

Актуальные проблемы

551.21:[549.383+552.38](571.66-11)

ТЕРМОБАРОФИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ АЛМАЗОНОСНОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

© 2009 В.А. Селиверстов

*Музей земледования МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119899;
e-mail: vasiliverstov@gmail.com*

В статье приводится краткое описание геологических особенностей алмазоносного щелочно-ультраосновного вулканического комплекса Восточной Камчатки, представленного меймечитами, лампроитоидами и нефелинитами. Ультраосновные породы комплекса содержат ряд ксеногенных термобарофильных минералов: оливин ($Fo_{92.47-93.51}$), Сг-диопсид, гранаты (лиловый, красный, розовый и оранжевый пиропы), Сг-шпинелиды и Ti-Сг-шпинелиды, пикроильменит, ильменит, Сг-ульвошпинель, магнезиоферрит, Ti-магнезиоферрит, флогопит и Ва-флогопит, Ва-ортоклаз, муассанит (политип бН), корунд, рубин и Сг-рубин (Cr_2O_3 до 45 мас. %), циркон, «экзотические» стекла; состав последних отвечает составам ортопироксена, клинопироксена и граната гроссуляр-альмандинового ряда. Перечисленные минералы принадлежат нескольким парагенезисам, включая алмазоносные: гранатовым пироксенитам, лерцолитам и верлитам, ильменитовым и шпинелевым перидотитам, альпинотипным гипербазитам и др. Происхождение меймечитов и лампроитоидов определяется сочетанием следующих процессов: 1 – малообъемным селективным плавлением примитивной мантии и реакциями между расплавом и пиролитом с потерей когерентных элементов в результате мантийного метасоматоза; 2 – импактным дроблением и выносом фрагментированных мантийных ультраосновных пород и диспергированного расплава в верхние слои литосферы; 3 – выбросом туфов на дно мелового моря, их декомпрессионным плавлением в промежуточных очагах и последующей дифференциацией новообразованных ультраосновных магм в питающих системах палеовулканов. Формирование щелочно-ультраосновного комплекса, происходившее на мощной и дифференцированной коре, завершилось выбросом туфов лампроитоидов и излиянием лав нефелиновых базальтов.

Ключевые слова: щелочно-ультраосновной вулканический комплекс, Восточная Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Еще несколько десятилетий тому назад сама мысль о природных ультраосновных расплавах для большинства петрологов казалась настолько абсурдной, что под сомнение ставился вулканический генезис даже заведомо эффузивных проявлений меймечитов на Сибирской платформе (Васильев, Золотухин, 1975). Переворот в сознании петрологов произошел в конце шестидесятых годов прошлого века после публикации материалов по африканским коматиитам (Viljoen, Viljoen, 1969). Практически

одновременно вулканические ультрамафиты были обнаружены и на Камчатке, в Валагинском хребте (Seliverstov, Tsikunov, 1969), затем в других районах полуострова, в частности, в хребте Тумрок (Марковский, Ротман, 1971; Зинкевич и др., 1989), и в Корякском нагорье (Магматические..., 1988).

Наибольший интерес представляет комплекс ультраосновных, щелочных ультраосновных и основных вулканитов (меймечит - лампроитоид - нефелинит), развитый на востоке Камчатки в северной части Валагинского хребта. Необходимость детальных исследований комплекса определилась после находки мелкого

зерна алмаза в одной штуфной пробе из меймечитовой дайки, отобранной автором совместно с А.В. Колосковым и Ф.Ш. Кутыевым в басс. руч. Озерного в 1971 г. (анализ производился в лаборатории ЦНИГРИ, аналитик Ф.В. Каминский; Seliverstov, Kaminsky, 1994). Дальнейшая проверка предположения о возможной алмазности ультраосновных членов комплекса дала положительные результаты. Так, обломок более крупного кристалла был выделен в той же лаборатории из пробы лампроитоидных туфов верховьев руч. Темного, отобранной автором в 1994 г. совместно с В.М. Гундобиним. В 1998 г. около десятка мелких кристаллов алмаза были обнаружены в шлиховой пробе, отмытой из лампроитоидов по правому притоку в верховьях руч. Темного (неопубликованные данные; анализ производился в лаборатории фирмы Дебирс, г. Иоганнесбург, ЮАР).

Параллельно проводилось углубленное изучение минералогического состава пород рассматриваемого комплекса. В результате в меймечитовых и лампроитоидных туфах было обнаружено большое количество ксеногенных минералов. Их краткое описание было дано ранее (Селиверстов и др., 1984). В настоящей статье обобщены новые результаты, позволившие расширить представления о типах и составах ксеногенных минералов и установить их принадлежность к нескольким термобарофильным парагенезисам. Необходимые микрозондовые исследования производились, главным образом, в Институте вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский (микрозонд САМЕВАХ, аналитики В.М. Ананьев, Г.П. Пономарев, В.М. Чубаров, Т.М. Философова). Некоторые заверочные анализы, сделанные

на разных приборах в микрозондовых лабораториях ИГЕМ РАН и ЦНИГРИ, г. Москва, и геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, показали высокую степень сходимости результатов по всем исследованным минералам. Часть редких минералов (циркон, муассанит, корунд и др.), встреченных в остатках проб после термохимического анализа, исследованы в ИГЕМ РАН методами высоколокальной электронной микроскопии.

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Щелочно-ультраосновные вулканические породы северной части Валагинского хребта Камчатки формировались в предорогенный этап альпийского тектонического цикла развития региона (Томсон, Селиверстов, 1992) в результате деятельности нескольких палеовулканов центрального типа. Наиболее полно эти образования представлены в северной части хребта, между его водоразделом и западным берегом Кроноцкого озера, где в одном разрезе с меймечитами (Seliverstov, Tsikunov, 1969; Селиверстов, Цикунов, 1974) залегают лампроитоиды и нефелиновые базальты (Селиверстов, Пузанков, 1990). Ультраосновные вулканы обнажены в долине руч. Узкого – притока руч. Темного, а также в 40 км западнее, в долинах руч. Озерного и его притоков в пределах хр. Широкого, который является одним из отрогов Валагинского хребта.

Вулканический комплекс руч. Узкого (рис. 1, 2). Здесь меймечиты несогласно залегают на пироксен-роговообманковых базальтах китильгинской свиты и субщелочных оливиновых базальтах попутновской свиты кампан-маастрихтского

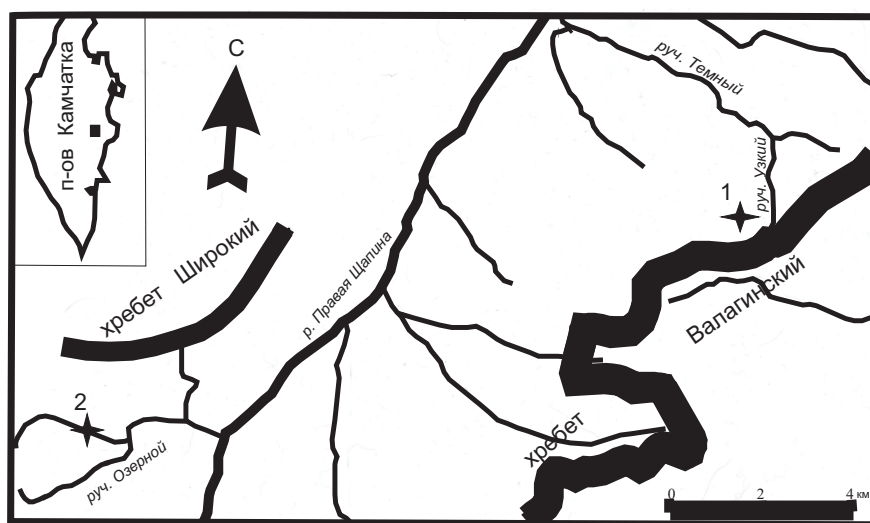


Рис. 1. Географическое положение районов проявления щелочно-ультраосновного вулканизма в северной части хр. Валагинского, Восточная Камчатка проявлений. Вулканические комплексы: 1 – руч. Узкого, 2 – руч. Озерного. Основные орогидрографические элементы взяты из атласа карт (Камчатская..., 1997). На врезке залитым квадратом показано географическое положение района исследований.

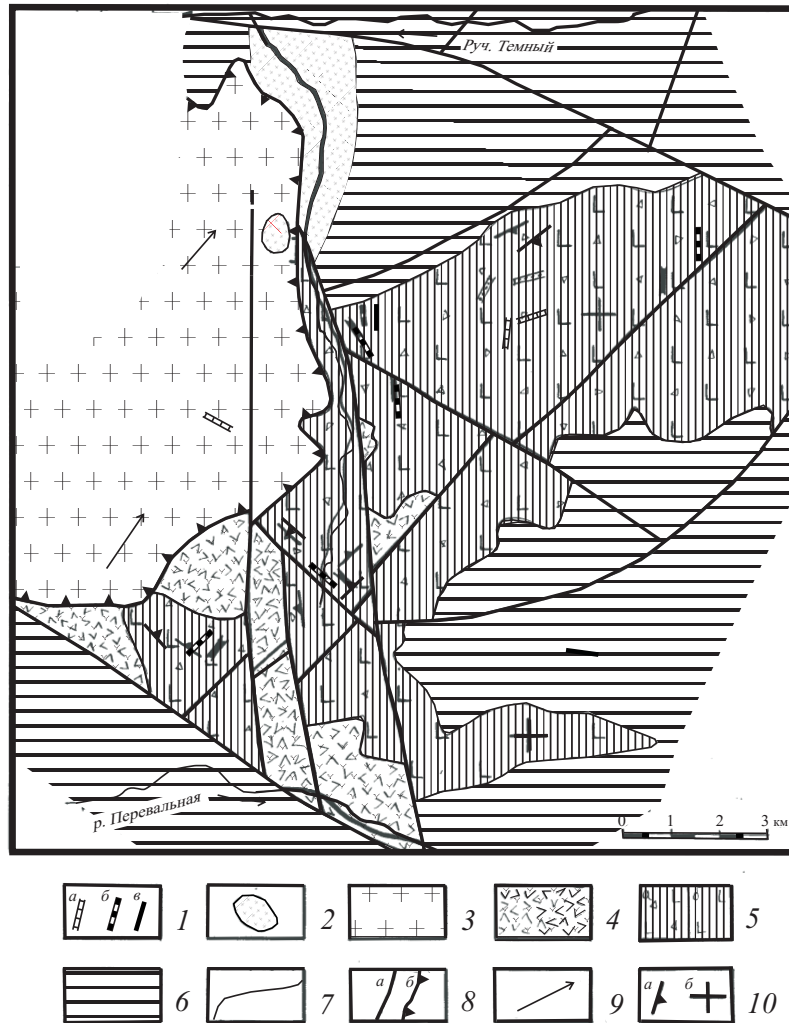


Рис. 2. Вулканический комплекс руч. Узкого.

1 – дайки: лампроитоидов (а), меймечитов (б), базальтов (в); 2 – интрузии клинопироксенит-габбросиенитового состава; 3-6 – валагинская серия кампан-палеоценового возраста (сверху вниз): 3 – темнореченская свита палеоценового возраста, лавы и туфы шошонитов и латитов, 4-5 – толща ультраосновных вулканитов маастрихтского возраста (4 – туфы лампроитоидов и щелочных базальтоидов, 5 – меймечиты), 6 – попутновская свита кампан-маастрихтского возраста, туфы и лавы базальтов; 7 – геологические границы; 8 – тектонические нарушения: сбросы и взбросы (а), надвиги (б); 9 – направление первичного падения лавовых потоков; 10 – элементы залегания: наклонные (а) и горизонтальные (б).

возраста и перекрываются даний-палеоценовыми туфами и лавами темнореченской свиты, относящимися к шошонит-латитовой серии (Селиверстов, Пузанков, 1990). Разрез щелочно-ультраосновной толщи выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Черные витрокристаллолитокластические псаммо-псефитовые, лапиллиевые и бомбовые туфы и фациально замещающие их шаровые лавы меймечитов. В туфах содержатся включения родингитов, оливин-клинопироксеновых кумулатов и калиевых ультраосновных субщелочных и щелочных лампроитоподобных пород. Мощность 300-350 м.

2. Грязно-зеленые, на свежем сколе коричневатые и бежевые псаммитовые туфы нефелинитов, содержащие горизонт псаммо-

псефитовых туфов лампроитоидов мощностью 15-20 м. Мощность пачки в северных обнажениях 100-120 м, на юге увеличивается до 200-250 м за счет фациального замещения псаммитовых туфов агломератовыми.

3. Черные псаммо-псефитовые туфы меймечитов, видимая мощность 25-30 м. Стратиграфически выше в разрозненных обнажениях встречаются тефроидные гравелиты и конгломератобрекчии, сложенные обломками меймечитов и щелочных базальтоидов.

Суммарная видимая мощность щелочно-ультраосновного вулканического комплекса не менее 500 м.

Эффузивная и пирокластическая фации перечисленных типов пород сопровождаются дайками соответствующего состава, которые

представляют собой незакономерно ориентированные маломощные тела (0.6-1.5 м) протяженностью 30-150 м. Абсолютный возраст одной из даек лампроитов равен 67 млн. лет (анализ выполнен К-Аг методом в лаборатории Абсолютного возраста ИГЕМ РАН).

