.51
Al ₂ O ₃	19.23	20.21	18.39	18.44	14.07	16.59	13.62	13.70	14.48	17.34	13.43	13.40
Fe ₂ O ₃	0.97	1.02	0.93	0.91	1.11	1.31	1.07	0.75	1.11	1.33	1.03	0.81
FeO	6.11	5.04	5.85	5.73	6.98	3.52	4.63	4.75	6.98	3.43	4.73	5.10
MnO	0.11	0.12	0.11	0.11	0.08	0.09	0.08	0.08	0.1	0.12	0.09	0.09
MgO	6.4	4.93	8.62	8.62	9.84	5.17	13.09	13.02	10.7	5.51	15.49	15.46
CaO	14.5	15.24	13.87	13.90	15.30	18.05	14.81	14.90	15.42	18.46	14.30	14.27
Na ₂ O	3.17	3.33	3.03	3.03	2.84	3.35	2.75	2.76	2.32	2.78	2.15	2.15
K ₂ O	0.43	0.45	0.41	0.41	0.82	0.97	0.79	0.79	0.64	0.77	0.59	0.59
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.12	0.13	0.35	0.41	0.34	0.34	0.14	0.17	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.17	0.14	0.14	0.27	0.32	0.25	0.25
FeO*	7.0	6.0	6.7	6.5	8.0	4.7	5.6	5.4	8.0	4.6	5.7	5.8
T, °C	1135	1070	1212	1212	1250	1070	1336	1336	1264	1074	1380	1380
fo, мол. %	86.4	85.3	90.2	90.4	90.1	90.0	95.0	94.9	90.7	90.6	95.6	95.3
Re-eq, %		65				99				99		
t, сут		45				4290				4086		

Примечание. ¹ Расчетные и измеренные составы включений: INIT – исходный состав захваченного в оливин расплава, рассчитанный по методике (Danyushevsky et al., 2000); RE-EQ – модельный состав расплава во включении, частично переуравновешенный с оливином; RE-HEAT – состав расплава, полученный моделированием экспериментальной гомогенизации частично переуравновешенного с оливином включения; MEAS – измеренный состав гомогенизированного включения. FeO* – общее содержание Fe в форме FeO; T, °C – температура равновесия расплава во включении с оливином; fo, мол. % – состав оливина, равновесного с расплавом во включении; Re-eq, % – степень переуравновешивания расплава с оливином, рассчитанная как процент приближения содержания железа в расплаве к содержанию железа в полностью переуравновешенном с оливином-хозяином расплаве; t, сут – расчетное время достижения расплавом указанной степени переуравновешивания. Оксиды приведены в мас. %.

как ≤10 град/год. С другой стороны, как отмечалось в разделе 5, расплавные включения из авачитов демонстрируют различную степень обогащенности несовместимыми элементами. Включения № 2а и № 3, полностью переуравновешенные с оливином, значительно обогащены легкими РЗЭ, Nb, Th относительно расплава основной массы авачитов. Включение № 10а лишь частично переуравновешено и имеет содержания микроэлементов близкие к матричному расплаву (рис. 9, табл. 4), и, следовательно, оливин-хозяин этого включения мог кристаллизоваться непосредственно из матричного расплава авачитов незадолго до извержения. Сделанное наблюдение позволяет предположить, что ассоциация вкрапленников оливина в авачитах является гибридной. Ее образование следует связывать, по крайней мере, с двумя магматическими эпизодами, разделенными значительным промежутком времени, в течение которого часть включений успела полностью переуравновеситься с оливином. Учитывая малое число включений с изученной историей охлажде-

ния, сделанное предположение не может считаться убедительно доказанным. Однако, вместе с независимыми данными по петрографии авачитов, зональности минералов (Портнягин и др., 2005) и геохимии включений, полученные результаты свидетельствуют в пользу гибридной и кумулятивной природы авачитов.

Другим практическим результатом проведенного моделирования является оценка исходного содержания FeO в расплавах, которое составляло 7–8 мас.% (табл. 5) и в пределах вероятной погрешности расчетов (±0.5 мас.%) было близко к характерному для самих пород. Используя эти оценки, все измеренные составы включений мы пересчитали на первичное равновесие с оливином-хозяином, принимая исходное FeO* = 8 мас. % (табл. 6). Сделанный пересчет оказывает значительное влияние лишь на содержания FeO (повышаются при пересчете), MgO и SiO₂ (понижаются); содержания других компонентов расплава меняются слабо.

Таблица 6. Исходные составы расплавных включений (мас. %)

Компоненты	1	2a	2b	2c	2d	2e	3	4a	4b	4c	4d	4e	4g	4i
SiO ₂	48.34	47.31	46.99	47.92	46.69	46.14	47.24	48.56	50.88	49.70	49.73	48.38	51.66	49.34
TiO ₂	0.73	0.55	0.59	0.65	0.66	0.65	1.22	1.25	1.23	0.99	1.13	1.20	1.07	1.17
Al ₂ O ₃	13.57	14.51	14.81	14.25	14.87	14.79	14.07	14.49	15.62	15.89	12.73	14.36	15.38	16.37
FeO*	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
MnO	0.10	0.10	0.11	0.15	0.09	0.16	0.08	0.11	0.12	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10
MgO	10.33	10.60	10.52	10.63	10.26	10.12	9.84	8.73	9.24	9.02	9.00	8.88	9.29	9.12
CaO	15.23	15.45	15.35	15.36	15.39	16.35	15.30	15.01	10.70	12.39	15.62	15.30	10.06	12.29
Na ₂ O	3.19	2.32	2.43	2.38	2.78	2.61	2.84	2.66	3.03	2.64	2.44	2.54	3.01	2.54
K ₂ O	0.43	0.64	0.65	0.57	0.64	0.66	0.82	0.70	0.74	0.83	0.77	0.70	0.86	0.69
P ₂ O ₅		0.14	0.15		0.17	0.11	0.35	0.25	0.24	0.31	0.28	0.36	0.37	0.22
Cr ₂ O ₃		0.27	0.30		0.36	0.30	0.14	0.14	0.07	0.03	0.11	0.08	0.07	0.06
fo	90.5	90.6	90.6	90.6	90.5	90.5	90.1	88.5	88.6	88.5	88.7	88.7	88.5	88.6
P, ГПа	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.2	1.0	0.7	-0.1	0.2	1.0	0.7
T _{1атм}	1267	1261	1261	1264	1259	1253	1250	1212	1246	1228	1218	1214	1252	1228
T _p	1299	1294	1297	1295	1296	1283	1280	1220	1295	1261	1214	1222	1304	1264
T _{p, H₂O}	1229	1224	1227	1225	1226	1213	1210	1150	1225	1191	1144	1152	1234	1194
Компоненты	4j	4k	4l	5	10a	10b	11a	11b	12a	12b	12c	12d	12e	14
SiO ₂	50.91	48.39	50.10	48.89	47.63	49.12	47.66	46.59	51.97	53.68	53.28	49.55	49.52	51.50
TiO ₂	1.33	1.18	1.08	0.66	0.82	0.74	0.99	1.04	0.81	0.70	0.72	0.81	0.83	1.26
Al ₂ O ₃	15.74	14.39	16.65	15.19	18.51	17.71	18.31	18.34	16.81	15.40	16.10	16.88	16.62	17.29
FeO*	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.1	8.0	8.0	8.0
MnO	0.10	0.08	0.15	0.10	0.11	0.13	0.09	0.12	0.05	0.10	0.10	0.15	0.07	0.10
MgO	9.28	8.94	8.12	10.07	7.28	7.63	7.08	6.96	7.78	8.20	7.91	8.22	8.34	6.94
CaO	10.47	15.20	11.68	12.80	13.96	12.83	13.66	14.46	10.12	9.13	8.47	11.76	12.04	9.20
Na ₂ O	2.91	2.64	2.93	3.17	3.05	3.16	3.05	3.33	3.67	3.79	4.54	3.75	3.74	4.36
K ₂ O	0.75	0.67	0.84	0.81	0.41	0.44	0.73	0.73	0.53	0.68	0.73	0.57	0.59	0.99
P ₂ O ₅	0.36	0.31	0.28	0.11	0.13	0.13	0.29	0.22	0.13	0.15	0.00	0.19	0.12	0.23
Cr ₂ O ₃	0.05	0.10	0.07	0.12	0.03	0.01	0.06	0.11	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.02
fo	88.6	88.8	87.3	90.0	86.4	86.7	86.1	86.2	86.7	87.1	87.1	87.8	88.0	85.8
P, ГПа	1.0	0.2	0.6	1.0	0.2	0.4	0.2	0.2	0.8	1.0	1.3	0.8	0.8	1.1
T _{1атм}	1246	1218	1208	1265	1168	1187	1165	1162	1217	1241	1251	1221	1224	1213
T _p	1297	1228	1239	1313	1179	1206	1177	1172	1258	1290	1314	1260	1262	1266
T _{p, H₂O}	1227	1158	1169	1243	1109	1136	1107	1102	1188	1220	1244	1190	1192	1196

