

## **ШПИНЕЛИ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА: ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.**

**Е.Н. Гриб**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006  
e-mail: gen@kscnet.ru*

Карымский вулканический центр (КВЦ) расположен на центральном участке Восточного вулканического пояса (ВВП) Камчатки и представляет собой сложное структурное образование плиоцен-четвертичного возраста. Для него характерно ритмичное развитие вулканизма, включающее длительные начальные этапы преимущественно базальтового вулканизма, предполагаемые периоды покоя и заключительные вспышки кислого эксплозивного вулканизма с образованием телескопированных кольцевых структур.

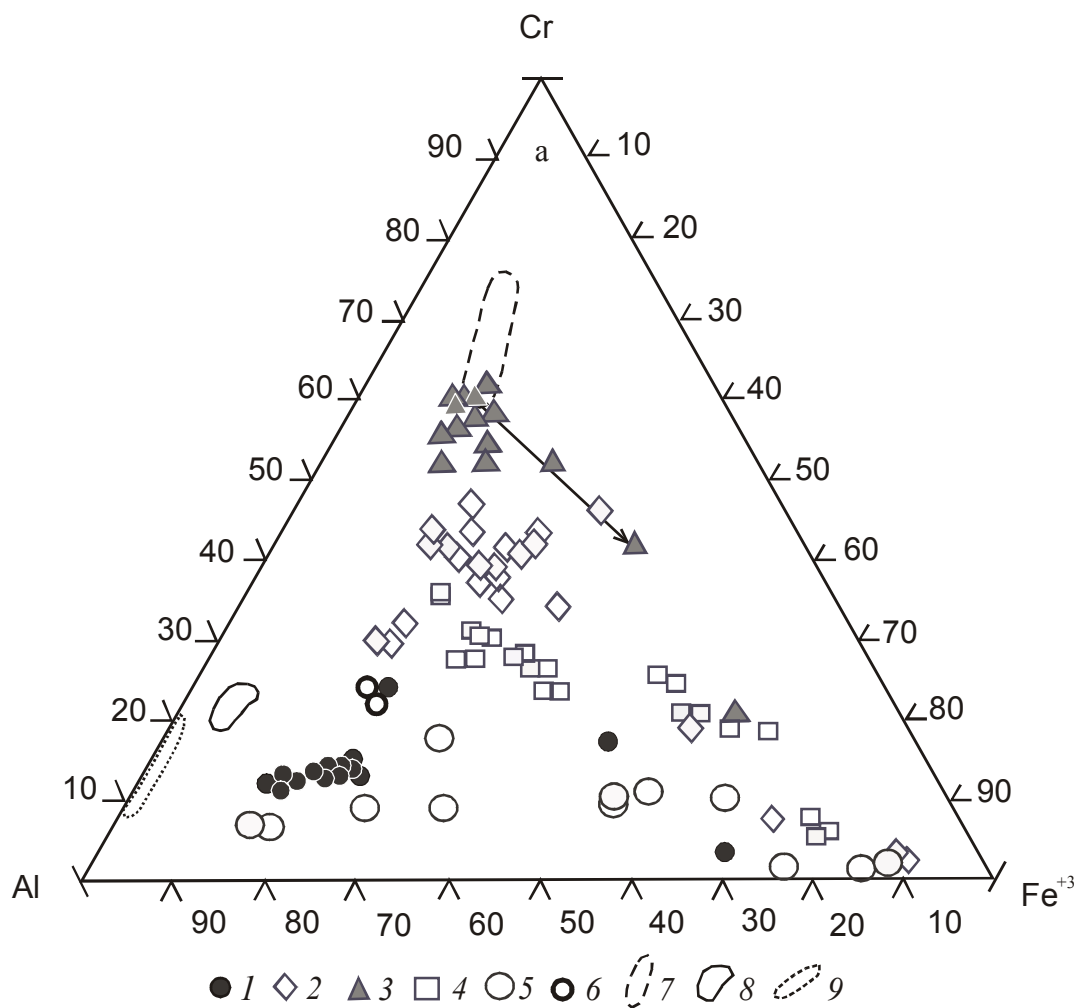
01.01.1996 г. в Карымском вулканическом центре произошло извержение базальтовой тефры в северной части озера Карымское, заполняющего кальдеру Академии Наук. Продукты извержения были представлены высокоглиноземистыми толеитовыми низко- и умереннокалиевыми базальтами с Pl-Ol-Cpx ассоциацией минералов-вкрапленников (оливинсодержащие базальты) [5]. В разрезах северного борта озера обнаружены слои голоценовой базальтовой тефры, которые образовались, очевидно, в результате событий, подобных произошедшему в 1996 г. и характеризуются аналогичной минеральной ассоциацией. Для одного из слоев базальтовой тефры на уровне трехметровой озерной террасы тефрохронологическим методом была установлена дата извержения – 4800 л.н. (в дальнейшем она будет именоваться тефра «4800») [2]. В виде дайки (предположительно голоценового возраста) Ol-содержащие базальты встречены в северо-западном борту кальдеры Карымской. Сходные минеральные ассоциации характерны также для докальдерных базальтов вулканов Стена (северный сектор структуры) и Дитмара (южный сектор структуры), тогда как все более поздние внутрикальдерные вулканические постройки КВЦ, за исключением вулканов Малосемячиковской группы [14], сложены известково-щелочными двупироксеновыми базальтами. В базальтах вулкана Однобокий оливин отмечен, в основном, в ассоциации с анортитом и принадлежит к дезинтегрированным фрагментам алливалитовых включений [8, 9].