Приведенный разрез характеризует палеовулкан, который был разрушен в результате подвижек в одну из фаз ларамийского орогенеза и при последующей эрозии. Прямые признаки питающей системы вулкана не обнаружены.

Вулканический комплекс хребта Широкого (рис. 1, 3). Ультраосновные породы обнажаются в долинах руч. Озерного и его притоков между постройками крупных базальтоидных палеостратовулканов. Псаммо-псефитовые туфы меймечитов видимой мощностью 100-120 м, содержащие включения лампроитовидов и многочисленные ксенолиты родингитов, залегают на

основных туфах попутновской свиты. Здесь же обнаружена жерловина палеовулкана диаметром 20-25 м, которая выполнена туфобрекчией, состоящей из обломков меймечитов, пикритов, дунитов, верлитов, клинопироксенитов. Вокруг нее развиты субпластовые тела аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов и даек пикритов, в том числе и алмазонасных. Их тектоническая позиция контролируется системой радиальных и концентрических разломов, в совокупности образующих структуру центрального типа диаметром до 7 км. Ядро структуры диаметром 1×2 км имеет блоковое строение и сложено туфами базальтов и меймечитов. В новейший период палеовулкан был почти полностью эродирован, при этом обнажились субпластовые тела серпентинитов, относящиеся к его питающей системе.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ

Меймечиты. Меймечитовые туфы и лавы состоят из вкрапленников оливина (55-60 об. %) и высокомагнезиального девитрифицированного стекла (40 об. %). В туфах литокласты псаммитовой размерности, как правило, нацело серпентинизированы, тогда как в лапиллях, бомбах и лавах обычно сохраняется свежий оливин. Во всех разностях, за исключением тонкообломочных туфов, стекло частично раскристаллизовано с образованием удлиненных и скелетных микролитов клинопироксена, а в некоторых случаях и биотита. В редких образцах присутствуют ксеногенные оливин, пиропы, титанаты, графит, муассанит, корунд и др. Акцессории: хромшпинелиды, апатит, флогопит. В дайках обнаружены единичные включения золота в виде мелких дендритов.

Стекло псаммитовых туфов меймечитов встречается в агрегатах с фенокристами оливина, а также образует индивидуализированные обломки. В проходящем свете оно прозрачное и не отличается от серпентинизированного оливина, что подтверждается данными микрозондовых анализов. На этом фоне контрастно выделяются частицы «экзотических» стекол размером от долей до 8-10 мм. Они изотропные и характеризуются высоким показателем преломления. Их цвет светло-коричневый до темного, текстура пузырчатая, структура глобулярная, в некоторых случаях микролитовая за счет выделения мелких иголок диопсида.

Химический состав туфов, обломков и лав меймечитов (табл. 1) определяется высоким содержанием MgO (до 34 мас. %) и низким TiO₂, Na₂O, K₂O (менее 1 мас. %), Al₂O₃, Al₂O₃/CaO ~ 1. Изотопный состав кристаллизационной воды в туфах отвечает изотопному составу воды мелового-палеогенового моря (Покровский,



Рис. 3. Вулканический комплекс хребта Широкого. 1 – современные обвальнo-оползневые брекчии; 2 – терригенный флиш тюшевской серии олигоцен-миоценового возраста; 3-6 – интрузивные породы: 3 – дайки меймечитов (а) и пикритов (б), 4 – штоки и силл габбро-сиенитов, 5 – пластовые тела и тектонические линзы серпентинитов, 6 – шток габбро; 7-9 – валагинская серия: 7 – псаммо-псефитовые и агломератовые туфы меймечитов маастрихтского возраста, 8-9 – вулканогенные породы попутновской свиты кампан-маастрихтского возраста: 8 – псаммо-псефитовые и агломератовые туфы и лавы базальтов, 9 – пелитовые и алевро-псаммитовые туфы и туфогенные песчаники; 10 – границы: а – стратиграфические и интрузивные, б – тектонические; 11 – элементы залегания.

Таблица 1. Представительные химические анализы пород щелочно-ультраосновного вулканического комплекса Валагинского хребта Камчатки, мас. %

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 39.00 | 39.70 | 40.41 | 43.00 | 40.90 | 41.75 | 45.67 | 47.00 | 44.40 | 14.17 |
| TiO ₂ | 0.19 | 0.20 | 0.22 | 0.58 | 0.40 | 0.55 | 0.92 | 0.84 | 0.80 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 3.17 | 3.80 | 4.49 | 10.00 | 5.20 | 9.14 | 17.60 | 14.90 | 14.80 | 0.88 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.11 | 5.21 | 5.79 | 2.14 | 4.37 | 3.84 | 3.89 | 1.26 | 0.73 | 2.59 |
| FeO | 3.69 | 4.32 | 3.68 | 6.34 | 4.84 | 8.22 | н.о. | 6.13 | 5.46 | 1.54 |
| MnO | 0.13 | 0.15 | 0.19 | 0.15 | 0.14 | 0.17 | н.о. | 0.10 | 0.10 | 0.12 |
| MgO | 32.06 | 29.84 | 31.67 | 15.59 | 22.53 | 15.61 | 4.87 | 7.21 | 5.95 | 2.39 |
| CaO | 2.57 | 4.96 | 5.05 | 8.38 | 9.36 | 7.74 | 5.53 | 7.19 | 7.68 | 45.64 |
| SrO | 0.04 | 0.01 | н.о. | 0.01 | 0.02 | 0.01 | н.о. | н.о. | н.о. | 1.22 |
| BaO | 0.01 | 0.01 | н.о. | 0.02 | 0.02 | 0.04 | н.о. | н.о. | н.о. | 0.27 |
| Na ₂ O | 0.34 | 0.13 | 0.33 | 1.87 | 0.12 | 1.82 | 6.92 | 5.26 | 8.20 | 0.22 |
| K ₂ O | 0.12 | 0.16 | 0.30 | 6.78 | 2.88 | 5.20 | 2.61 | 3.69 | 3.75 | 0.12 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.10 | 0.23 | 0.39 | 0.35 | 0.40 | 0.45 | 0.35 | 0.59 | 0.57 |
| H ₂ O ⁺ | 12.29 | 9.81 | 6.48 | 3.67 | 6.49 | 5.64 | 4.40 | 4.23 | 6.07 | 0.40 |
| H ₂ O ⁻ | 0.95 | 0.57 | 0.90 | 0.24 | 0.59 | 0.65 | 0.42 | 0.35 | 0.37 | 0.32 |
| CO ₂ | 0.35 | 0.46 | 0.16 | 0.39 | 0.89 | 0.15 | 0.15 | 0.48 | 0.80 | 29.33 |
| S | — | 0.05 | 0.01 | — | 0.01 | 0.18 | — | 0.04 | 0.02 | 0.03 |
| Сумма | 99.21 | 99.48 | 99.91 | 99.55 | 99.11 | 101.11 | 100.15 | 99.03 | 99.72 | 100.34 |

Примечание. 1-3 – меймечиты (1 – туф, обр. PL33-7; 2 – лава, обр. K610-2; 3 – дайка, обр. 161-7); 4-6 – лампроитовиды (4 – туф, обр. PL33-8; 5 – обломок в туфах, обр. K605-18; 6 – дайка, обр. K606); 7-9 – нефелиниты (7 – шаровая лава, обр. PL84-11; 8 – обломок в агломератовом туфе, обр. PL84-11; 9 – дайка, обр. K616-11); 10 – карбонатит, обр. PL36-2.

н.о. – не определялось; «-» – содержание 0.00 мас. %.

Силикатный анализ выполнен классическим методом в хим. лаборатории ИГЕМ РАН. Аналитики: И.В. Басалаева, Г.С. Карташева, Г.С. Есикова, С.И. Вронская.

Селиверстов, 1998). Это свидетельствует о подводном положении ультраосновного палеовулкана, извергавшегося на дно мелового моря.

Лампроитовиды (Селиверстов и др., 1994). Структура лампроитовидов порфиновая с микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены клинопироксеном (до 40-45 об. %) и оливином (10-15 об. % в лейкократовых, и 25-30 об. % в меланократовых разностях). Стекло девитрифицировано и содержит микролиты клинопироксена, между которыми расположены субфенокристаллы слабоокрашенной слюды, пронизанные иголочками коричневого резко плеохроирующего биотита. Аксессуары: хромшпинелиды, апатит, изредка сфен или шорломит.

Обломки лампроитовидов, встречающиеся в меймечитах, также обладают порфировой структурой. Во вкрапленниках развит исключительно оливин (40-60%), размеры которого в единичных случаях превышают 3-5 см. Основная масса темно-коричневая, коричневая, состоящая из стекла и микролитов клинопироксена. Заметную роль играют флогопит и биотит (до 10-15 об. %), что и определяет высокие содержания K₂O в составе этих пород (табл. 1).

Нефелиниты. Текстура лав и обломков агломератовых туфов миндалекаменная, структура

порфиновая с микролитовой основной массой. Вкрапленники и микролиты представлены клинопироксеном, реже присутствует оливин. Миндалины заполнены карбонатами. В составе туфов преобладают обломки и пепловые частицы девитрифицированного стекла, коричневатого в проходящем свете. Фрагменты фенокристов клинопироксена редки. Цемент типа выполнения пор сложен альбитом.

Мелкие бомбы и лапилли нефелинитов в разной степени карбонатизированы. В наиболее измененных разностях незамещенными остаются лишь крупные фенокристы клинопироксена, а метасоматизированная основная масса обладает реликтовой микролитовой структурой (Покровский, Селиверстов, 1998).

Представительные анализы составов нефелинитов и карбонатитов приведены в табл. 1. Некарбонатизированные базальтоиды принадлежат к натриево-калиевый магматической серии (Магматические..., 1984; Классификация..., 1997) и по соотношениям щелочей и кремнезема, а также по присутствию нормативного нефелина, классифицируются как меланефелиниты, нефелиниты, тефриты и трахибазальты. В соответствии с рекомендациями Международной петрографической комиссии эти породы называются нефелинитами (Классификация..., 1997).

Таким образом, по набору и составу пород рассматриваемый комплекс аналогичен щелочно-ультраосновным ассоциациям, которые характерны для устойчивых структур земной коры, но встречается и в океанах, и складчатых областях (Магматические..., 1984; Мазарович и др., 1990).

КСЕНОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Ксеногенные минералы ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород по содержаниям Cr₂O₃ и TiO₂ разделяются на две ассоциации. К первой относятся бескальциевый оливин, ортопироксен, клинопироксены, лиловый кноррингитовый и малохромистый пиропы, высокохромистые хромшпинелиды, возможно, графит и алмаз. Вторая представлена оранжевым бесхромистым пиропом, флогопитом, титанистым хромшпинелидом и разнообразными сложными оксидами титана: ильменитом, пикроильменитом, Ст-ульвошпинелью, магнезиоферритом, титаномагнетитом и др. В целом состав этих ассоциаций отвечает перидотитам, при этом первая характерна для небогатых щелочами гранатовых разностей, вторая для маридов (MARID) – перидотитов, претерпевших мантийный метасоматоз.

Алмаз был обнаружен в трех пробах (Seliverstov, Kaminsky, 1994). Из дайки меймечитов, расположенной в верховьях руч. Ягельного (хр. Широкий), извлечено зерно желтоватого цвета размером 0.3 мм (аналитик Ф.В. Каминский, ЦНИГРИ). В пробе лампроитоидных туфов содержался обломок кристалла октаэдрической формы размером 0.75 мм, несущий следы слабых пластических деформаций (аналитик В.И. Ваганов, ЦНИГРИ). Алмазы из шлиховой пробы мелкие (0.1-0.3 мм), прозрачные.

Обломки кристаллов и поликристалли-

ческие агрегаты графита встречаются во всех разностях пород щелочно-ультраосновного комплекса. Форма выделений разнообразная: чешуйки, пластинки, изометричные фрагменты неправильных очертаний.

Оливины пород комплекса разделяются на две группы (табл. 2, рис. 4). Первая развита в лавах и дайках, характеризуется повышенными содержаниями CaO = 0.25-0.46 мас. % и MnO = 0.07-0.20 мас. %, образует сростки с клинопироксеном и имеет субвулканическое и вулканическое происхождение. Эти оливины зональные, образуют на графике Fo-CaO вытянутый параллельно оси абсцисс рой, совпадающий с дифференционным трендом коматиитов. Оливины второй группы встречаются в виде фрагментов кристаллов в меймечитовых туфах и обломках лампроитоидов. Они незональные, содержат Fo = 88-92%, максимально до 95% (Соболев и др., 1989), и заметно повышенные концентрации NiO – более 0.3 мас. %, что позволяет их сравнивать с оливинами из лампроитов Австралии (Каминский, 1987). Зафиксировано одно крупное зерно с пойкилитовыми вростками пироба, что свидетельствует о ксеногенной природе этой разности.

Ортопироксен довольно часто находится в остатках проб после неполной термохимической обработки. В настоящее время известен лишь один анализ этого минерала (Соболев и др., 1989), который представляет собой энстатит En90.2 (рис. 5).