Примечание. 1–14 – номера включений. Составы включений пересчитаны на безводный остаток и равновесие с оливином-хозяином (fo), принимая исходное содержание FeO* = 8 мас. %, где FeO* – общее содержание Fe в форме FeO. P, ГПа – давление равновесия расплавов с оливин-клинопироксеновой ассоциацией, рассчитанное по модели (Danyushevsky et al., 1996). T_{1атм}, °C – температура равновесия расплавов с оливином при давлении 1 атм, рассчитанная по модели (Ford et al., 1983). T_p – ликвидусная температура оливина при расчетном давлении (P). T_{p, H₂O} – ликвидусная температура оливина при расчетном давлении (P) и содержании H₂O в расплаве 1 мас.%. Поправка на понижение ликвидусной температуры по (Falloon, Danyushevsky, 2000).

Особенностью состава многих включений из авачитов является высокое содержание CaO (рис. 5). Данные по диффузионной зональности

оливина вокруг включения № 10a показывают, что не только FeO и MgO во включениях подвержены процессу обмена с оливином, но также и

СаО. Обогащение СаО, наблюдаемое на границе включения с оливином (рис. 10), указывает на миграцию этого компонента из включения в оливин. Эффект этого процесса должен заключаться в понижении валового содержания кальция во включениях, что не может быть объяснением более высокого содержания СаО во включениях по сравнению с породами. Для включения № 10а поправка на уменьшение содержания кальция составляет менее 1 мас.% и в расчетах не учитывалась. Возможным объяснением процесса миграции Са из включений в минерал-хозяин может быть сильное повышение коэффициента распределения этого элемента между оливином и расплавом с понижением температуры (Libourel, 1999).

7.3. Кристаллизация в расплавных включениях

Раскристаллизация расплавных включений – обычное явление для медленно остывавших лав и субвулканических тел. Хотя составы дочерних фаз во включениях были опубликованы во многих работах (например, Della-Pasqua et al., 1995), своеобразие их состава не было отмечено должным образом. Авачиты в этом смысле – интересный объект для исследования, поскольку дочерние фазы представлены крупными кристаллами и могут быть детально изучены. Прекрасная кристаллографическая огранка кристаллических фаз во многих включениях создает иллюзию того, что эти минералы были захвачены во включения вместе с расплавом как минералы-узники (рис. 1а, 1б). Однако по составу кристаллы во включениях существенно отличаются как от минералов-вкрапленников, так и от изолированных кристаллических включений этих минералов в оливине (Портнягин и др., 2005). Крупный размер и форма кристаллов во включениях не оставляют сомнений в том, что по крайней мере краевые части этих фаз находятся в локальном равновесии с расплавом во включениях, а не являются результатом быстрой неравновесной кристаллизации. Следовательно, причиной высокоглиноземистого и высокомагнезиального состава дочерних фаз является либо (1) рост из необычного по составу расплава, либо (2) специфические условия их кристаллизации, которые существовали только внутри включений и не реализовывались в макросистеме.

Наличие у пироксенов и шпинелей центральных частей, идентичных по составу вкрапленникам, может свидетельствовать о том, что эти минералы были захвачены во включения вместе с расплавом и послужили центрами кристаллизации. Однако кажется маловероятным, чтобы и пироксен, и шпинель были захвачены во включения одновременно. Более вероятно то, что самые начальные условия кристаллизации во включе-

ний и его состав не отличались от условий кристаллизации и состава окружающей оливин магмы, где котектическими являлись также оливин, пироксен и шпинель (Портнягин и др., 2005). Однако при последующем понижении температуры условия кристаллизации микросистемы расплавленного включения становились отличными от таковых окружающей магмы, что и обусловило своеобразие состава краевых частей дочерних фаз включений. В чем же заключается отличие условий кристаллизации в расплавных включениях, если на ликвидусе находятся те же минералы, что и в макросистеме, а охлаждение включения происходит вместе с окружающим расплавом?

Как демонстрируется на рис. 4, эволюция составов пироксена во включениях имеет ту же направленность, что и составов вкрапленников. С уменьшением магнезиальности пироксена увеличивается доля чермакитового компонента в его составе (фактически, увеличивается концентрация Al в тетраэдрической координации). Отличие кристаллизации во включениях заключается в том, что (1) накопление чермакитового компонента при уменьшении магнезиальности в пироксене включений происходит значительно быстрее, чем во вкрапленниках, и (2) тренд накопления алюминия во вкрапленниках и пироксене основной массы – реверсивный, то есть содержание Al понижается на заключительных этапах кристаллизации, а пироксен в расплавных включениях эволюционирует исключительно в направлении накопления Al.

Объяснением первого наблюдения служит то, что при понижении температуры расплавные включения претерпевают переуравновешивание с оливином-хозяином. В случае фракционной кристаллизации оливина принципиальный эффект этого процесса заключается в поддержании постоянно более высокой магнезиальности расплава во включении по сравнению с окружающим оливин расплавом (Danyushevsky et al., 2000). Следовательно, при равной степени фракционирования, определяющей степень накопления алюминия в расплаве, ликвидусный пироксен во включении будет иметь такой же или более магнезиальный состав, чем ликвидусный пироксен в окружающем расплаве. Это объясняет более крутой тренд накопления алюминия в пироксене включений (рис. 4б). Свидетельства переуравновешивания включений с оливином приводятся в разделе 7.2.

Простым объяснением реверсивного тренда составов вкрапленников (рис. 4а) служит появление на ликвидусе магм плагиоклаза, кристаллизация которого понижает содержание алюминия в расплаве и, соответственно, в составе ликвидусного пироксена. Среди дочерних фаз расплавных включений плагиоклаз отсутствует, и это опреде-

ляет феномен экстремального накопления алюминия в остаточном расплаве включений (до 24 мас.%, табл. 2) и кристаллизации пироксена и шпинели экзотического высоко-А1 состава. Причины отсутствия плагиоклаза среди дочерних фаз не вполне ясны. В работе (Danyushevsky et al., 2003) показано, что при температурах выше ликвидуса этого минерала стабильной фазой пересыщенных плагиоклазовым компонентом расплавов является шпинель. Остаточные расплавы во включениях имеют низкотемпературную природу и не содержат воды, судя по сумме оксидов в анализах (табл. 2). В "сухой" системе плагиоклаз должен быть их ликвидусной фазой (Danyushevsky et al., 1996). Задержка его кристаллизации может быть связана с прежним присутствием в остаточном расплаве больших (>5 мас. %) количеств воды, которая могла быть потеряна из включений на поздних этапах их эволюции. Альтернативно можно предположить, что высоко-А1 пироксен и шпинель являются хоть и равновесными, но метастабильными фазами во включениях. Их преимущественная по сравнению с плагиоклазом кристаллизация могла определяться кинетическими факторами, затруднявшими нуклеацию плагиоклаза. Вне зависимости от причин отсутствия плагиоклаза среди дочерних фаз включений, принципиальным результатом настоящей работы является установление отличий условий кристаллизации в расплавных включениях и в окружающем оливин расплаве, что объясняет образование экзотических высоко-А1 фаз во включениях без участия специфических высокоглиноземистых магм, как это предполагалось ранее (Della-Pasqua et al., 1995).