Изучение состава шпинелей явилось частной задачей при оценке степени комагматичности Ol-содержащих базальтов, которые периодически проявлялись в истории развития Карымского вулканического центра начиная с плиоцен-нижнечетвертичного возраста вплоть до 1996 г. с целью установить степень их генетического родства и оценить возможный состав источника первичных для них расплавов [6].

### **Состав шпинелей**

Шпинели в базальтах встречаются в основном в виде твердофазных включений в оливинах, клинопироксенах и плагиоклазах, реже - в виде дочерних фаз в частично раскристаллизованных расплавных включениях. Размеры их варьируют в пределах 5-30 мкм. Изредка встречаются и более крупные выделения. Форма зерен овальная и октаэдрическая. В оливиновых сростках из базальтов тефры «4800» в межзерновом пространстве встречены единичные зерна шпинели размером до 70-100 мкм. Далее будут рассмотрены, в основном, составы включений шпинелей в оливинах, и в меньшей степени в анортитах. Их отличает широкий диапазон и характерный для каждого из объектов исследований ряд распределения составов - от хромитов, хромпикотитов, через субальмохромиты до герцинитов с одной стороны, и от субферрихромпикотитов, через

субферриалюмохромиты до хроммагнетитов и хром-содержащих титаномагнетитов, с другой (рис. 1, табл. 1).



**Рис. 1.** Соотношение Al-Cr-Fe<sup>3+</sup> в твердофазных включениях шпинели в оливинах. 1 – вулканический массив Стена-Малый Семячик; 2 - вулкан Дитмара; 3 - базальты «4800»; 4 - базальты 1996 г.; 5 - дайка в борту кальдеры Карымская; 6 - глиноземистая шпинель в оливинах щелочных базальтов в нижней части разреза щапинской свиты [3]. Поля: 7 – хромистые шпинели в оливинах из лав вулкана Ключевской [16]; 8 – шпинели в меловых щелочных базальтах полуострова Камчатский Мыс [13]; 9 – шпинели в ксенолитах лерцолитов из базанитов Вьетнама, данные А.В. Колоскова. Стрелкой показано изменение состава зерен шпинели в оливиновом сростке в базальте «4800»

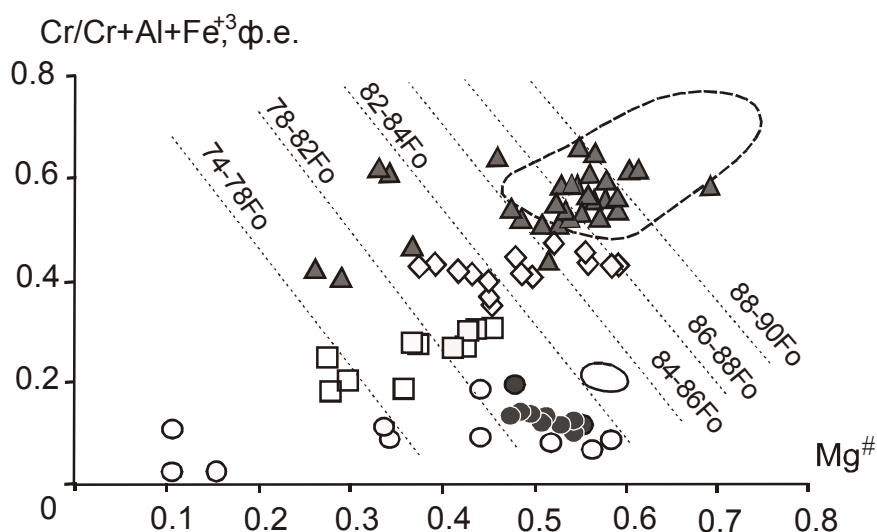
Выявлено различие в составе шпинелей в оливинах из базальтов северного и южного секторов структуры. Редкие твердофазные включения шпинели в оливинах Fo78-82 базальтов вулканов Стена и Малый Семячик представлены глиноземистыми разностями: глиноземистость (Al<sup>#</sup>) их варьирует в пределах 0.61-0.72, магнезиальность (Mg<sup>#</sup>) - 0.47-0.54, хромистость - (Cr<sup>#</sup>) 0.15-0.20. Содержание в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 32.5-41.5%, TiO<sub>2</sub> - 0.37-0.59%. Еще более глиноземистые твердофазные включения герцинитов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 44-47%, TiO<sub>2</sub> - 0.39-0.71%) были определены в фенокристаллах анортита из базальта дайки в северо-западном борту кальдеры Карымская. На диаграмме они занимают самую нижнюю позицию вдоль стороны Al - Fe<sup>3+</sup>, тяготея к области максимума алюминия. В твердофазных включениях шпинели в более поздних по времени кристаллизации субфенокристаллах оливина, наряду с низкой хромистостью и уменьшением глиноземистости, происходит увеличение содержания расчетного окисного железа.