Клинопироксены. Типоморфные породообразующие минералы меймечитовых туфов и лав – диопсид, салит, авгит бурого и зеленоватобурого цвета со сложной зональностью (Марковский, Ротман, 1981; Селиверстов и др., 1994). Ксеногенный клинопироксен – Ст-диопсид (табл. 3, ан. 1-3) – отличается ярко-зеленой окраской и отсутствием зональности, встречается в виде обломков кристаллов и в составе единич-

Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы оливинов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 41.47 | 40.59 | 42.69 | 40.65 | 40.82 | 40.84 | 41.15 | 41.03 |
| FeO | 6.72 | 9.58 | 9.46 | 9.10 | 9.27 | 8.71 | 9.27 | 8.27 |
| NiO | 0.02 | 0.01 | н.о. | н.о. | 0.34 | 0.29 | 0.33 | 0.29 |
| MnO | 0.10 | 0.15 | 0.17 | 0.20 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.03 |
| MgO | 51.93 | 48.37 | 46.97 | 49.50 | 49.43 | 50.11 | 49.53 | 50.64 |
| CaO | 0.11 | 0.39 | 0.41 | 0.32 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Сумма | 100.24 | 98.46 | 99.71 | 99.77 | 99.91 | 100.20 | 100.14 | 100.25 |
| Fo | 92.68 | 89.22 | 89.85 | 90.65 | 90.48 | 91.12 | 90.64 | 91.61 |

Примечание. 1-4 – оливины магматогенные (1-2 – обр.К610-1, 3 – обр. 616-5, 4 – обр. ПЛ38); 5-8 – оливины ксеногенные, обр. 66-20.

Fo – форстерит (100×Mg/(Mg + Fe), мол. %).

Аналитики: В.М. Ананьев, Т.М. Философова.

Эти и последующие анализы (за исключением анализов, представленных в табл. 3) произведены на микроанализаторе «САМЕВАХ», Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский.

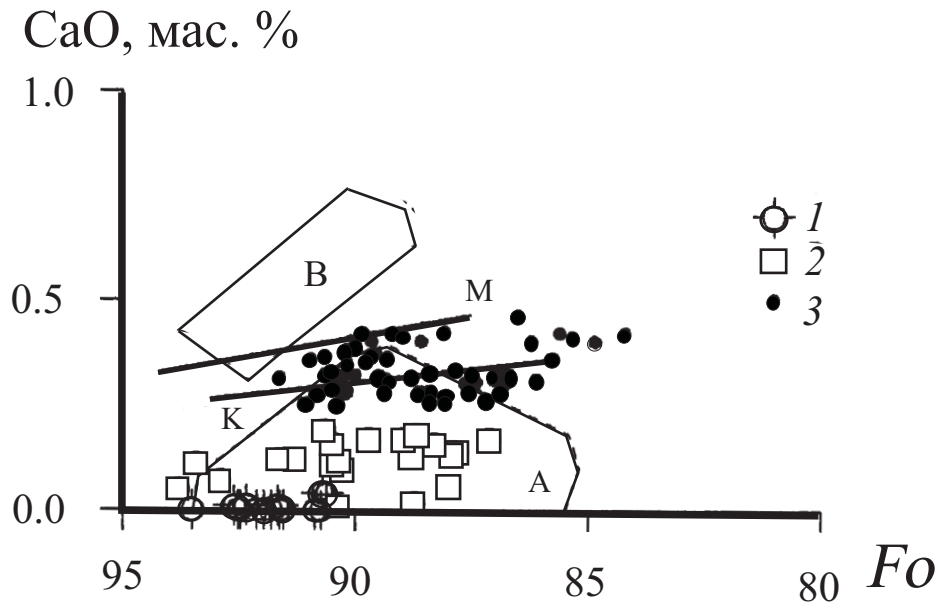


Рис. 4. Диаграмма Fo-CaO (мас. %) оливинов (табл. 2). 1 – ксеногенные, ассоциирующиеся с пиропами, из меймечитов; 2 – ксеногенные и раннемагматические, из меймечитов и лампроитоидов; 3 – позднемагматические (субвулканические и вулканические). Дифференционные тренды оливинов (Богатиков и др., 1991): К – коматиитов, М – меймечитов Сибирской платформы. Поля фигуративных точек оливинов из лампроитов (Богатиков и др., 1991): А – Австралии, В – Алдана.

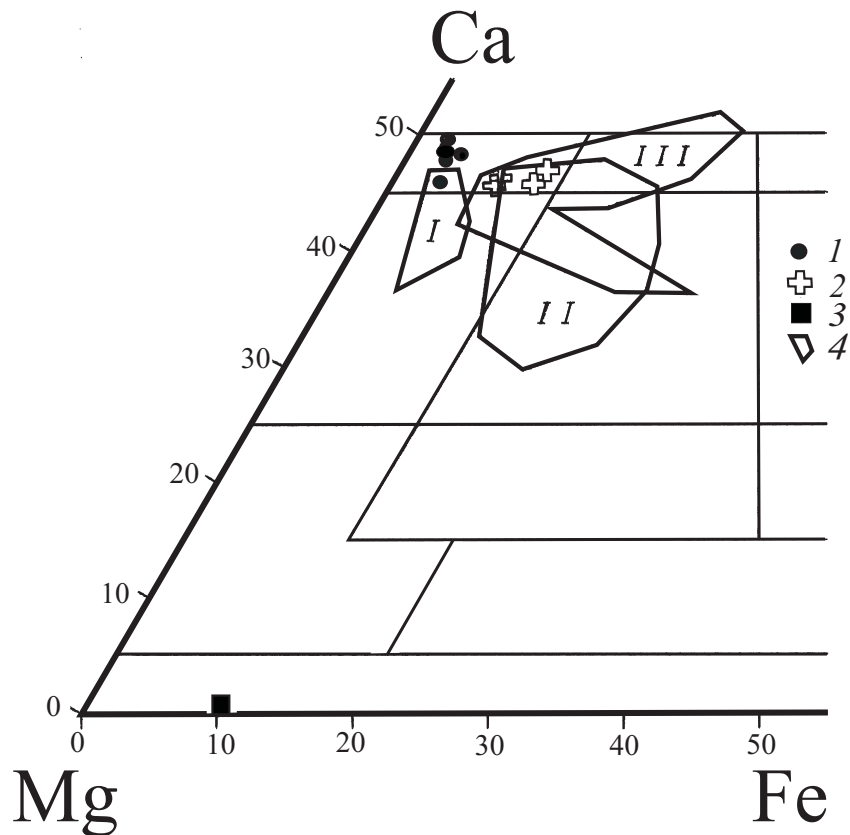


Рис. 5. Диаграмма Mg-Ca-Fe (мол. %) ксеногенных пироксенов (табл. 3). 1 – ксеногенные Ст-диопсиды меймечитовых туфов, в т.ч. из обломков гранатовых пироксенитов, 2 – Ст-диопсиды меймечитовых и лампроитоидных туфов, 3 – ортопироксен (Соболев и др., 1989), 4 – поля составов: I-II – клинопироксенов из включений в алмазы (Meuser, 1987) (I – перидотитовый парагенезис, II – эклогитовый парагенезис); III – типоморфных клинопироксенов щелочно-ультраосновного комплекса.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы ксеногенных Cr-диопсидов и диопсидов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 54.07 | 54.31 | 54.68 | 50.05 | 52.14 | 50.52 | 52.36 |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.31 | 0.32 | 0.52 | 0.38 | 0.54 | 0.23 |
| Al ₂ O ₃ | 4.93 | 4.97 | 4.93 | 3.89 | 2.43 | 3.60 | 2.66 |
| Cr ₂ O ₃ | 2.17 | 2.16 | 2.25 | 3.35 | 2.48 | 0.36 | 0.78 |
| FeO | 1.29 | 1.19 | 1.23 | 6.37 | 4.74 | 6.75 | 4.92 |
| MnO | 0.03 | 0.10 | 0.04 | 0.09 | 0.05 | 0.19 | 0.04 |
| MgO | 13.74 | 13.59 | 13.91 | 14.79 | 16.19 | 14.52 | 16.05 |
| CaO | 19.10 | 19.63 | 19.30 | 21.63 | 22.07 | 22.64 | 22.62 |
| Na ₂ O | 3.27 | 3.02 | 3.15 | 0.21 | 0.52 | 0.90 | 0.25 |
| Сумма | 98.91 | 99.28 | 99.81 | 101.00 | 100.98 | 100.02 | 99.91 |
| Количество катионов в пересчете на 6 (O) | | | | | | | |
| Si | 1.96 | 1.97 | 1.97 | 1.85 | 1.90 | 1.88 | 1.92 |
| Al ^{IV} | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.08 |
| Al ^{VI} | 0.18 | 0.18 | 0.16 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.04 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Cr | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.10 | 0.07 | 0.01 | 0.02 |
| Fe | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.20 | 0.14 | 0.21 | 0.15 |
| Mg | 0.74 | 0.73 | 0.75 | 0.81 | 0.88 | 0.81 | 0.88 |
| Ca | 0.74 | 0.76 | 0.74 | 0.86 | 0.86 | 0.90 | 0.89 |
| Na | 0.23 | 0.21 | 0.22 | 0.02 | 0.04 | 0.06 | 0.02 |
| mg | 0.95 | 0.95 | 0.95 | 0.81 | 0.86 | 0.79 | 0.85 |
| ca | 0.50 | 0.51 | 0.50 | 0.51 | 0.49 | 0.53 | 0.50 |

Примечание. 1-3 – хромдиопсиды ксеногенных обломков гранатовых пироксенитов. 4-7 – ксеногенные (раннемагматические?) диопсиды (4-5 – ранняя генерация, хромдиопсиды, 6-7 – поздняя генерация, диопсиды).

Аналитик: И.П. Лапутина (микроанализатор «САМЕСА», ИГЕМ РАН, г. Москва).

mg = Mg/(Mg + Fe), мол. %, ca = Ca/(Ca + Mg), мол. %.

ных фрагментов гранатовых пироксенитов. Для него характерны низкие значения Al^{IV} при высоком содержании Al₂O₃ (4.93-4.97 мас. %), высокие – mg (0.94-0.95) и Na₂O (3.02-3.27 мас. %), умеренные – ca (0.48-0.51). На тригонограмме Mg-Ca-Fe (рис. 5) фигуративные точки Cr-диопсидов образуют компактное поле, разобценное с полем породообразующих клинопироксенов и частично накладывающееся на поле диопсидов из включений в алмазы.

Ядра слабо зональных фенокристаллов из меймечитов и лампроитов, присутствующих в виде фрагментов кристаллов в сростках с серпентинизированным стеклом, образуют отдельную группу (табл. 3, ан. 4-7). В редких случаях в них присутствуют вроски граната, что позволяет предполагать их ксеногенность; в то же время присутствие зональности может свидетельствовать об их раннемагматическом генезисе. Это зеленоватые минералы, по составу приближающиеся к диопсиду. В сравнении с натровым Cr-диопсидом гранатовых пироксенитов они обогащены FeO, MgO и CaO, обеднены SiO₂ и Na₂O и характеризуются пониженным Al₂O₃ (2.43-3.89 мас. %) при преобладании Al^{IV} над Al^{VI}. На рис. 5 их фигуративные точки распола-

гаются в поле омфацитов эклогитовой фации, но отличаются от составов клинопироксенов из эклогитов кимберлитовых трубок Якутии (Соболев, 1974) повышенным содержанием CaO и низким Na₂O.

Рассматриваемая группа клинопироксенов неоднородна по содержанию Cr₂O₃, что позволяет предполагать их образование в широком диапазоне температур и давлений.

Гранат (пироп) является исключительно ксеногенным минералом. Он встречается в основной массе меймечитовых туфов в виде единичных идиоморфных кристаллов (до 1.0-1.5 мм), их фрагментов (0,1-0,4 мм) и разнообразных сростков. Его содержание в породах в редких случаях достигает 5 об. %. Некоторые обломки расколоты системой планарных трещин. Лиловый с александритовым эффектом, красный и красно-розовый пиропы обнаружены в виде включений в кристалле оливина, а также в сростаниях с хромдиопсидом и хромшпинелидами. Оранжевый и розовато-оранжевый гранаты (идиоморфные кристаллы и угловатые катаклазированные фрагменты) образуют агрегаты с ильменитом, магнезиоферритом и флогопитом. Таким образом, можно уверенно

говорить о преимущественно перидотитовом составе минеральных ассоциаций, включающих гранат, о принадлежности их к лерцолитовому и ильменит-перидотитовому парагенезисам. Лишь фрагменты породы, сложенной пиропом и хромдиопсидом, где пироп составляет до 50 об. %, представляют собой гранатовые клинопироксениты.

Важным дискриминантным признаком парагенетической принадлежности пиропов является содержание в них СаО, по которому они разбиваются на группы, относящиеся к разным типам пород (Соболев, 1974): гранатовым лерцолитам (СаО=4–6 мас. %) и верлитам (СаО>7 мас. %). Пиропы лерцолитового парагенезиса образуют две дискретные группы, значимо различающиеся по Cr₂O₃. Лиловые (кноррингитовые) пиропы группы «А» (табл. 4, ан. 1-4) характеризуются высокими содержаниями Cr₂O₃ (6.80–8.14 мас. %), СаО (5.27–5.48 мас. %) и пониженными – FeO (6.90–7.20 мас. %). Состав родолитов – пиропов темно-красной и красной расцветки группы «Б» (табл. 4, ан. 4-9) отличается от описанных относительно пониженной хромистостью (в среднем 2.04 мас. %), повышенными содержаниями Al₂O₃, FeO, MgO и падением концентрации СаО до 4.62 мас. %. Пиропы группы «В» (табл. 4, ан. 10-12) имеют оранжевый, желтовато-оранжевый и розовато-оранжевый цвет. Содержания хрома в них опускается до 0.10 мас. %, концентрации TiO₂ и FeO значимо возрастают (в среднем 0.74 и 13.69 мас. % соответственно), тенденция к уменьшению СаО остается прежней.