7.4. Декрепитация расплавных включений

Декрепитация включений в минералах, или, другими словами, их разгерметизация, является обычным следствием декомпрессии магм и отражает процесс выравнивания давления внутри включения с внешним давлением на минерал-хозяин (Roedder, 1984). Процессы декрепитации и их влияние на состав флюидных включений в кварце детально изучены (например, Roedder, 1984; Audetat, Gunther, 1999; Vityk et al., 2000). Специальных работ, посвященных вопросам декрепитации расплавных включений, за исключением упоминания самого факта (например, Roedder, 1984), нам не известно. В контексте данной работы, не претендующей на всестороннее освещение этой проблемы, мы попытались охарактеризовать принципиальное воздействие декрепитации на состав гомогенизированных включений.

Разгерметизация включений может происходить путем диффузии компонентов из включения, путем образования или реактивации дислокаций в окружающем включение минерале либо

путем хрупких деформаций минерала-хозяина, представляющих различные стадии протекания одного процесса (Vityk et al., 2000). Явным признаком декрепитации, установленным для включений из авачитов, является образование ореола вторичных включений, содержащих помимо газовой фазы также и расплав. Поскольку, декрепитация приводила к снижению давления в расплавном включении, то происходила потеря из включений тех летучих компонентов (H_2O и CO_2), чья растворимость сильно зависит от давления. Крайне низкие содержания воды $H_2O < 0.1$ мас. %, измеренные в расплавных включениях, вероятно, не отвечают ее первичным содержаниям в расплавах. Оценки, сделанные на основе ИК-спектроскопии вкрапленников оливина, указывают на содержания около 0.5 мас. %, что может рассматриваться как минимальная оценка содержаний воды в исходных расплавах авачитов. При изменении внешних условий оливин также может терять значительное количество первичного содержания водорода (Matveev et al., 2004). Тем не менее данные изучения авачитов показывают, что оливин способен более эффективно удерживать H_2O , чем расплавные включения. Исследование оливина методами ИК-спектроскопии способно дать новую объективную информацию о флюидном режиме кристаллизации магм, которая могла быть утеряна из расплавных и флюидных включений.

При декрепитации происходит увеличение объема включения по сравнению с тем объемом, который оно занимало непосредственно после изоляции минералом-хозяином. Включения, претерпевшие подобное изменение, могут быть полностью гомогенизированы (с растворением газового пузырька) лишь при температурах, значительно превышающих температуру их захвата оливинном, либо не могут быть гомогенизированы вообще, поскольку нарушается требование неизменности объема включения после его захвата минералом (Roedder, 1984). Ни одно из включений в оливине авачитов не было полностью гомогенизировано, что является дополнительным свидетельством их частичной разгерметизации и потери летучих компонентов.

Часть изученных включений в оливине демонстрируют значительную степень декрепитации, сопровождающуюся хрупкими деформациями оливина и образованием обширных ореолов вторичных расплавных и флюидных включений (рис. 1е). Подобные включения были исключены из экспериментального исследования. В изученных нами включениях вторичные ореолы сложены мельчайшими включениями, по массе значительно уступающими родительскому включению (рис. 1а–1в). Тем не менее эффект удаления части расплава из включений не может быть полно-

стью исключен, и влияние этого процесса на валовый состав включений должно быть оценено.

Анализ возможных сценариев декрепитации показывает, что ее воздействие на валовый силикатный состав включений весьма различно и контролируется главным образом наличием и составом кристаллических дочерних фаз во включениях. В случае если декрепитация происходит в поле устойчивости оливина, как единственной фазы, равновесной с расплавом, то она приведет к потере летучих компонентов, однако состав остаточного расплава во включении останется неизменным. Исходный состав таких включений может быть реконструирован методами математического моделирования процессов кристаллизации оливина (например, Danyushevsky et al., 2003). Если включение было в значительной степени раскристаллизовано, его декрепитация приведет к смещению валового состава в сторону обогащения компонентами, входящими в дочерние кристаллические фазы. Реальность протекания такого процесса наглядно демонстрируется на рис. 1е, где показано включение, в котором пропорции пироксена и флюида аномально велики относительно количества стекла. Восстановление первоначального состава таких включений методами моделирования невозможно.

Как показано в разделе 5.1, частично гомогенизированные включения демонстрируют сильную отрицательную корреляцию содержаний кальция и кремния (рис. 6), которая в принципе отвечает тренду плавления дочернего пироксена во включениях. В этой связи ключевым является вопрос, может ли процесс декрепитации объяснить различие валовых составов включений и состава пород. На рис. 12 составы дочерних фаз расплавных включений и частично гомогенизированных включений показаны в проекции из вершины оливина нормативного базальтового тетраэдра (Falloon, Green, 1987). Выбор этой проекции удобен в контексте обсуждаемой проблемы, поскольку снимает влияние количества сплавленного в эксперименте оливина со стенок включения и переуравновешивания включений с оливином (см. раздел 7.2) на измеренный состав включений. В указанной проекции составы гомогенизированных включений располагаются между составами дочернего пироксена и остаточных стекол. Учитывая, что эти фазы наряду с оливином являются главными в раскристаллизованных включениях, полученный результат подтверждает лишь факт эффективной гомогенизации включений в эксперименте.

Наиболее важное наблюдение из рис. 12 заключается в том, что практически все включения имеют SiO_2 -недосыщенный состав и содержат нормативный нефелин. Потенциальный родоначальный расплав авачитов AV-91 (табл. 1), напро-

тив, имеет гиперстеннормативный состав и располагается вне поля расплавных включений и их дочерних фаз. Из простых геометрических построений на рис. 12 ясно, что кристаллизация или избыточное плавление дочерних фаз во включениях не могут привести к образованию недосыщенных кремнеземом расплавов из состава AV-91 или состава пород. Следовательно, процессы декрепитации не могут объяснить своеобразие состава расплавных включений, который был изначально отличен от составов пород.

С другой стороны, сам факт возможного влияния декрепитации на состав силикатной составляющей включений не может быть отвергнут на основе данных рис. 12. Валовый состав включений, содержащих вследствие декрепитации аномально высокую пропорцию дочернего пироксена, должен располагаться в том же поле, что и первичные включения, будучи смещенным в направлении вершины D_i . Локальные вариации содержания CaO , наблюдаемые для включений в одном зерне оливина (например, включения в зерне № 4, табл. 3), могут быть, вероятно, объяснены процессами декрепитации, однако общая систематика составов включений в разных зернах оливина должна определяться другими процессами.

7.5. Исходные расплавы авачитов

Состав расплавных включений из авачитов претерпевал ряд изменений после их захвата вследствие процессов переуравновешивания с оливином-хозяином, кристаллизации и декрепитации. Влияние этих процессов на состав включений было учтено, и полученные результаты свидетельствуют о том, что оливин авачитов кристаллизовался из разнообразных по составу расплавов, большинство из которых не имеют аналогов среди пород Авачинского вулкана (рис. 5, 13).

Состав исходного расплава авачитов, полученный усреднением составов расплавных включений в наиболее магнезиальных оливинах ($F_o > 90$ мол. %), показан в табл. 1 (состав AV-I). По сравнению с оценками, сделанными на основе составов пород (AV-91 и AV-94, Портнягин и др., 2005), примитивные расплавные включения характеризуются более высокими содержаниями CaO , Al_2O_3 , Na_2O , низкими содержаниями SiO_2 , MgO и имеют нефелиннормативный состав. Как отмечалось в разделе 7.4, подобные различия не могут быть объяснены процессами кристаллизации оливина и/или клинопироксена и свидетельствуют о более сложном пути эволюции авачитовых магм, чем это следует из анализа составов пород и минералов авачитов (Портнягин и др., 2005).