Пиропы группы «Г» (ан. 13-14) и «Д» (ан. 15-17) характеризуются окраской в оранжевых тонах и выделяются среди изученных гранатов повышенной концентрацией СаО (в среднем 7.64 и 8.75 мас. % соответственно). Им свойственны умеренные содержания Cr₂O₃ (2.78 и 1.54 мас. % соответственно) и увеличение FeO за счет падения MgO, что позволяет отнести их к верлитовому и эклогитовому парагенезисам.

Широкие вариации составов гранатов от-

ражают широкий диапазон РТ-условий их образования. Это иллюстрируется рис. 6, на котором фигуративные точки минералов групп «А» и «Б» ложатся в поле пиропов из алмазов лерцолит-верлитового, «Д» – клинопироксенит-эклогитового парагенезисов (Маракушевич, 1995), а «В» и «Г» занимают промежуточное положение.

В соответствии с химико-генетической классификацией граната, предложенной В.К. Гариным и его коллегами (Архангельская..., 2000), исследованные гранаты относятся к группе алмазоносных (группа «А»), слабоалмазоносных ильменитовых (группа «Б») и неалмазоносных (группы «В» и «Г») лерцолитов и алмазоносных (группа «Д») Mg-Fe эклогитов.

Хромшпинелиды в породах комплекса обычно представлены идиоморфными кристаллами размером от долей миллиметра до 1–1.5 мм. Они встречаются в основной массе в виде мелких единичных зерен и групп кристаллов. В клинопироксенах и оливинах они переполняют периферические зоны минерала-хозяина или нарастают на его грани. Колебания Cr₂O₃ в них очень широкие. Например, в лавах меймечитов (рис. 7А) они варьируют в интервале 25–60 мас. %. Распределение содержаний нормальное одномодальное с максимумом в интервале 40–45 мас. %. Распределение хрома в хромшпинелидах меймечитовых туфов аналогичное (рис. 7Б), с максимумом в тех же пределах. Можно полагать, что он отвечает составам хромшпинелидов, равновесных с вмещающей породой со средним содержанием MgO = 30–32 мас. %. Особенность этих гистограмм заключается в том, что правое крыло моды расширено в сторону высоких концентраций Cr₂O₃; по-видимому, это объясняется попаданием в выборку высокохромистых шпинелидов ксеногенного происхождения.

Распределение содержаний хрома в хромшпинелидах лампроитоидов имеет более сложный характер. В крупных обломках этих пород оно бимодальное (рис. 7В), в туфах – тримодальное (рис. 7Г) с максимумами в интервалах 20–25,

Таблица 4. Представительные микрозондовые анализы ксеногенных пиропов из меймечитовых туфов, мас. %

| | Минеральные группы | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | «А» | | | | «Б» | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 40.30 | 41.11 | 41.25 | 41.49 | 42.45 | 41.16 | 42.25 | 42.00 | 42.02 |
| TiO ₂ | 0.20 | 0.37 | 0.33 | 0.33 | 0.08 | 0.63 | 0.58 | 0.50 | 0.45 |
| Al ₂ O ₃ | 17.22 | 18.75 | 18.30 | 18.56 | 21.89 | 21.69 | 22.50 | 21.54 | 21.87 |
| Cr ₂ O ₃ | 8.14 | 7.08 | 6.80 | 6.94 | 3.32 | 1.95 | 1.65 | 1.41 | 1.86 |
| FeO | 6.90 | 7.16 | 7.20 | 7.12 | 8.84 | 9.40 | 9.52 | 9.23 | 8.97 |
| MnO | 0.45 | 0.38 | 0.35 | 0.37 | 0.39 | 0.26 | 0.25 | 0.27 | 0.31 |
| MgO | 20.08 | 19.74 | 19.80 | 20.06 | 19.26 | 20.77 | 20.38 | 20.91 | 20.37 |
| CaO | 5.48 | 5.27 | 5.44 | 5.35 | 5.12 | 4.52 | 4.59 | 4.30 | 4.56 |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.11 | - | 0.04 | - | 0.01 | 0.04 | - | 0.05 |
| Сумма | 98.80 | 99.97 | 99.47 | 100.26 | 101.35 | 100.39 | 101.72 | 100.16 | 100.46 |

Таблица 4. Окончание.

| | Минеральные группы | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | «В» | | | «Г» | | «Д» | | |
| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| SiO ₂ | 41.78 | 41.77 | 41.87 | 40.98 | 40.65 | 41.28 | 41.33 | 41.30 |
| TiO ₂ | 0.80 | 0.72 | 0.69 | 0.32 | 0.32 | 0.41 | 0.39 | 0.40 |
| Al ₂ O ₃ | 21.28 | 21.07 | 21.15 | 21.77 | 21.82 | 21.18 | 21.49 | 21.40 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.14 | 0.04 | 0.11 | 2.73 | 2.82 | 1.85 | 1.21 | 1.56 |
| FeO | 13.36 | 13.98 | 13.73 | 8.29 | 8.34 | 12.73 | 12.78 | 12.60 |
| MnO | 0.28 | 0.37 | 0.37 | 0.49 | 0.49 | 0.54 | 0.70 | 0.60 |
| MgO | 18.00 | 17.65 | 17.71 | 17.16 | 17.30 | 14.42 | 14.90 | 14.57 |
| CaO | 4.03 | 4.14 | 4.14 | 7.68 | 7.60 | 9.04 | 8.44 | 8.77 |
| Na ₂ O | 0.32 | 0.21 | 0.17 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.09 | 0.09 |
| Сумма | 99.99 | 99.95 | 99.94 | 99.53 | 99.45 | 101.58 | 101.33 | 101.29 |

Аналитики: Г.П. Пономарев, В.М. Чубаров.

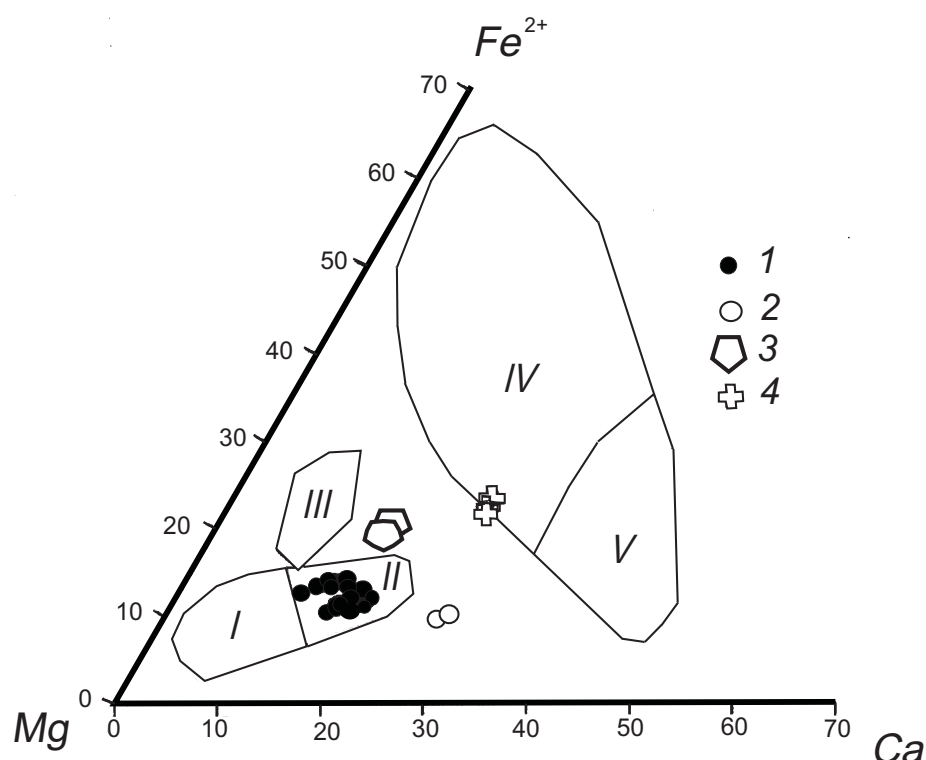


Рис. 6. Диаграмма Mg-Ca-Fe (мол. %) изученных автором ксеногенных гранатов из парагенезисов (Соболев, 1974): I – гранатовых лерцолитов (табл. 4, пиропы групп «А» и «Б»), 2 – ильменитовых лерцолитов (группа «В»), 3 – гранатовых верлитов (группа «Г»), 4 – клинопироксеновых эклогитов (группа «Д»). Поля составов включений гранатов в алмазы разных формационных типов (Маракушев и др., 1995): I – дунит-гарцбургитовый, II – лерцолит-верлитовый, III – пегматитовый, IV – клинопироксенит-эклогитовый, V – кианитовых эклогитов.

35-40 и 55-60 мас. %. Можно полагать, что первый максимум характеризует шпинели, равновесные с составом лампроитоидных туфов (MgO = 15.3 мас. %), а второй отвечает равновесным хромшпинелидам лампроитоидных обломков (MgO = 22-24 мас. %). Третья мода объединяет, по-видимому, ксеногенные разновидности хромшпинелидов, которые составляют более 40% проанализированных зерен. Учитывая, что содержание хромшпинелидов в этих породах

составляет около 0.5-0.7 об. %, можно предположить, что лампроитоиды не менее чем на 1/3-1/4 состоят из ксеногенного материала, который был частично или полностью ассимилирован.

Микронзондовые анализы ксеногенных хромшпинелидов из меймечитовых туфов приведены в табл. 5. На графике Cr₂O₃-Al₂O₃ (рис. 8) минералы с высокими содержаниями Cr₂O₃ тяготеют к полю составов хромшпинелидов из алмазов (Соболев, 1974), в меньшей мере к полю альпинотипных

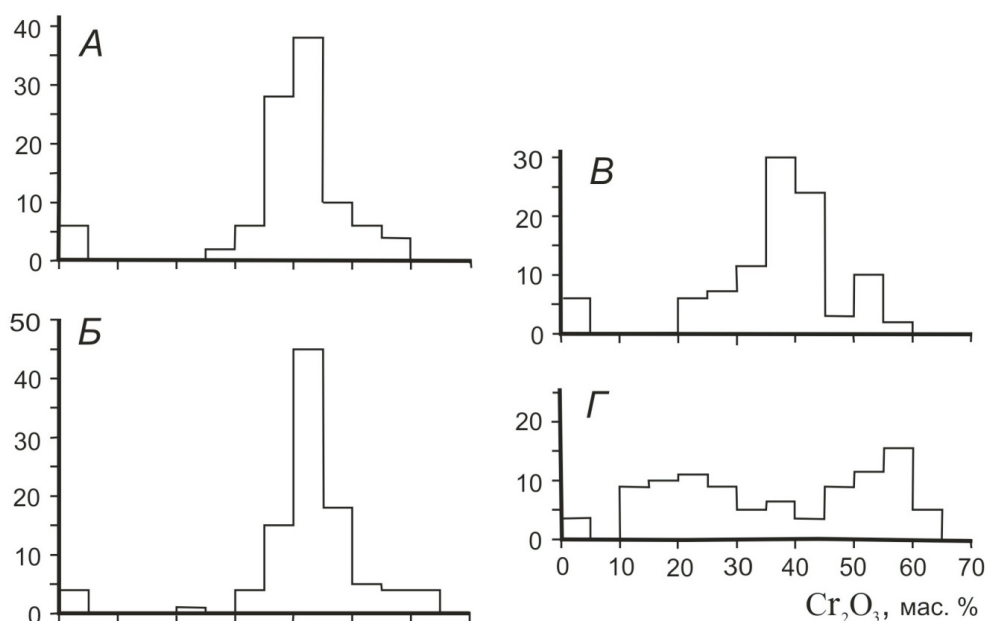


Рис. 7. Распределение Cr_2O_3 (мас. %) в хромшпинелидах пород щелочно-ультраосновного комплекса. *A, B* – меймечиты (*A* – лавы, *B* – псаммо-псефитовые туфы); *B, Г* – лампроитовиды (*B* – крупные обломки в туфах, *Г* – псаммо-псефитовые туфы).

Таблица 5. Представительные микрозондовые анализы ксеногенных хромшпинелидов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
| TiO_2 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.25 | 0.14 | 0.28 | 0.33 | 0.78 | 0.08 |
| Al_2O_3 | 7.33 | 7.34 | 5.50 | 5.32 | 5.67 | 5.74 | 4.40 | 8.73 | 11.02 | 14.35 |
| Cr_2O_3 | 63.55 | 63.06 | 61.11 | 60.90 | 60.71 | 60.64 | 56.52 | 53.16 | 43.16 | 54.07 |
| Fe_2O_3 | 1.62 | 1.12 | 5.97 | 6.26 | 6.76 | 6.16 | 11.55 | 12.38 | 18.82 | 2.55 |
| FeO | 16.51 | 16.68 | 16.29 | 16.27 | 16.57 | 17.00 | 14.46 | 9.46 | 12.52 | 16.82 |
| MnO | 0.29 | 0.24 | 0.35 | 0.33 | 0.37 | 0.30 | 0.34 | 0.35 | 0.24 | 0.28 |
| MgO | 10.85 | 10.52 | 10.67 | 10.63 | 10.79 | 10.34 | 11.62 | 15.50 | 14.18 | 11.14 |
| Сумма | 100.27 | 99.07 | 100.01 | 99.82 | 101.12 | 100.32 | 99.17 | 99.91 | 100.72 | 99.29 |
| Количество катионов в пересчете на 32(O) | | | | | | | | | | |
| Ti | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.15 | 0.02 |
| Al | 2.29 | 2.33 | 1.74 | 1.69 | 1.78 | 1.82 | 1.41 | 2.65 | 3.33 | 4.39 |
| Cr | 13.34 | 13.40 | 13.00 | 12.99 | 12.77 | 12.88 | 12.12 | 10.82 | 8.74 | 11.09 |
| Fe^{3+} | 0.32 | 0.23 | 1.21 | 1.27 | 1.35 | 1.25 | 2.36 | 2.40 | 3.63 | 0.50 |
| Fe^{2+} | 3.67 | 3.75 | 3.67 | 3.67 | 3.69 | 3.82 | 3.28 | 2.04 | 2.68 | 3.65 |
| Mn | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.06 |
| Mg | 4.29 | 4.22 | 4.28 | 4.28 | 4.28 | 4.14 | 4.70 | 5.95 | 5.42 | 4.31 |

Примечание. Ксеногенные хромшпинелиды: 1-8 – из алмазного парагенезиса, 9-10 – из альпинотипных гипербазитов.

Аналитики: В.М. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова.

перидотитов (Савельева, 1987). Основной рой не вошедших в таблицу 5 ксеногенных хромшпинелидов накладывается на поле мантийных перидотитов. Отдельные зерна проявляют сходство с хромшпинелидами меймечитов Сибири (Васильев, Золотухин, 1975), коматиитов Русской платформы (Плаксенко и др., 1987).

Фигуративные точки ксеногенных хромшпинелидов образуют в координатах рис. 8 отрицательно скоррелированный рой, что характерно

для ассоциаций этих минералов практически из всех известных типов магматических пород (Плаксенко, 1989). Исключение составляют лампроиты Австралии (Джейкс и др., 1989; Каминский, 1987), в составе которых выделяется группа низкоглиноземистых шпинелей с положительной корреляцией Cr_2O_3 и Al_2O_3 на фоне увеличения FeO и Fe_2O_3 .

Особую группу минералов составляют Ti-хромшпинелиды и Ti-ферришпинелиды (хром-

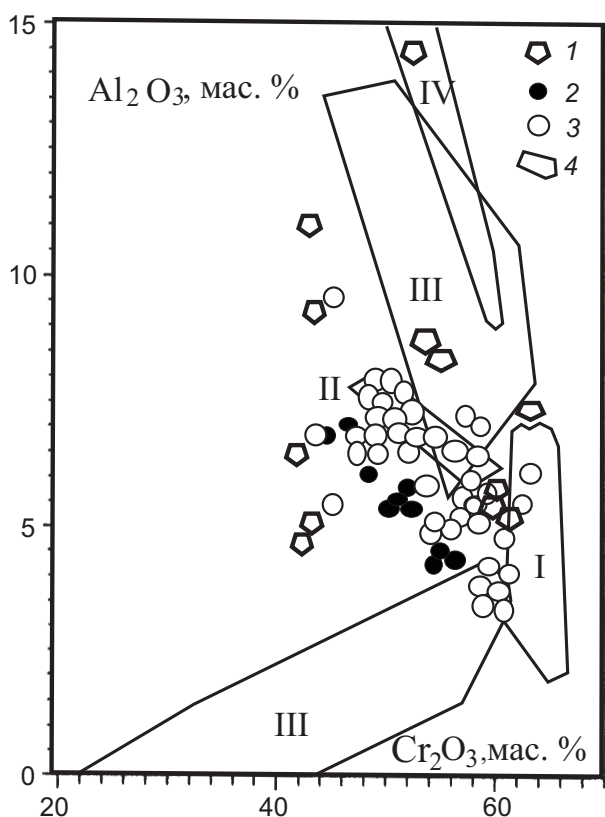


Рис. 8. Диаграмма Cr_2O_3 - Al_2O_3 (мас. %) ксеногенных хромшпинелидов (табл. 5). 1 – псаммо-псефитовые туфы меймечитов, 2-3 – лампроитоиды (2 – обломки в туфах, 3 – псаммо-псефитовые туфы), 4 – поля фигуративных точек хромшпинелидов: I – включений в алмазы (Лазько, 1979; Соболев, 1974; Meyer, 1987), II – мантийных перидотитов (Соболев, 1974), III – лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989), IV – альпинотипных гипербазитов (Соболев, 1974).

магнетиты), которые отличаются повышенными и высокими содержаниями TiO_2 (табл. 6). График Cr-Ti (рис. 9) иллюстрирует гетерогенность хромшпинелидов щелочно-ультраосновного комплекса по титану. Подавляющее большинство исследованных зерен из меймечитов и лампроитоидов обладают низким Ti на фоне широких вариаций хрома. Части хромшпинелидов из лампроитоидов свойственны несколько более высокие концентрации Ti (до 1.0 ф. ед.). Самая малочисленная группа, представленная всего несколькими кристаллами, характеризуется сильной отрицательной корреляцией элементов, при этом содержание Ti изменяются в пределах 1.0-3.3 ф. ед. Столь резкие отличия их составов от фонового позволяет предполагать их ксеногенную природу.

Ильмениты, ульвошпинелиды, магнезиоферриты и титаномагнетиты встречаются в низкотитанистых ультраосновных вулканитах как ксеногенные включения и образуют довольно крупные, иногда идиоморфные выделения до

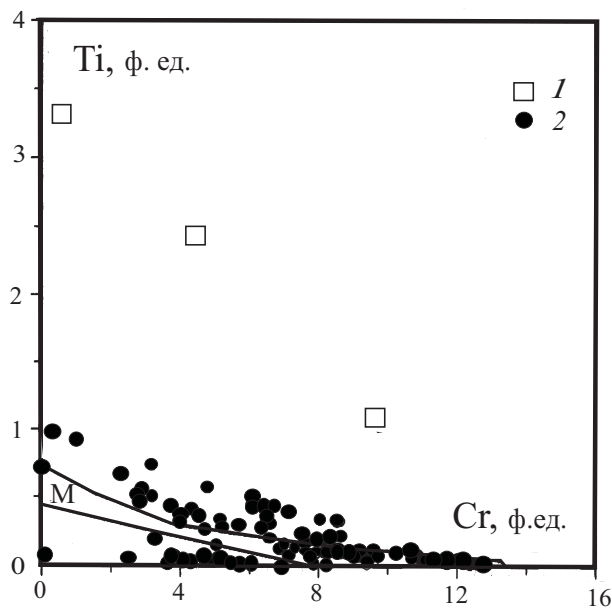


Рис. 9. Диаграмма Cr-Ti (ф. ед.) хромшпинелидов и ферришпинелидов (табл. 6). 1 – высокотитанистые шпинелиды щелочно-ультраосновного комплекса, 2 – шпинелиды из лампроитоидов. М – поле фигуративных точек низкотитанистых хромшпинелидов из меймечитов.

1-1.5 мм. В шлифах наблюдались сростки ильменитов с оранжевыми гранатами и флогопитом. Встречено несколько разновидностей: 1 – ильмениты, содержащие более 84 мол. % $FeTiO_4$ (табл. 7, ан. 1-2); 2 – пикроильмениты (табл. 7, ан. 3-4); 3 – «магноильмениты» – ильмениты с содержанием гейкилитового минала менее 40 мол. % (табл. 7, ан. 5-11); 4 – Cr-ильмениты с содержанием $Cr_2O_3 = 4.0-5.7$ мас. % (табл. 7, ан. 12-16).

К ассоциации сложных оксидов титана принадлежат хромистые ульвошпинелиды или ульвиты (табл. 8) и титанистые магнезиоферриты (табл. 9), содержания MgO в которых от 9.25 до 17.02 мас. %. Для сравнения в таблице помещен анализ титаномагнетита (табл. 9, ан. 10).

На рис. 10 точки составов титанатов образуют удлинённый рой, накладывающийся на поле ильменитов из алмазоносных кимберлитов (Гаранин и др., 1984). Собственно ильмениты тяготеют к полю эклогитов и габбро. Магнезиоферриты располагаются в поле ферришпинелидов, возникающих при распаде твердых растворов пикроильменитов перидотитовых нодулей в кимберлитах.

Амфибол встречен в единичных образцах меймечитовых туфов и лав и лампроитоидных даек. Обычно это тремолит и эденит, и лишь в одном образце присутствуют фрагменты зерен роговой обманки. Ввиду ограниченности данных ее петрографическая позиция и возможный парагенезис остался не выяснен.

Слюды (флогопит и биотит) являются поро-

СЕЛИВЕРСТОВ

Таблица 6. Представительные микронзондовые анализы Ti-хромшпинелидов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| TiO ₂ | 1.03 | 1.26 | 1.27 | 1.94 | 2.05 | 2.09 | 2.37 | 5.02 | 5.15 | 11.68 |
| Al ₂ O ₃ | 10.73 | 9.38 | 17.18 | 12.35 | 11.11 | 16.74 | 11.04 | 5.05 | 4.64 | 3.21 |
| Cr ₂ O ₃ | 37.40 | 33.42 | 41.09 | 21.30 | 18.38 | 39.83 | 32.50 | 45.60 | 45.05 | 20.58 |
| Fe ₂ O ₃ | 20.40 | 26.04 | 10.11 | 34.47 | 36.76 | 9.30 | 21.58 | 12.39 | 12.50 | 28.15 |
| FeO | 21.51 | 20.31 | 17.49 | 21.15 | 25.11 | 21.88 | 26.91 | 21.67 | 21.08 | 25.96 |
| MnO | 0.35 | 0.35 | 0.19 | 0.25 | 0.31 | 0.34 | 0.52 | 0.48 | 0.45 | 0.53 |
| MgO | 8.10 | 8.82 | 11.60 | 9.18 | 6.35 | 9.17 | 5.43 | 9.85 | 10.05 | 10.75 |
| Сумма | 99.52 | 99.58 | 98.93 | 100.64 | 100.07 | 99.35 | 100.35 | 100.06 | 98.92 | 100.86 |
| Количество катионов в пересчете на 32 (O) | | | | | | | | | | |
| Ti | 0.21 | 0.26 | 0.25 | 0.39 | 0.42 | 0.41 | 0.49 | 1.03 | 1.06 | 2.39 |
| Al | 3.42 | 3.00 | 5.20 | 3.86 | 3.59 | 5.14 | 3.56 | 1.62 | 1.50 | 1.03 |
| Cr | 8.01 | 7.17 | 8.35 | 4.47 | 3.98 | 8.21 | 7.03 | 9.80 | 9.79 | 4.43 |
| Fe ³⁺ | 4.15 | 5.32 | 1.96 | 6.89 | 7.58 | 1.82 | 4.44 | 2.53 | 2.58 | 5.76 |
| Fe ²⁺ | 4.86 | 4.61 | 3.76 | 4.70 | 5.76 | 4.77 | 6.15 | 4.92 | 4.84 | 5.91 |
| Mn | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.12 |
| Mg | 3.26 | 3.57 | 4.44 | 3.63 | 2.59 | 3.56 | 2.21 | 3.99 | 4.12 | 4.36 |

Аналитики: В.М. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова

Таблица 7. Представительные микронзондовые анализы ильменитов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| TiO ₂ | 48.17 | 49.74 | 58.87 | 55.68 | 50.32 | 49.37 | 46.79 | 44.55 |
| Al ₂ O ₃ | 0.30 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.50 | 0.58 | 0.69 | 0.54 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.01 | 0.17 | 0.12 | 0.38 | 0.44 | 0.10 | 0.14 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.00 | 7.00 | 3.49 | 3.67 | 13.16 | 13.01 | 17.51 | 20.46 |
| FeO | 40.79 | 39.92 | 16.11 | 22.38 | 22.42 | 25.71 | 25.56 | 26.70 |
| MnO | 0.54 | 0.36 | 1.95 | 4.46 | 0.30 | 0.21 | 0.61 | 0.19 |
| MgO | 1.13 | 2.52 | 19.57 | 13.03 | 12.66 | 10.39 | 8.94 | 7.41 |
| Сумма | 100.98 | 99.57 | 100.17 | 99.38 | 99.74 | 99.71 | 100.20 | 99.99 |
| MgTiO ₄ | 3.37 | 7.51 | 63.90 | 44.90 | 37.73 | 30.96 | 26.64 | 22.08 |
| FeTiO ₄ | 86.11 | 84.27 | 29.50 | 43.20 | 47.33 | 54.28 | 53.96 | 56.37 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.00 | 7.00 | 2.90 | 3.90 | 13.16 | 13.01 | 17.51 | 20.46 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0.01 | 0.10 | 0.10 | 0.38 | 0.44 | 0.10 | 0.14 |
| Al ₂ O ₃ | 0.30 | 0.02 | - | - | 0.64 | 0.58 | 0.69 | 0.54 |
| MnTiO ₄ | 1.15 | 0.76 | 3.60 | 8.60 | 0.64 | 0.44 | 1.30 | 0.40 |