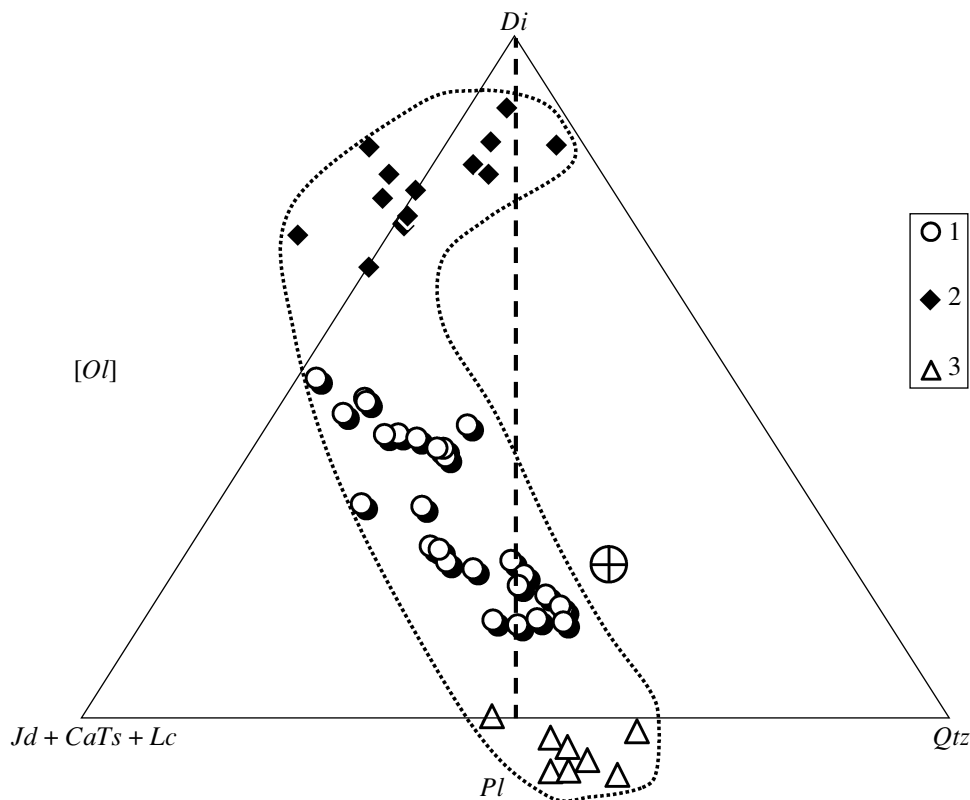


Рис. 12. Составы частично гомогенизированных расплавных включений и дочерних фаз в проекции нормативного оливина [Ol] – кварц [Qtz] – диопсид [Di] – жадеит + кальциевый чермакит + лейцит [Jd + CaTs + Lc] базальтового тетраэдра из вершины Ol (Falloon, Green, 1987).

1 – гомогенизированные включения, 2 – дочерние клинопироксены во включениях; 3 – остаточные стекла во включениях, AV – родоначальные расплавы авачитов AV-91 и AV-94, рассчитанные из составов пород (Портнягин и др., 2005). Отклонения проекций нормативных составов за пределы тетраэдра обусловлены недоучетом присутствия в нормативных составах ларнита (отрицательные значения содержаний Qtz) и корунда (отрицательные значения содержаний Di).

Интересным наблюдением из анализа различных нормативных составов родоначальных магм авачитов в проекциях базальтового тетраэдра (рис. 13) является то, что разница между этими составами обусловлена резким обеднением расплава AV-I компонентами, входящими в состав ортопироксена. Другими словами, гипотетически возможные процессы растворения ортопироксена в расплаве AV-I могут приводить к образованию расплава AV-94, или, напротив, кристаллизация ортопироксена из расплава AV-94 может объяснить происхождение расплава AV-I. Однако как модальная фаза магнезиальный ортопироксен не был установлен ни во вкрапленниках авачитов, ни в виде твердофазных включений в оливине (Портнягин и др., 2005). Генетическое значение и влияние “ортопироксенового контроля” на состав потенциальных родоначальных расплавов авачитов предстоит выяснить в будущих исследованиях.

Независимым свидетельством кристаллизации оливина авачитов из низкокремнистых магм яв-

ляется положение полос поглощения ОН-группы на его ИК-спектрах, характерное для оливина, образованного в условиях низкой $a\text{SiO}_2$ в расплаве, и отличающееся от положения этих полос для оливина, равновесного с ортопироксеном (Matveev et al., 2001). В работе (Портнягин и др., 2005) отмечалось, что магнезиальные базальты Авачинского вулкана были, возможно, образованы с участием магм анкарамитового состава. Включения в оливине авачитов вполне могут представлять эти примитивные анкарамитовые расплавы. Тем не менее среди пород Авачинского вулкана и Камчатки в целом нет ни одной, которая бы соответствовала составам высококальциевых расплавных включений. Этот факт поднимает два принципиальных и взаимосвязанных вопроса: (1) о происхождении анкарамитовых магм и их значении в процессах островодужного петрогенезиса и (2) о генетической связи недосыщенных кремнеземом анкарамитовых магм с базальтами и андезитами типичного кварц- и гиперстен-нормативного состава.

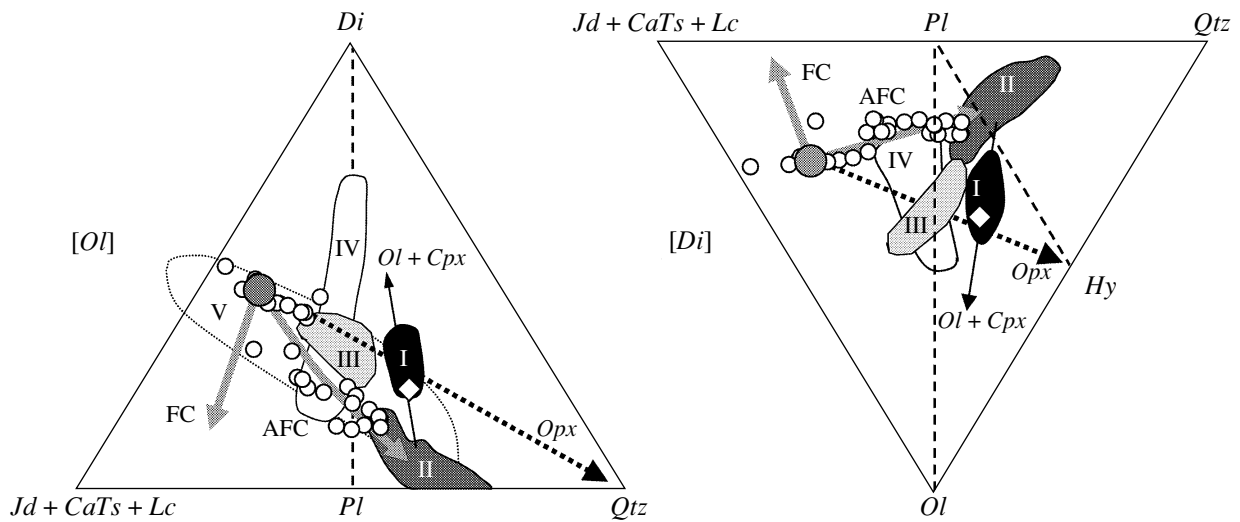


Рис. 13. Составы расплавных включений в оливине авачитов, пересчитанные на равновесие с минералом-хозяином и показанные в проекции нормативного оливин [Ol] – кварц [Qtz] – диопсид [Di] – жадеит + кальциевый чермакит + лейцит [Jd + CaTs + Lc] базальтового тетраэдра из вершины Ol (слева) и Di (справа) (Falloon, Green, 1987).

Полями показаны: I – авачиты; II – лавы Авачинского вулкана (Castellana, 1998); III – островодужные анкарариты (Green et al., 2004); IV – составы расплавов – продуктов частичного плавления клинопироксенитов при давлениях 1–2 ГПа (Kogiso, Hirschmann, 2001); V – частичные расплавы из перидотитов при $CO_2/H_2O > 0.4$ во флюидной фазе (Mysen, Boettcher, 1975). Увеличенным кружком показан средний состав включений в наиболее магнезиальных оливинах ($Fo > 90$ мол. %). Ромбом показан состав первичного расплава авачитов AV-94, оцененный из составов пород (Портнягин и др., 2005). Стрелками показаны направления эволюции расплавов при котектической кристаллизации оливина и пироксена (FC) и предполагаемый тренд кристаллизации, сопровождающейся ассимиляцией вмещающих пород (AFC). Стрелка с индексом (Ol + Cpx) показывает направление смещения составов пород при процессах кумуляции оливина и пироксена, что объясняет валовый состав авачитов. Пунктирная стрелка с индексом (Opx) показывает линию ортопироксенового контроля над составами родоначальных расплавов авачитов (объяснение см. в разделе 7.5).

Обнаруженные в этой работе высококальциевые расплавы являются не первой находкой таких составов в виде включений в оливине островодужных лав. Подобные расплавы были ранее описаны в Индонезии (Sisson, Bronto, 1998), на Вануату (Della Pasqua, Varne, 1997), на Филиппинах (Schiano et al., 2000), в Центральной Америке (Walker et al., 2003), в Италии (Gioncada et al., 1998), а также представляют значительную популяцию включений в оливинах вулкана Ключевской (Mironov et al., 2003). Во всех перечисленных случаях оливин-хозяин высококальциевых включений характеризуется высокомагнезиальным составом (Fo_{85-94}). Включения в более железистых оливинах, как правило, близки по составу к породам из соответствующих районов (Schiano et al., 2000; Миронов и др., 2001). Включения в оливине авачитов не являются исключением из этой закономерности (рис. 5).

В работе (Schiano et al., 2000) было сделано предположение, что происхождение нефелин-нормативных высококальциевых расплавов в островных дугах связано с частичным плавлением кумулятивных клинопироксенитов в нижних частях коры или в верхней мантии. Последующие экспериментальные исследования не подтвердили возможности образования резко недосыщенных SiO_2 расплавов в результате этого процесса

(Kogiso, Hirschmann, 2001) (рис. 13). Эксперименты проводились в “сухих” условиях, и не исключено, что повышенные содержания летучих компонентов (H_2O, CO_2) могут обеспечить лучшее соответствие с природными данными. Однако это должно быть подтверждено экспериментально. Отметим также, что при 20–40% частичного плавления клинопироксенитов ликвидусный оливин в большинстве экспериментов (Kogiso, Hirschmann, 2001) имел более железистый состав (Fo_{77-87}), чем оливин авачитов и других примитивных островодужных пород. Высокомагнезиальный оливин (Fo_{88-91}) был получен лишь при степенях плавления более 60% и температурах более $1400^\circ C$. По составу эти высокотемпературные расплавы приближаются к исходному клинопироксениту и резко отличаются от высококальциевых расплавных включений пониженными содержаниями глинозема и щелочей.

В работах (Danyushevsky et al., 2003; Danyushevsky, Leslie, 2003) высказано предположение, что оливин может преимущественно захватывать включения экзотического (в том числе и высококальциевого) состава вследствие быстрого роста в краевых частях магматических тел, где вероятны процессы ассимиляции вмещающих пород. По причине селективного захвата включения могут быть непредставительны для характеристики со-

става больших объемов магм. Критически подходу к этой оригинальной идее, отметим, что ассимиляция вмещающих пород является энергоемким процессом (например, Bohrsen, Spera, 2001). Поэтому при процессах ассимиляции следует ожидать быстрый рост минералов не только на фронте ассимиляции, но и на удалении от него. Захваченные в минералы включения должны иметь самый разнообразный состав, в том числе непременно и немодифицированный примесью ассимилянта. В действительности наблюдаются исключительно высококальциевые составы для включений в высокомагнезиальных оливинах, а свидетельств существования примитивных расплавов другого, близкого к породам состава не обнаружено.

Отметим также, что ассимиляция корового материала должна быть, вероятно, фактором, модифицирующим состав примитивных магм, не зависящим от процессов мантийного магмогенеза и особенностей исходного состава расплавов. Наши данные по составу расплавных включений из лав наиболее северного четвертичного вулкана Камчатки, Начикинского, сформировавшегося на коре типичных для Камчатки мощности и состава, показывают, что примитивные расплавы этого вулкана имели нефелин- и гиперстеннормативный низкокальциевый ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.53\text{--}0.72$) состав и были образованы в результате декомпрессионного плавления мантии без участия субдуцированного материала (Portnyagin et al., 2003). Находки расплавных включений анкарармитового состава имеют систематический характер только для вулканов, происхождение магм которых связано с процессами активной субдукции, например, для вулканов Авачинский и Ключевской на Камчатке. Основываясь на этих наблюдениях, мы предполагаем, что присутствие высококальциевых расплавов, более вероятно, отражает особенности магмообразования в мантийном клине над зонами субдукции и не связано с коровой ассимиляцией.

Идея об образовании нефелиннормативных анкарармитовых расплавов при частичном плавлении мантийного клина над зонами субдукции высказывалась в работе (Della-Pasqua, Varne, 1997). Предполагается, что высокие и умеренные содержания CO_2 и отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во флюиде способны сместить состав частичных выплавов в область обогащенных клинопироксеновым компонентом расплавов по сравнению с продуктами плавления "сухих" и богатых H_2O перидотитов (Brey, Green, 1975; Mysen, Boettcher, 1975). Расплавы, полученные экспериментально при давлениях 2.5–3.5 ГПа в условиях стабильности граната, характеризуются низкоглиноземистым мелилититовым составом ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.9\text{--}2.2$) (Brey, Green, 1975; Hirose, 1997) и значительно отличаются от примитивных анкарармитовых расплавов

островных дуг (Schiano et al., 2000) и авачитовых расплавов, полученных в настоящей работе. Эксперименты (Mysen, Boettcher, 1975), проведенные при давлениях 0.75–2.2 ГПа, показали отчетливое смещение мантийных расплавов в область составов нефелиннормативных анкарармитовых магм при увеличении отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во флюиде. Для стекол, полученных при 1.0 и 2.0 ГПа и $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} = 0.5$, наблюдается близкое соответствие составов с первичным расплавом AV-I. Однако плохая закалка экспериментальных стекол в работе (Mysen, Boettcher, 1975) не позволяет с уверенностью проводить такое сравнение. Новые экспериментальные данные (Green et al., 2004; Schmidt et al., 2004) по плавлению деплетированного лерцолита при варьирующих отношениях $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ и давлениях 1.5–2.0 ГПа показали, что расплавы характеризуются высококальциевыми составами, однако все являются гиперстеннормативными. Один из выводов работы (Schmidt et al., 2004) заключается в том, что нефелиннормативные анкарармиты едва ли могут быть получены, если в источнике магм присутствует ортопироксен. Очевидно, что этот вывод не подтверждает более ранних экспериментальных данных (Mysen, Boettcher, 1975).

Таким образом, малое число экспериментальных данных по плавлению литологически различных пород верхней мантии (клинопироксенитов, верлитов, перидотитов) в условиях варьирующих отношений $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во флюиде не позволяет в настоящее время с уверенностью оценить возможные условия образования примитивных расплавов авачитов. Наиболее вероятно, что эти расплавы образовывались при плавлении высокомагнезиального перидотитового источника, имевшего в рестите оливин с магнезиальностью 90–91 мол. %, при высоком парциальном давлении CO_2 , что приводило к увеличению пропорции клинопироксена за счет ортопироксена в равновесном с перидотитом расплаве.