Таблица 7. Окончание

| | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TiO ₂ | 43.77 | 42.03 | 34.98 | 31.80 | 30.33 | 29.14 | 28.76 | 47.77 |
| Al ₂ O ₃ | 0.70 | 0.64 | 0.65 | 0.79 | 0.53 | 0.68 | 0.60 | 0.09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.15 | 0.12 | 0.65 | 3.96 | 4.75 | 5.10 | 4.72 | 5.68 |
| Fe ₂ O ₃ | 21.31 | 26.90 | 36.51 | 37.86 | 38.98 | 40.13 | 42.62 | 12.83 |
| FeO | 27.51 | 22.53 | 21.88 | 21.02 | 21.08 | 20.27 | 19.59 | 21.34 |
| MnO | 0.19 | 0.27 | 0.13 | 0.14 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.27 |
| MgO | 6.56 | 8.15 | 5.32 | 4.18 | 3.42 | 3.29 | 3.50 | 12.00 |
| Сумма | 100.19 | 100.64 | 100.12 | 99.75 | 99.21 | 98.71 | 99.90 | 99.98 |
| MgTiO ₄ | 19.55 | 24.29 | 15.85 | 12.46 | 10.19 | 9.60 | 10.40 | 35.76 |
| FeTiO ₄ | 58.08 | 48.11 | 46.19 | 44.38 | 44.50 | 42.79 | 41.23 | 45.05 |
| Fe ₂ O ₃ | 21.31 | 26.60 | 36.51 | 37.86 | 38.98 | 40.12 | 42.67 | 12.83 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.15 | 0.12 | 0.56 | 3.96 | 4.75 | 5.10 | 4.72 | 5.68 |
| Al ₂ O ₃ | 0.70 | 0.64 | 0.65 | 0.79 | 0.53 | 0.68 | 0.60 | 0.09 |
| MnTiO ₄ | 0.40 | 0.57 | 0.27 | 0.30 | 0.26 | 0.21 | 0.23 | 0.57 |

Примечание. 1-2 – ильмениты, 3-4 – пикроильмениты, 5-11 – «магноильмениты» (ильмениты с повышенным содержанием магния, MgTiO₄ (40 мол. %), 12-16 – Cr-ильмениты.

Аналитики: В.М. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова.

ТЕРМОБАРОФИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Таблица 8. Представительные микронзондовые анализы хромистых ульвошпинелидов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| TiO ₂ | 29.29 | 29.34 | 29.60 | 29.70 | 29.82 | 29.8 | 30.31 | 30.42 | 30.71 |
| Al ₂ O ₃ | 0.65 | 0.61 | 0.66 | 0.62 | 0.66 | 0.62 | 0.71 | 0.50 | 0.45 |
| Cr ₂ O ₃ | 4.77 | 4.82 | 4.82 | 4.88 | 4.86 | 4.91 | 5.30 | 4.68 | 4.99 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.05 | 8.92 | 7.74 | 7.62 | 7.87 | 7.49 | 5.43 | 4.99 | 5.27 |
| FeO | 53.24 | 53.01 | 53.16 | 53.12 | 53.59 | 53.25 | 53.75 | 53.40 | 53.93 |
| MnO | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.07 | 0.19 |
| MgO | 3.42 | 3.57 | 3.45 | 3.62 | 3.49 | 3.63 | 3.42 | 3.39 | 3.45 |
| Сумма | 100.54 | 100.38 | 99.55 | 99.67 | 100.41 | 99.81 | 99.02 | 97.45 | 98.99 |
| Количество ионов в пересчете на 32 (O) | | | | | | | | | |
| Ti | 6.36 | 6.38 | 6.49 | 6.50 | 6.48 | 6.51 | 6.67 | 6.80 | 6.76 |
| Al | 0.22 | 0.21 | 0.23 | 0.21 | 0.22 | 0.21 | 0.24 | 0.18 | 0.16 |
| Cr | 1.09 | 1.10 | 1.11 | 1.12 | 1.11 | 1.13 | 1.23 | 1.10 | 1.16 |
| Fe ³⁺ | 1.97 | 1.94 | 1.69 | 1.66 | 1.71 | 1.63 | 1.19 | 1.12 | 1.16 |
| Fe ²⁺ | 12.86 | 12.81 | 12.96 | 12.91 | 12.95 | 12.92 | 13.15 | 13.28 | 13.21 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.05 |
| Mg | 1.47 | 1.54 | 1.50 | 1.57 | 1.50 | 1.57 | 1.49 | 1.50 | 1.51 |

Аналитики: В.М. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова.

Таблица 9. Представительные микронзондовые анализы Ti-магнезиоферритов из меймечитовых туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| TiO ₂ | 15.82 | 15.84 | 16.87 | 17.17 | 17.49 | 17.80 | 18.18 | 18.40 | 18.98 | 19.39 |
| Al ₂ O ₃ | 5.20 | 4.77 | 3.42 | 3.87 | 4.27 | 6.14 | 2.92 | 4.02 | 3.93 | 1.87 |
| Cr ₂ O ₃ | 2.16 | 0.94 | 1.94 | 0.67 | 1.03 | 2.28 | 0.55 | 0.88 | 1.41 | 0.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 37.82 | 40.1 | 35.90 | 37.64 | 35.62 | 34.36 | 35.88 | 32.29 | 33.65 | 28.39 |
| FeO | 26.52 | 21.91 | 30.30 | 27.80 | 26.29 | 21.87 | 30.23 | 33.71 | 26.15 | 45.84 |
| MnO | 0.50 | 0.83 | 0.55 | 0.52 | 0.65 | 0.66 | 0.72 | 0.66 | 0.84 | 3.12 |
| MgO | 12.97 | 15.55 | 10.64 | 12.64 | 13.78 | 17.02 | 11.33 | 9.25 | 14.42 | - |
| Сумма | 100.99 | 99.94 | 99.62 | 100.31 | 99.13 | 100.13 | 99.81 | 99.21 | 99.38 | 98.70 |
| Количество катионов в пересчете на 32 (O) | | | | | | | | | | |
| Ti | 3.17 | 3.17 | 3.50 | 3.49 | 3.60 | 3.47 | 3.76 | 3.86 | 3.83 | 4.42 |
| Al | 1.63 | 1.49 | 1.11 | 1.23 | 1.36 | 1.88 | 0.95 | 1.32 | 1.24 | 0.67 |
| Cr | 0.45 | 0.20 | 0.42 | 0.14 | 0.22 | 0.47 | 0.12 | 0.19 | 0.30 | 0.02 |
| Fe ³⁺ | 7.68 | 7.97 | 7.46 | 7.65 | 7.22 | 6.71 | 7.42 | 6.77 | 6.80 | 6.47 |
| Fe ²⁺ | 5.91 | 4.85 | 6.99 | 6.28 | 5.92 | 4.74 | 6.95 | 7.86 | 5.87 | 11.62 |
| Mn | 0.11 | 0.19 | 0.13 | 0.12 | 0.15 | 0.15 | 0.17 | 0.16 | 0.19 | 0.80 |
| Mg | 5.15 | 6.14 | 4.38 | 5.09 | 5.53 | 6.58 | 4.64 | 3.84 | 5.77 | - |

Примечание. 1-9 – Ti-магнезиоферриты, 10 – титаномagnetит.

Аналитики: В.М. Чубаров, Г.П. Пономарев, Т.М. Философова.

дообразующими минералами лампроитовидных туфов и даек и второстепенными – лав и даек меймечитов. Ксеногенные разности встречаются в меймечитовых туфах в виде фрагментов ксенокристаллов, которые иногда подвержены пластическим деформациям, а также в виде сростков с оранжевым пиропом. Это флогопиты с $mg = 0.87-0.93$. По составу они неоднородны и разделяются на две группы. Первая характеризуется относительно пониженными содержаниями SiO₂ (35.41-36.60 мас. %), FeO (3.17-3.90 мас. %), MgO (до 32,8 мас. %) повышенными – Al₂O₃ (16.13-17.23 мас. %), TiO₂ (около 1 мас. %) и высокими – BaO (1.67-2.40 мас. %). По мнению

А.Д. Харькива и Д.И. Саврасова (1979), глиноземистость этого минерала отражает его высокобарическое происхождение. Можно полагать, что кристаллизация флогопита этой группы происходила в условиях мантийных давлений и повышенных температур из расплава, насыщенного BaO.

Слюды второй группы отличаются более высокими SiO₂ (40.55-42.72 мас. %), FeO (4.48-5.53 мас. %), MgO (22.61-24.07 мас. %), пониженным Al₂O₃ и практически полным отсутствием BaO. Перечисленные особенности позволяют отнести их к парагенезису гранат-ильменитовых перидотитов (Гаранин и др., 1984; Родионов и др., 1988;

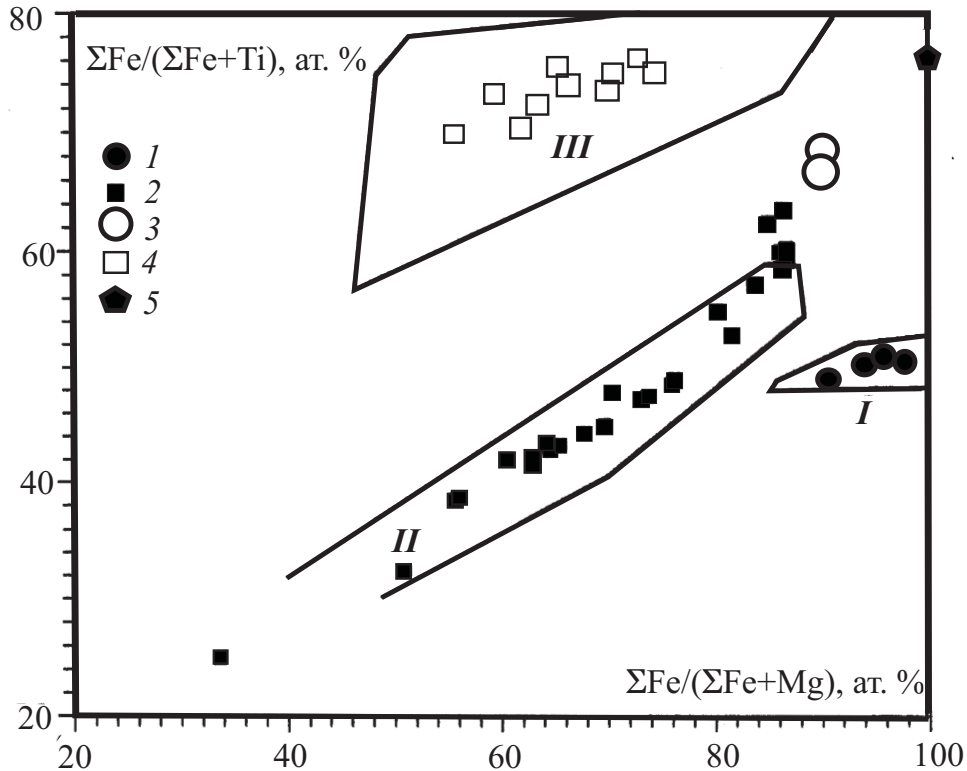


Рис. 10. Диаграмма $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Ti})$ (ат. %) ильменитов и ферришпинелидов (табл. 7). 1 – ильмениты, 2 – пикроильмениты, 3 – Sr-ульвошпинелиды, 4 – магниоферриты, 5 – Ti-магнетит. Поля фигуративных точек (Гаранин и др., 1984): I – ильменитов габбро и эклогитов, II – алмазоносных ильменитовых перидотитов из кимберлитов, III – магниоферритов – продуктов распада пикроильменитов из кимберлитов.

Dawson, 1987; Haggerty, 1987).

Ортоклаз. В некоторых образцах обнаружены зерна бесцветного калиевого полевого шпата без двойников и включений. Это единственный ксеногенный лейкократовый минерал щелочного парагенезиса, определенный в меймечитах. Его состав несколько необычен и отличается полным отсутствием CaO, пониженными концентрациями Na_2O (0.72-1.13 мас. %) и присутствием заметных количеств Ba и Sr (0.15-0.69 и 0.13-0.20 мас. % соответственно).

Муассанит – политип 6H карбида кремния (Горшков и др., 1995) – встречен почти во всех породах комплекса. Он представлен несколькими разновидностями: бесцветной водянопрозрачной, светло-зеленой, светло-голубой и индигово-синей, и содержит включения циркона и графита. Содержание минерала падает от туфов к лавам и дайкам.

Корунд представлен несколькими разновидностями: бесцветной водянопрозрачной, светло-розовой, и неизвестной ранее разновидностью рубина с аномально высокими содержаниями Cr_2O_3 – до 45 мас. % (Горшков и др., 1996). В некоторых зернах бесцветного корунда обнаружены мелкие включения гематита и хромшпинелидов.

Циркон. Цирконы, встречающиеся в виде включений в муассанит (Горшков и др., 1995), отличаются чистотой состава, что указывает на их раннемагматическое происхождение из расплавов, обедненных РЗЭ.