Возможным источником примитивных расплавов авачитов мог быть мантийный перидотит, интенсивно метасоматизированный карбонатитовым компонентом (Green et al., 2004). Породы субдуцируемой океанической плиты богаты карбонатным материалом (Alt, Teagle, 1999). При декарбонатизации субдуцированной плиты возможно образование карбонатитовых расплавов и их последующая миграция в вышележащие породы мантийного клина (Kerrick, Connolly, 2001). Реакция недосыщенных кремнеземом карбонатитовых расплавов с перидотитом будет приводить к метасоматическому обогащению перидотитов и / или амфибола взамен ортопироксена. При значительном прохождении этой реакции перидотит может быть модифицирован в верлит. Последующее вовлечение гетерогенно метасоматизирован-

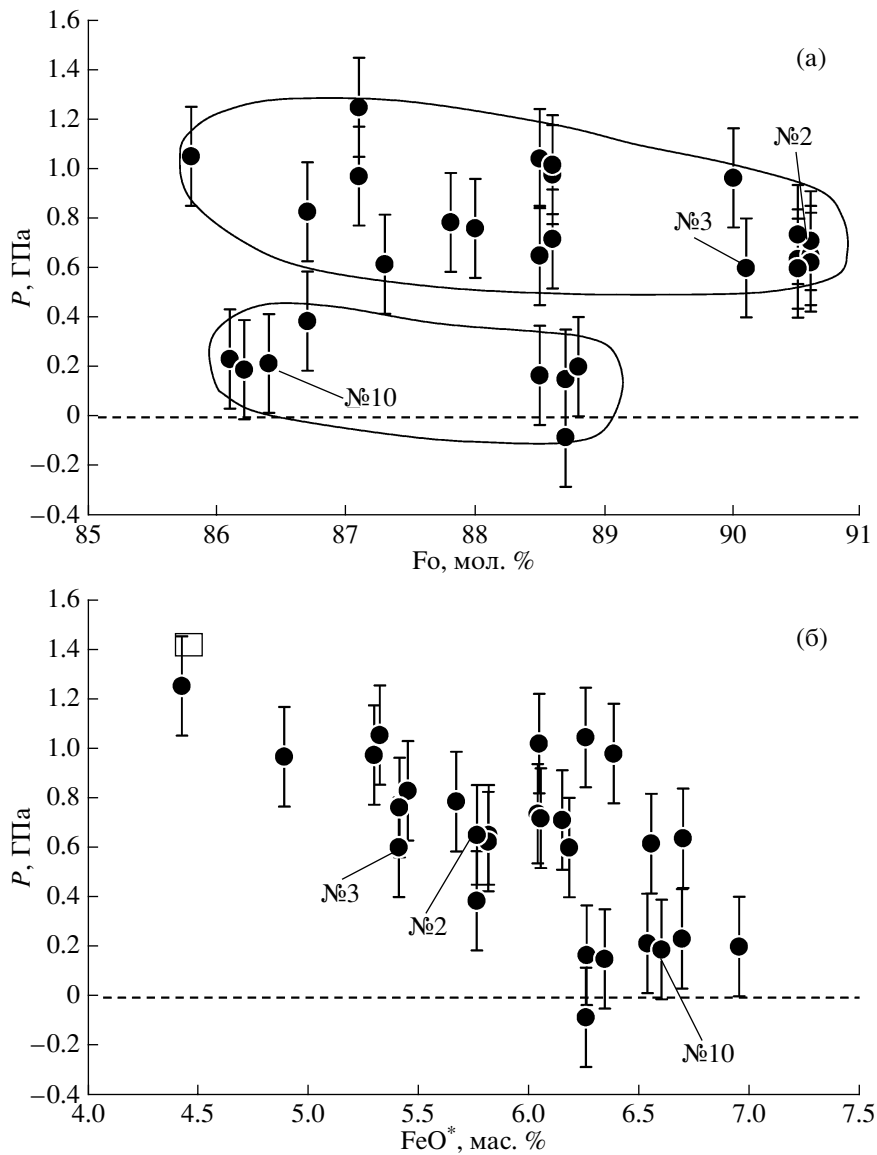


Рис. 14. Зависимость давления равновесия расплавов во включениях с оливин-пироксеновой ассоциацией вкрапленников от состава оливина-хозяина (а) и измеренного содержания FeO в расплавах (б). Номерами отмечены включения с детально реконструированной историей остывания.

ных перидотитов в процессы частичного плавления может объяснить появление геохимически разнообразных расплавов, и в том числе нефелиннормативных анкармитовых магм.

Наряду с существованием ярко выраженного отличия примитивных расплавов авачитов от составов пород по главным компонентам следует отметить, что расплавы демонстрируют также значительные вариации содержаний несовместимых с оливином или пироксеном микроэлементов (рис. 6, 9). Образование расплавов, в различной степени обогащенных несовместимыми микроэлементами, также может быть объяснено плавлением гетерогенно метасоматизированного пе-

ридотита наряду с возможными вариациями степени его частичного плавления. Детальное обсуждение геохимических вариаций первичных магм авачитов в отношении несовместимых элементов будет представлено в последующих работах.

7.6. Эволюция первичных расплавов и происхождение авачитов

Главными ликвидусными фазами родоначальных расплавов авачитов были оливин и клинопироксен. Если, как обсуждалось выше, эти расплавы характеризовались резко недосыщенным SiO₂ составом, то кристаллизация оливина и клинопи-

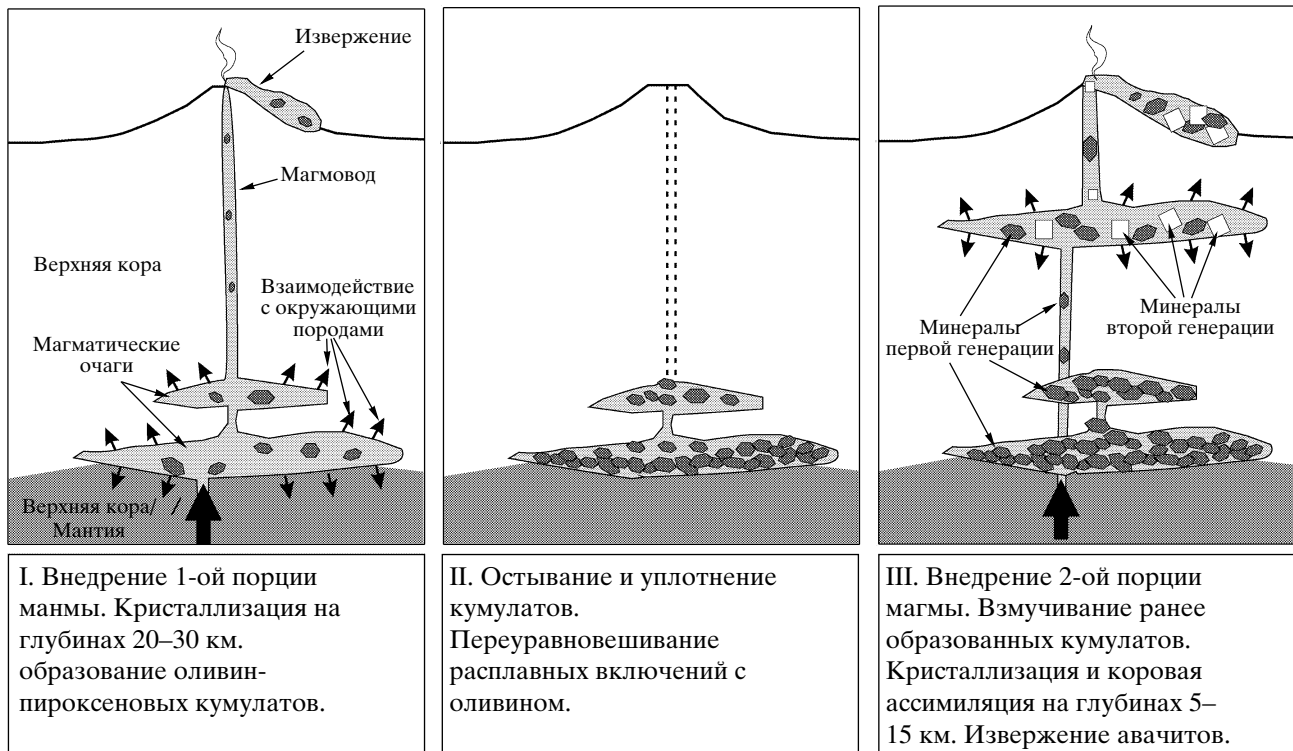


Рис. 15. Схематическая модель образования авачитов в результате многоэтапной дифференциации родоначальных магм в коровых условиях.