«Экзотические» стекла. Изучение составов стекол из меймечитовых туфов дало неожиданно интересные результаты несмотря на их повсеместную гидратированность (табл. 10). В координатах трех главных минералообразующих оксидов (MgO-CaO-FeO) выделено несколько дискретных групп этих образований (рис. 11).

Наиболее многочисленную группу составляют стекла, приваренные к фенокристам оливина, а также образующие самостоятельные частицы. Оно прозрачно в проходящем свете, бесцветно, обычно однородно, иногда обладает глобулярной структурой. В нем преобладают оксиды магния и железа (рис. 11) и по составу оно приближается к составу оливина и пижонита.

Наряду с прозрачными и бесцветными разновидностями изредка встречаются «экзотические» стекла, цвет которых изменяется от светло- до темно-коричневого. Их структура обычно пузырчатая, глобулярная, иногда микролитовая за счет появления тонких иголок диопсида,

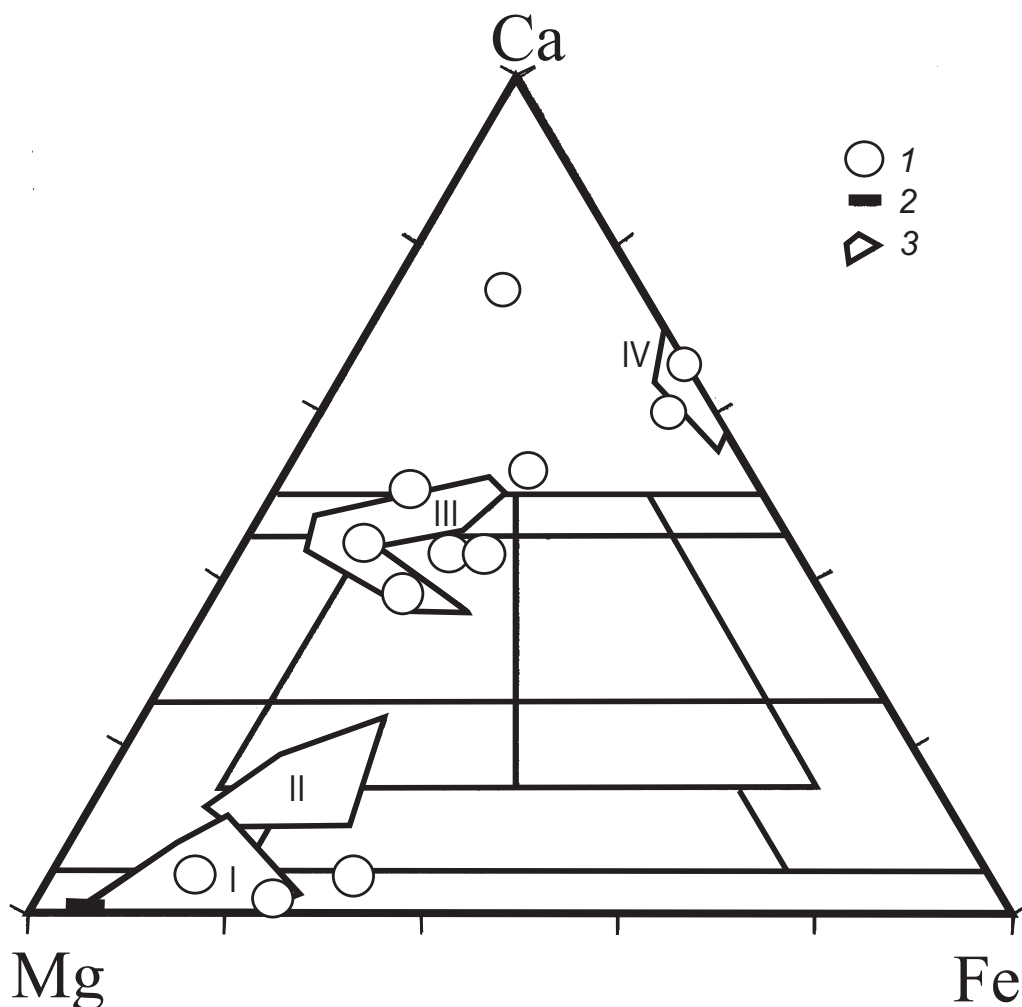


Рис. 11. Диаграмма Mg-Ca-Fe (мол. %) «экзотических» стекол из меймечитовых и лампроитоидных туфов (табл. 10).

I – «экзотические» стекла. *2* – апооливиновые серпентиниты. *3* – поля составов: *I* – стекло из литокластов с кристаллами оливина; *II* – меймечитов (туфов и лав); *III* – клинопироксенов из пород щелочно-ультраосновного комплекса; *IV* – андрадитов (Дир и др., 1965).

Таблица 10. Представительные микронзондовые анализы «экзотических» стекол из меймечитовых и лампроитоидных туфов, мас. %.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 37.6 | 31.38 | 28.11 | 26.54 | 27.21 | 32.49 | 28.79 | 35.74 | 36.03 | 31.23 |
| TiO ₂ | 2.44 | 3.33 | 2.36 | 3.59 | 2.58 | 0.92 | 4.90 | 1.02 | 7.48 | 12.63 |
| Al ₂ O ₃ | 7.73 | 3.98 | 4.00 | 1.38 | 1.45 | 1.75 | 2.19 | 11.24 | 9.37 | 8.74 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.51 | 0.03 | - | - | - | - | - | 0.01 | 0.05 | 0.38 |
| FeO | 8.90 | 13.13 | 8.93 | 22.60 | 23.60 | 24.50 | 15.97 | 13.91 | 8.21 | 5.41 |
| MnO | 0.14 | 0.16 | 0.08 | 0.46 | 0.14 | - | 0.15 | 0.09 | 0.06 | 0.06 |
| MgO | 26.22 | 12.68 | 13.14 | 0.30 | 0.37 | 1.90 | 8.30 | 23.92 | 11.64 | 3.88 |
| CaO | 2.29 | 21.43 | 26.08 | 36.38 | 35.64 | 32.48 | 27.09 | 0.84 | 14.71 | 27.87 |
| BaO | н.о | н.о | н.о | н.о | н.о | н.о | н.о | 0.43 | 0.16 | 0.23 |
| Na ₂ O | 0.587 | - | - | - | - | - | - | 0.06 | 0.04 | 0.05 |
| K ₂ O | 2.29 | - | 0.02 | 0.01 | 0.02 | - | - | 3.71 | 5.59 | 2.20 |
| Сумма | 88.71 | 86.12 | 82.72 | 91.26 | 91.01 | 94.04 | 87.39 | 90.97 | 93.34 | 92.68 |

Примечание. Стекла: 1-7 – из меймечитовых туфов (1-2 – обр. 66-20, 3 – обр. 66-21, 4-5 – обр. 606-2, 6-7 – обр. К606-4); 8-10 – из лампроитоидных туфов (8 – обр. К610-1, 9-10 – обр. К616-15). н.о. – не определялось; «-» – содержание 0.00 мас. %.

Аналитик: Пономарев Г.П.

показатель преломления выше, чем у диопсида. Фигуративные точки этих стекол, определенные по соотношению Ca, Mg и Fe, группируются на рис. 11 в три дискретных ряда, соответствующих по составу ортопироксену, клинопироксену и гранатам андрадитового ряда. Это дает основание предполагать их ксеногенную природу.

УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КСЕНОГЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА

Высокая степень дезинтеграции пород ксеногенных включений затрудняет поиски сосуществующих пар минералов, пригодных для термо-барогеохимических расчетов. Поэтому использовались косвенные критерии оценки равновесности минеральных парагенезисов, в частности, коэффициенты распределения компонентов и их соотношений в минералах.

В соответствии с оливин-хромитовым геотермометром (Диккинсон, 1973) формирование обогащенного хромом парагенезиса, включающего форстерит, высокохромитые хромшпинелиды и пироп группы «А», происходило при 1470°C. Отметим, что вычисленные температуры кристаллизации магматических шпинелидов, равновесных с субвулканическим оливином, не поднимается выше 1300°C. Эти расчеты находятся в соответствии с данными измерений температур гомогенизации расплавных включений в оливинах вкрапленников ультраосновных пород Маймеч-Котуйского комплекса, равными 1250-1480°C (Соболев и др., 1989).

Температура образования парагенезиса Ст-диопсид (табл. 3) – пироп группы «Б» (табл. 4), определенная по гранат-клинопироксеновому геотермометру Д. Грина с коррекцией Н.В. Соболева (Соболев, 1974), равна 1120-1200°C при $P = 3$ ГПа и 1180-1300°C при $P = 5-6$ ГПа.

Давления формирования установленных парагенезисов оценивается по косвенным признакам, а именно по степени сходства составов ксеногенных оливина, клинопироксена, граната и хромшпинелида, с одной стороны, и минералов во включениях в алмазы – с другой. Фигуративные точки этих минералов на соответствующих графиках (рис. 5-10) частично или полностью попадают в поля минералов-узников в алмазы кимберлитов, при этом наиболее информативными являются составы пиропов (рис. 6). Это позволяет предполагать, что РТ-условия их образования соответствуют условиям, характерным для верхней мантии, где температура 1100-1500°C и давление не ниже 4 ГПа (Соболев, 1974).

Обогащенный титаном ильменит-перидоти-

товый парагенезис формировался при более низких температурах и давлениях (Родионов и др., 1988). Так, фигуративные точки некоторых ильменитов ложатся в поле алмазоносных перидотитов (рис. 10): пикроильменит с 26% гейкилитового минала образуется при $T = 1145^\circ\text{C}$ и $P = 1.5-2.0$ ГПа, а с 38% гейкилита – при $T = 1170-1280^\circ\text{C}$ и $P = 3.5-4.0$ ГПа (Гаранин и др., 1984). С другой стороны, собственно ильмениты формировались в условиях эклогитовой фации. Наконец, регрессивные преобразования пикроильменитов и «магноильменитов» – переход в Ст-ульвит и Тi-магнезиоферрит – осуществлялись при $T = 900-1200^\circ\text{C}$ и дальнейшем понижении давления (Haggerty, 1979).

Косвенным индикатором присутствия минеральных ассоциаций эклогитовой фации может служить обнаружение в меймечитовых туфах ксеногенного ортопироксена, который в соответствии с эмпирическими уравнениями С.А. Морса (Morse, 1979), парагенетичен оливину с составом $\text{Fo}_{88.4}$ и одному из диопсидов из ядра крупного фенокристалла (табл. 3, ан. 7). Условия формирования полученной таким образом пары ортопироксен-клинопироксен определяются в пределах $P = 1.2-1.6$ ГПа при $T = 1124-1155^\circ\text{C}$ (Herzberg, Chapman, 1976).

Таким образом, в составе пирокластических пород щелочно-ультраосновного комплекса Валагинского хребта Камчатки присутствуют включения минералов – фрагментов трех типов мантийных алмазоносных пород: гранатовые лерцолиты – верлиты, ильменитовые перидотиты, эклогиты. К списку ксеногенных включений следует добавить щелочную породу предположительно калишпат-флогопитового состава. Исследования особенностей фракционирования Ва и Ст между полевыми шпатами и расплавом показали (Green, 1994), что D_{Ba} и D_{Sr} мало зависят от P , T и флюидов и контролируются только содержанием анортитовой молекулы. По другим оценкам (Guo, Green, 1990) D_{Ba} щелочного полевого шпата в трахите равен 1.4-8.8 в интервале давлений 1.0-2.5 ГПа и температур 900-1100°C. Таким образом, отсутствие СаО в ортоклазе позволяет предполагать его высокотемпературный и высокобарический генезис из щелочного, обогащенного барием расплава, что и объединяет его с Ва-содержащим флогопитом. Видимо, присутствие флогопит-ортоклазовой ассоциации в меймечитах отражает одну из ранних стадий кристаллизации щелочного расплава, исходного для калиевых щелочных и ультраосновных пород комплекса.

Можно также говорить о присутствии альпинотипных гипербазитов, представленных редкими фрагментами кристаллов высокоглиноземистой хромшпинели и ортопироксе-

на. Перечисленные факты свидетельствуют о существовании в верхнемеловом фундаменте Корякско-Камчатской складчатой системы мощной, дифференцированной литосферы и имеют важное значение для расшифровки ее строения в ранние стадии альпийского геотектонического цикла развития региона.

До недавнего времени представления о генезисе меймечитов и лампроитоидов сводились к признанию ведущей роли одного из следующих процессов:

1 – прямого плавления вещества мантии (Марковский, Ротман, 1981; Селиверстов, Цикунов, 1974).

2 – гравитационного фракционирования толеитовой (Марковский, Ротман, 1971), оливин-базальтовой (Эрлих и др., 1971) или шошонит-латитовой (Говоров и др., 1990; Соболев и др., 1989) магм.

Наибольшей популярностью пользуется последняя точка зрения. Однако характер распределения и накопления РЗЭ в исследуемых породах и подстилающих и перекрывающих вулканитах, в том числе шошонитах и латитах этого же района таков, что полностью исключает их генетические взаимоотношения (Селиверстов и др., 1994).