роксена не способна привести дифференциаты в область гиперстен- и кварцнормативных составов и объяснить происхождение типичных лав Авачинского вулкана (рис. 13). Кристаллизация значительных количеств шпинели и магнетита наряду с силикатными минералами вызывает повышение SiO_2 в расплаве, но в этом случае можно ожидать существенное понижение содержания FeO и TiO_2 в относительно слабо дифференцированных расплавах, что не соответствует действительности (рис. 5). Магнетит является главной ликвидусной фазой андезитов Авачинского вулкана, но не характерен для базальтов (см. рис. 3 в работе (Портнягин и др., 2005)). Альтернативным предположением может быть значительная ассимиляция магмами корового материала, что способно объяснить как общую тенденцию фракционирования магм в область кварцнормативных составов (рис. 13), так и значительные и несистематические вариации SiO_2 в расплавных включениях, захваченных оливином близкой магнетиальности (рис. 5). В случае если гипотеза ассимиляции корового вещества при фракционировании первичных магм авачитов верна, этот процесс должен иметь гораздо более широкую распространенность при фракционировании базальтовых магм островных дуг, чем это предполагалось до сих пор. Однако проверка этой гипотезы требует более детального изучения вариаций содержаний

микроэлементов и изотопных отношений в расплавах и минералах.

Оцененные температура и давление кристаллизации расплавов приведены в табл. 6. В работе (Портнягин и др., 2005) было высказано предположение о декомпрессионном пути кристаллизации исходных расплавов авачитов. Данные, полученные с использованием составов расплавных включений, подтверждают это предположение лишь частично. Кристаллизация магм происходила в полибарических условиях (0–1.2 ГПа), однако между оцененными давлениями равновесия расплавов с оливином и клинопироксеном и составом оливина-хозяина расплавных включений, отражающим степень фракционирования расплавов, корреляционная зависимость отсутствует (рис. 14). Хотя число проанализированных включений невелико, представленные данные, скорее, свидетельствуют о многоуровневом полибарическом фракционировании различных порций исходных магм. Условно можно выделить 2 группы расплавов, кристаллизовавшихся соответственно при давлениях более 0.5 ГПа и в приповерхностных условиях при давлениях менее 0.5 ГПа. Интересно отметить значимую корреляцию между оцененными давлениями равновесия исходных расплавов и измеренным в гомогенизированных включениях содержанием FeO^* , которое, как показано в разделе 7.2, отражает степень переурав-

новешивания включений с оливином и является функцией абсолютного времени нахождения вкрапленников в остывающей магме (рис. 14). Оливины, кристаллизовавшиеся на больших глубинах, находились в магме, как минимум, на порядок дольше (например, зерна № 2 и № 3, см. раздел 7.2), чем оливины, кристаллизовавшиеся из другой порции магмы в приповерхностных условиях непосредственно перед извержением (например, зерно № 10, см. раздел 7.2).

Сделанные наблюдения могут быть объяснены в рамках принципиальной модели образования авачитов (рис. 15). Предполагается, что на первом этапе происходило внедрение в низы коры под Авачинским вулканом порции (или нескольких порций) магмы высококальциевого состава и ее кристаллизация на глубинах 20–30 км, сопровождавшаяся коровой ассимиляцией и образованием оливин-пироксеновых кумулатов. На втором этапе поступление новых порций магмы временно прекратилось. Ранее образованные кумулаты остывали, происходило их уплотнение и кристаллизация межзернового расплава. Остывание кумулатов сопровождалось переуравновешиванием расплавных включений в оливине. На третьем этапе произошло внедрение новой порции магмы, которая взаимодействовала на пути к поверхности с ранними кумулатами и выносила кристаллы оливина и пироксена в верхние горизонты питающей системы вулкана. Вероятно, именно с этим этапом связаны хрупкие деформации и дробление кристаллов, образование кристаллов со сложной и обратной зональностью, захват ксенолитов вмещающих пород, наблюдаемые в авачитах (Портнягин и др., 2005). Кристаллизация магмы, сопровождавшаяся ассимиляцией вмещающих пород, происходила в малоглубинном очаге или в магмоводе на пути к поверхности. Извержение гибридных магм, содержащих фрагменты древних кумулатов и минералы, кристаллизовавшиеся из самой транспортирующей магмы, привело к образованию авачитов.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе детального изучения расплавных включений в оливине вкрапленников сделаны следующие выводы о происхождении авачитов, уникальных высокомагнезиальных пород Восточной Камчатки.

(1) В отличие от составов пород родоначальные расплавы авачитов имели резко недосыщенный кремнеземом высококальциевый состав, близкий к нефелиннормативным анкарамитам. Предполагается, что образование первичных анкарамитовых магм происходило при частичном плавлении перидотитового источника, метасоматизированного карбонатитовым компонентом, свя-

занным своим происхождением с процессами субдукции океанической литосферы под Камчатку.

(2) Кристаллизация расплавов происходила в разноглубинных магматических очагах и сопровождалась ассимиляцией вмещающих коровых пород. Выявлено два этапа формирования ассоциации минералов-вкрапленников авачитов, в течение которых происходило образование ранних оливин-пироксеновых кумулатов и их последующая мобилизация и транспорт к поверхности в составе новой порции магмы. Авачиты представляют собой гибридные кумулятивные породы, образованные в долгоживущей открытой магматической системе.

(3) Многочисленные находки анкарамитовых расплавов в виде включений в магнезиальном оливине на Камчатке и других активных континентальных окраинах показывают, что анкарамитовые магмы могут быть широкораспространенным типом первичных островодужных магм. Для объяснения генетической связи анкарамитов с породами типичного дифференцированного и насыщенного кремнеземом состава предполагается значительная ассимиляция вмещающих пород при дифференциации первичных мантийных расплавов.

Петрологические выводы работы основаны на детальном анализе процессов, способных изменить первичный состав расплавных включений после их захвата минералом-хозяином. Продемонстрировано отличие путей кристаллизации в расплавных включениях и в окружающей минерал магме и проведен анализ возможных причин этого явления. Охарактеризованы возможные следствия декрепитации расплавных включений в оливине. Описана методика восстановления истории остывания вкрапленников оливина с расплавными включениями и возможное применение полученной информации для решения петрологических задач. Результаты этой работы являются новым вкладом в развитие методики изучения расплавных включений – уникального метода восстановления петрологической информации, стертой из валовых составов изверженных пород.

Благодарности. Авторы признательны А.Б. Осипенко (Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского) за предоставленные образцы авачитов; Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН), Н.Н. Коротяевой (МГУ), А. Кронцу (Геохимический институт, Гёттинген) и М. Тёнеру (IfM-GEOMAR) за помощь в проведении микронзондовых исследований; С.Г. Симакину и Е. Потопову (ИМиИ РАН) за проведение ионно-зондовых анализов; Г. Вёрнеру (Геохимический институт, Гёттинген) за предоставленную возможность работы в Геохимическом институте Гёттингена; Л.В. Данюшевскому (Tasmania University, Australia) за возможность использования и помощь в ос-

воени программы "Петролог-2.0" и "Fe-loss"; В.Б. Наумову (ГЕОХИ РАН) за помощь при проведении криометрических экспериментов и плодотворную дискуссию; А.В. Гирнису (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания на раннюю версию статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 03-05-64629) и гранта КОМЕХ-2 Министерства Науки и Развития Германии (ВМВФ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев В.В., Шнырев Г.Д. Гранат в расплавных включениях из оливина *Ol-An* сегрегаций (вулкан Ксудач, Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 402–406.
- Гуренко А.А., Соболев А.В., Поляков А.И., Кононкова Н.Н. Первичный расплав рифтогенных толеитов Исландии: состав и условия кристаллизации // Докл. РАН. 1988. Т. 301. № 1. С. 179–184.
- Кутыев Ф.Ш., Иванов Б.В., Овсянников А.А. и др. Экзотические лавы Авачинского вулкана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 5. С. 1240–1243.
- Миронов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубунная С.А. Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов // Петрология. 2001. Т. 9. № 1. С. 51–69.
- Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В. и др. Петрология "авачитов" – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005 (в печати).
- Соболев А.В. Включения в минералах как источник принципиальной геохимической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Толстых М.Л., Бабанский А.Д., Наумов В.Б. и др. Химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты расплавных включений в минералах андезитов вулкана Авачинский, Камчатка // Геохимия. 2002. № 11. С. 1229–1237.
- Alt J.C., Teagle D.H. The uptake of carbon during alteration of ocean crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. № 10. P. 1527–1535.
- Audetat A., Gunther D. Mobility and H₂O loss from fluid inclusions in natural quartz crystals // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 137. P. 1–14.
- Bohrson W.A., Spera F.J. Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation–fractional crystallization (EC–AFC) model to magmatic systems // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 1019–1040.
- Brey G., Green D.H. The role of CO₂ in the genesis of olivine melilite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1975. V. 49. P. 93–103.
- Castellana B. Geology, chemostratigraphy, and petrogenesis of the Avachinskiy volcano, Kamchatka, Russia: PhD thesis. University of California. Los Angeles. 1998 (Uni Number 9818050). 234 p.
- Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // *Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 57. P. 185–204.
- Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 138. P. 68–83.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chemical Geology*. 2002a. V. 183. P. 5–24.
- Danyushevsky L.V., Sokolov S., Falloon T. Melt inclusions in phenocrysts: Using Diffusive re-equilibration to determine the cooling history of a crystal, with implications for the origin of olivine-phyric volcanic rocks // *Journal of Petrology*. 2002b. V. 43. P. 1651–1671.
- Danyushevsky L.V., Perfit M.R., Eggins S.M., Falloon T.J. Crustal origin for coupled 'ultra-depleted' and 'plagioclase' signatures in MORB olivine-hosted melt inclusions: evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 144. P. 619–637.
- Danyushevsky L.V., Leslie R.A. Do melt inclusion compositions always reflect the compositions of large-volume melts in the magmatic system? // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. № 03156.
- Della-Pasqua F.N., Kamenetsky V.S., Gasparon M. et al. Al-spinels in primitive arc volcanics // *Mineralogy and Petrology*. 1995. V. 53. P. 1–26.
- Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt–inclusion approach // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 291–312.
- EarthRef (Earth Reference Data and Models) // Website <http://www.earthref.org/> 2004 (accessed).
- Falloon T.J., Green D.H. Anhydrous partial melting of MORB pyroxene and other peridotite compositions at 10 kbar: Implication for the origin of primitive MORB glasses // *Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 37. P. 181–219.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 257–283.
- Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine–liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal / liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24. P. 256–265.
- Frezza M.-L. Silicate–melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // *Lithos*. 2001. V. 55. P. 273–299.
- Gaetani G.A., Watson E.B. Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 183. P. 27–41.
- Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
- Gioncada A., Clocciatti R., Sbrana A. et al. A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system // *Bulletin of Volcanology*. 1998. V. 60. P. 286–306.

- Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O.* Island-arc Ankararamites: Primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. P. 391–403.
- Hirose K.* Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation // *Geophysical Research Letters*. 1997. V. 24. Iss. 22. P. 2837–2840.
- Hofmann A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 90. P. 297–314.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter*. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Kerrick D.M., Connolly J.A.D.* Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189. P. 19–29.
- Kuzmin D., Sobolev A.* Boundary layer effect on the composition of melt inclusions in olivine // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. № 05665.
- Kogiso T., Hirschmann M.M.* Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 142. P. 347–360.
- Libourel G.* Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 136. P. 63–80.
- Matveev S., O'Neill H.S.C., Ballhaus C. et al.* Effect of silica activity on OH-IR spectra of olivine: Implications for low-aSiO₂ mantle metasomatism // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 721–729.
- Matveev S., Portnyagin M.V., Ballhaus C. et al.* FT-IR spectrum of magmatic olivine as indicator of silica saturation for parental magmas // *Journal of Petrology*. 2004 (in review).
- Metrich N., Clocchiatti R.* Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P. 4151–4160.
- Mironov N., Portnyagin M., Pletchov P.* The origin and composition of primitive melts of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka – insight from melt inclusions study // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. № 01966.
- Mosbah M., Metrich N., Massiot P.* PIGME fluorine determination using a nuclear microprobe with application to glass inclusions // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 1991. V. B58. P. 227–231.
- Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen // *Journal of Petrology*. 1975. V. 16. P. 520–548.
- O'Hara M.J., Herzberg C.* Interpretation of trace element and isotope features of basalts: Relevance of field relations, petrology, major element data, phase equilibria, and magma chamber modeling in basalt petrogenesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 2167–2191.
- Portnyagin M., Hoernle K.* Reconstruction of the cooling history and initial FeO of melt inclusions from alkaline basalts of Nachikinsky volcano (North Kamchatka) // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. № 05821.
- Portnyagin M.V., Hoernle K., Avdeiko G.P.* Evidence for decompressional melting of garnet peridotite at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. Iss. 18. Suppl. 1. P. A381.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R. et al.* Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 123. P. 92–108.
- Qin Z., Lu F., Anderson Jr. A.T.* Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions // *American Mineralogist*. 1992. V. 77. P. 565–576.
- Roedder E.* Fluid inclusions. Michigan: Book Crafters Inc. Mineral. Soc. Amer. 1984. 644 p.
- Schiano P., Eiler J.M., Hutcheon I.D., Stolper E.M.* Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 1. Paper № 1999GC000032.
- Schmidt M.W., Green D.H., Hibberson W.O.* Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle: an experimental study on the origin of ankaramites // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. № 3. P. 531–554.
- Sisson T.W., Bronto S.* Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia // *Nature*. 1998. V. 391. P. 883–886.
- Sobolev A.V., Sobolev N.V., Smith C.B., Dubessy J.* Fluid and melt compositions in lamproites and kimberlites based on the study of inclusions in olivine // Ed. Ross J. 4th International Kimberlite Conference, Volume Kimberlites and Related Rocks. V. 1. Their composition, occurrence, origin and emplacement. GSA Special Publication № 14. Perth, Blackwell Sci. Publ. 1989. P. 220–240.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V., Barsukov V.L. et al.* The formation conditions of high magnesium olivines from the monomineral fraction of Luna-24 regolith // 11th Lunar and Planetary Science Conference. 1980. P. 105–116.
- Tait S.* Selective preservation of melt inclusion in igneous phenocrysts // *American Mineralogist*. 1992. V. 77. P. 146–155.
- Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H., Kushiro I.* Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones // *Journal of Geophysical Research*. 1983. V. 88. P. 5815–5825.
- Vityk M.O., Badnar R.J., Doukhan J.-C.* Synthetic fluid inclusions. XV. TEM investigation of plastic flow associated with reequilibration of fluid inclusions in natural quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. P. 285–297.
- Walker J.A., Roggensack K., Patino L.C. et al.* The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2003. V. 146. P. 62–77.
- Wallace P., Carmichael I.S.E.* Sulfur in basaltic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. P. 1863–1874.