Важной с генетической точки зрения особенностью комплекса является присутствие в меймечитах и лампроитоидах большого количества расплавных включений щелочного состава (Говоров и др., 1990; Соболев и др., 1989) и ассоциации ксеногенных минералов мантийных термобарофильных парагенезисов, что также исключает возможность дифференционного генезиса вулканических ультрамафитов, так и прямой их выплавки из материала мантии, но вписывается в трехстадийную модель генезиса ультрамафитов щелочно-ультраосновного комплекса (Селиверстов, Пузанков, 1990):

1 – малообъемное селективное плавление вещества мантии, образование ультращелочного расплава или флюидо-расплава, потеря им в результате метасоматического обмена с породами стенок магмовода ряда некогерентных элементов (предшествующий мантийный метасоматоз);

2 – массовое дробление пиролита и диспергация расплава в результате импактного взрыва и вынос этой смеси в верхние слои литосферы;

3 – выброс перегретого диспергированного материала и излияние на поверхность декомпрессионного, новообразованного из этого материала расплава, сопровождаемое гравитационной дифференциацией в промежуточных очагах питающих палеовулканических систем.

Эволюционные процессы не способны объяснить наблюдаемые в породах щелочно-ультраосновного комплекса соотношения юве-

нильного расплавного и ксеногенного моно- и полиминерального мантийного материала. Поэтому весьма вероятны дробление и массовый захват мантийных ультрабазитов в результате мантийного импактогенеза, принципиальная возможность которого показана А.А. Маракушевым и его коллегами (1993, 1995). В пользу этого предположения свидетельствует присутствие в меймечитовых туфах зерен пиропов с планарными структурами, а также «экзотических» стекол. Представляется очевидной первичная тектоморфная или диаплектовая природа последних, которые формируются под действием ударных волн без плавления и характеризуются сохранением морфологии исходного минерала, большой плотностью, высоким показателем преломления.

Исследованные образцы отвечают важнейшим характеристикам тектоморфных образований, отличаясь каплевидной формой, спорадически проявленной вспученностью (глобулярными структурами) и частичной раскристаллизацией. Таким образом, в составе и строении частиц «экзотических» стекол сочетаются признаки импактного происхождения и декомпенсационной эволюции – плавления и застывания в виде стекла с частичной раскристаллизацией.

Выше показано, что составы наиболее высокобарических ксеногенных минералов меймечитов и лампроитоидов в целом идентичны составам минералов-узников в алмазах лерцолитового парагенезиса, которые образуются на глубинах 120-150 км при температурах 1000-1300°C. В конце прошлого века были получены данные по иному типу парагенезисов включений (Харьков и др., 1997), представленных ферропериклазом, вюститом, альмандином, ильменитом, Cr-Ti шпинелью, перовскитом, сфеном, стишовитом и др. Максимальная расчетная глубина формирования этой ассоциации – 670 км. Одним из типоморфных минералов-узников бразильских алмазов является высокотитановая шпинель с пониженным содержанием хрома: $Cr_2O_3 < 36.5$ мас. %, $TiO_2 > 10.0$ мас. % (Kaminsky et al., 2001). В указанные интервалы укладывается состав зерна Ti-шпинелида из меймечитов (табл. 6, ан. 10), что позволяет рассматривать его как возможный реликт нижнемантийного парагенезиса, который достиг поверхности литосферы в результате импактного взрыва.

Приведенные в статье данные и их интерпретация позволяют оценить геотектоническую обстановку камчатского региона на момент образования валагинского щелочно-ультраосновного вулканического комплекса. Статистически установлено, что высокоалмазоносные кимберлиты формируются на коре мощностью 40-50 км,

слабоалмазоносные кимберлиты и родственные им породы – на коре мощностью 35–40 км (Зинчук и др., 2007). По аналогии можно полагать, что мел-палеогеновый алмазоносный щелочно-ультраосновной комплекс Восточной Камчатки мог возникнуть на коре именно континентального типа, которая впоследствии претерпела несколько этапов активизации. Присутствие в меймечитах и лампроитоидах ксеногенных термобарофильных минералов, принадлежащих нескольким парагенезисам алмазоносных верхнемантийных, а, возможно, и нижнемантийных перидотитов, также является свидетельством развития Корякско-Камчатской складчатой системы на мощной и сложно дифференцированной литосфере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предороженный этап альпийского тектонического цикла развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса ознаменовался вспышкой ультраосновного вулканизма кампан-маастрихтского возраста. Среди всех проявлений наибольшей полнотой выделяется щелочно-ультраосновной вулканический комплекс Валагинского хребта на Восточной Камчатке, представленный следующим набором пород (снизу вверх): меймечит - лампроитоид - нефелиновый базальт. В трех пробах, взятых из двух первых разностей, были встречены мелкие алмазы. Углубленные минералогические исследования привели к обнаружению нескольких термо-барофильных минеральных ассоциаций – фрагментов трех типов мантийных алмазоносных пород: гранатовых лерцолитов – верлитов, ильменитовых перидотитов, эклогитов. Это исключает техногенное происхождение алмазов, с одной стороны, и открывает перспективы поисковых работ, с другой. Автор надеется, что тема алмазов на Камчатке не закрыта и в будущем исследование этой проблемы будет иметь продолжение.

Полевые и лабораторные работы по теме статьи были проведены совместно с А.Г. Цикуновым, А.В. Колосковым, В.М. Гундобиним, Г.П. Пономаревым, Ф.Ш. Кутыевым и др. Всем названным, а также многим другим коллегам автор признателен за их помощь. Текст статьи был любезно просмотрен Н.В. Соболевым и А.В. Соболевым, которым автор искренне благодарен за ряд конструктивных замечаний.

Список литературы

Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Ред. О.А. Богатиков. М.:Изд-во МГУ, 1999.

524 с.

- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др.* Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т.* Ильменит из кимберлитов. М.: Изд. МГУ, 1984. 734 с.
- Говоров И.Н., Бадреддинов З.Г., Дардыкина Л.Н. и др.* Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427–431.
- Горшков А.И., Селиверстов В.А., Сивцов А.В.* Кристаллохимия и минералогия муассанита из щелочно-ультраосновного вулканического комплекса (Камчатка) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 4. С. 358–367.
- Горшков А.И., Селиверстов В.А., Сивцов А.В., Мохов А.В.* О новой природной разновидности рубина с аномально высоким содержанием хрома // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 795–797.
- Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир. 1989. 430 с.
- Диккинсон Е.Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилуотер // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973 С. 43–66.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. В 5 томах. М.:Мир, 1965–1966. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. М.:Мир, 1965. 272 с.
- Зинкевич В.П., Соболев А.В., Селиверстов В.А. и др.* Геология и петрохимия мезозойских и кайнозойских вулканических пород Тумрокского выступа Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 47–54
- Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения: в 3 томах. Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. Воронеж: ВГУ, 2007. 570 с.
- Каминский Ф.В.* Новый генетический тип промышленно-алмазоносных пород – лампроиты Западной Австралии. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1987. 47 с.
- Камчатская область (южная часть). Топографическая карта. Масштаб 1:200000. Хабаровск: 488 ВКФ, 1997. 82 листа.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Лазыко Е.Е.* Минералы – спутники алмаза и ге-

- незис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
- Магматические горные породы. В 6 т. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 416 с.
- Магматические горные породы. В 6 т. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 509 с.
- Мазарович А.О., Фрих-Хар Д.И., Когарко Л.Н. и др.* Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с. (Тр. ГИН. Вып. 451).
- Маракушев А.А., Богатырев Д.С., Феногенов А.Н. и др.* Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. № 6. С. 571-596.
- Маракушев А.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А. и др.* Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 2. С. 105-121.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 675-678.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Плаксенко А.Н.* Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафитовых магматических формаций. Воронеж: ВГУ, 1989. 224 с.
- Плаксенко А.Н., Бочаров В.Л., Полежаева Л.И.* Химический состав акцессорных хромшпинелидов коматиитовых серий в связи с проблемой их генезиса // Изв. АН СССР. Серия геол. 1987. № 5. С. 52-69.
- Покровский Б.Г., Селиверстов В.А.* Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатитах Восточной Камчатки // Геохимия. 1998. № 1. С. 38-43.
- Родионов А.С., Амшинский А.Н., Похиленко Н.П.* Ильменит-пироповые верлиты – новый тип парагенезиса в ксенолитах из кимберлитов // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 53-57.
- Савельева Г.Н.* Габбро-перидотитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 404).
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Ланутина И.П. и др.* Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 4. С. 949-953.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лапроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197-213.
- Селиверстов В.А., Пузанков Ю.М.* Магматические комплексы позднемезозойской эвгеосинклинали // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1990. С. 34-72.
- Селиверстов В.А., Цикунов А.Г.* Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 2. С. 424-427
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694-1709.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
- Томсон И.Н., Селиверстов В.А.* Магматизм и металлогения предорогенного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 3. 3-17.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М.* История алмаза. М.: Наука, 1997. 601 с.
- Харькив А.Д., Саврасов Д.И.* Ксенолиты флогопитсодержащих пород в кимберлитах Якутии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979. № 4. С. 75-87.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Серия геол. 1971. № 2. С. 3-9.
- Dawson J.B.* The MARID suite of xenoliths in kimberlite: relationship to veined and metasomatised peridotite xenoliths // Mantle xenoliths / P.X. Nixon (Ed.). Chichester a.o.: John Wiley and sons Ltd, 1987. P. 465-473.
- Green T.H.* Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later // Chemical Geology. 1994. V. 117. P. 1-36.
- Guo J., Green T.H.* Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature // Lithos. 1990. V. 24. № 1. P. 83-95.
- Haggerty S.E.* Spinel and ilmenites in high pressure regimes: an empirical analysis // The mantle samples / G.R. Boyd, H.O.A. Meyer (Eds). Washington, 1979. P. 164-180.
- Haggerty S.E.* Metasomatic mineral titanates in upper mantle xenoliths // Mantle xenoliths / P.X. Nixon (Ed.). Chichester a. o.: John Wiley and sons Ltd, 1987. P. 671-690.
- Herzberg C.T., Chapman N.A.* Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites // Amer. Mineral. 1976. V. 61. P. 623-637.
- Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R. et al.* Super-deep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brasil // Contribs mineral petrol. 2001. V. 140. № 6. P. 734-753.
- Meyer H.O.A.* Inclusions in diamond // Mantle xenoliths / P.X. Nixon (Ed.). Chichester a. o.: John

- Wiley and sons Ltd, 1987. P. 501-522.
- Morse S.A.* Reaction constants for En-Fo-Sil equilibria: an adjustment and some applications // *Amer. J. Sci.* 1979. V. 279. P. 1060-1069.
- Seliverstov V.A., Kaminsky F.V.* High pressure mineral associations in alkaline ultramafic volcanics of Kamchatka peninsula, Russia // *International Volcanological Congress, Ankara, 1994. Vol. of abstr. Ankara, Turkey. 1994. P. 160.*
- Seliverstov V.A., Tsikunov A.G.* Ultrabasic volcanic rocks of Late Cretaceous geosynclinal sequences of the Valaginsky Belt (Eastern Kamchatka) and ultrabasic intrusions associated with them // *Symposium on volcanoes and their roots. Vol. of abstr. Oxford, 1969. P. 180-181.*
- Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group – Upper Mantle project // *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 1969. № 2. P. 87-112.*

THERMOBAROPHYLLIC MINERAL PARAGENESISES OF DIOMONDIFEROUS ALKALINE ULTRAMAFIC VOLCANIC COMPLEX IN EASTERN KAMCHATKA

V.A. Seliverstov

*Earth sciences Museum, Lomonosov Moscow State University. Moscow, 119899;
e-mail: vaseliverstov@gmail.com*

The article gives a brief description for the geological peculiarities of the alkaline-ultramafic volcanic complex in Eastern Kamchatka (meimechites, lamproitoides, Na-alkaline basalts). The ultramafic rocks contain a number of thermobarophyllic minerals: olivine (Fo 92.47-93.51), Cr-diopsides, garnets (lilac, red, rose and orange pyropes), Cr-spinels and Ti-Cr-spinels, picroilmenite, ilmenite, Cr-ulvospinel, magnesioferrite, Ti-magnesioferrite, phlogopite and Ba-phlogopite, Ba-orthoclase, moissanite (polytype 6H), corundum, ruby and Cr-ruby (Cr₂O₃ up to 45 mass %), zircon, «exotic» glasses. The «exotic» glasses composition agrees the composition of orthopyroxene, clinopyroxene and andradite. The above minerals belong to certain paragenesises, including diomondiferous ones: garnet clinopyroxenites, lhertsolites and wherlites, ilmenite and spinel peridotites, eclogites, alpine-type ultramafites etc. The combination of the following processes determines the meimechites and lamproitoides genesis:

1 – Selective melting of primitive mantle and reactions between melt and pyrolite accompanied by coherent elements loss caused by mantle metasomatism.

2 – Impact fragmentation and subtraction of the fragmented mantle ultramafic rocks and the dispersed melt into the upper lithosphere.

3 – Eruption of tuffs on the bottom of Cretaceous sea, their decompressed melting in the intermediate chambers and differentiation of the newly formed ultramafic magmas in the feeding systems of paleovolcanoes. The formation of the alkaline ultramafic complex on the deep differentiated crust concluded with the eruption of lamproitoides tuffs and effusion of nepheline basalt lavas.

Keywords: alkaline-ultramafic volcanic complex, Eastern Kamchatka.