**Таблица 1.** Представительные составы включений шпинели (мас. %) во вкрапленниках из базальтов Карымского вулканического центра

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7 ц	8 кр	9	10	11	12
TiO <sub>2</sub>	1.4	0.8	0.5	1.6	1.1	0.6	0.4	2.3	0.5	0.3	1.6	1.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.3	39.3	46.7	26.8	18.7	20.0	13.4	8.9	14.0	15.4	10.6	20.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.2	15.5	13.3	24.5	22.4	13.5	10.0	28.8	18.0	8.9	42.4	22.8
FeO	22.4	20.1	18.7	21.9	20.6	17.1	24.4	27.5	20.7	14.8	25.0	22.0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.5	12.6	6.7	14.0	26.7	36.0	46.4	27.8	37.7	48.1	14.9	22.9
MgO	9.6	12.2	13.6	9.6	9.5	11.7	6.8	5.8	8.7	12.9	5.2	9.1
MnO	0.3	0.2	0.0	0.2	0.20	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	0.2	0.0
NiO	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ZnO	0.0	0.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	100.7	100.8	99.5	98.6	99.2	99.2	101.8	101.4	100.0	100.9	99.9	98.9
Fo (An)	78.5	79.5	(90.0)	80.7	80.0	84.2			79.1	88.7	74.3	80.9

Примечание. 1-2, 4-12 – включения шпинелей во вкрапленниках оливина. 3 - включение шпинели во вкрапленнике анортита. 1-2 - вулкан Стена; 3-4 - дайка в борту кальдеры Карымской, 5-6 - вулкан Дитмара; 7-10 - тефра «4800», 7-8 - субфенокристалл шпинели; 11-12 – тефра «1996». Fo (An) – форстеритовый и анортитовый миналы вкрапленников оливина и плагиоклаза с включениями шпинелей.

В базальтах южного сектора Карымского вулканического центра (вулкан Дитмара, тефра «4800») магнезиальные оливины (Fo 85-89) содержат хромистые шпинели. Наиболее высокие содержания хрома отмечены в хромитах, хромпикотитах в оливинах из базальтов «4800»: хромистость ( $Cr^{\#}$ ) 0.51-0.7, магнезиальность ( $Mg^{\#}$ ) 0.48-0.69. Содержание оксида хрома в них достигает 43-51%, TiO<sub>2</sub> - 0.27-0.64%. Они образуют на диаграмме (см. рис. 1, 2) компактный рой точек составов, что предполагает их кристаллизацию на определенном этапе и в относительно стабильных условиях. В более железистых оливинах при снижении  $Mg^{\#}$  и содержания оксида хрома, значение хромистости шпинели практически не изменяется. Исключение составляют низкомагнезиальные, низкохромистые титан-содержащие шпинели из железистых вкрапленников оливина (рис. 2).



**Рис. 2.** Соотношение хромистости и магнезиальности ( $Mg^{\#}$ ) шпинели. Условные обозначения на рис. 1. Тонкие пунктирные линии – изоплеты содержания Fo во вмещающих оливинах.  $Cr^{\#} = Cr / Cr + Al + Fe^{+3}$ ,  $Mg^{\#} = Mg / Mg + Fe^{+2}$

Наиболее хромистые шпинели базальтовой тефры «4800» тяготеют к полю шпинелей из магнезиальных оливинов базальтов вулкана Ключевской [16]. Зерна шпинели из межзерновых зон оливиновых сростков (тефра «4800») зональны. Ядра зерен имеют хромистый состав, а в краевых зонах кристаллов наблюдается увеличение содержания железа. Шпинели в оливинах из базальтов вулкана Дитмара представлены субальюмохромитами. Со снижением магнезиальности оливинов составы шпинели эволюционируют в сторону уменьшения концентраций  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 36.0 до 26.7 мас.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 21.3 до 13.5 мас.%) и  $\text{MgO}$  (от 12.7 до 7.8 мас.%) при одновременном увеличении их железистости (от 33.3 до 54 мас.%) и концентрации  $\text{TiO}_2$  (от 0.64 до 2.04 мас.%).  $\text{Cr}^\#$  шпинели снижается при этом незначительно - от 0.51 до 0.40 мас.%. В оливинах из базальтов извержения 1996 г. шпинели представлены еще более глиноземистыми разновидностями - субферриальнохромитами. Тренд их эволюции, связанный с обогащением оксидами железа и титана непрерывный, что свидетельствует о постепенном обогащении расплава этими компонентами.

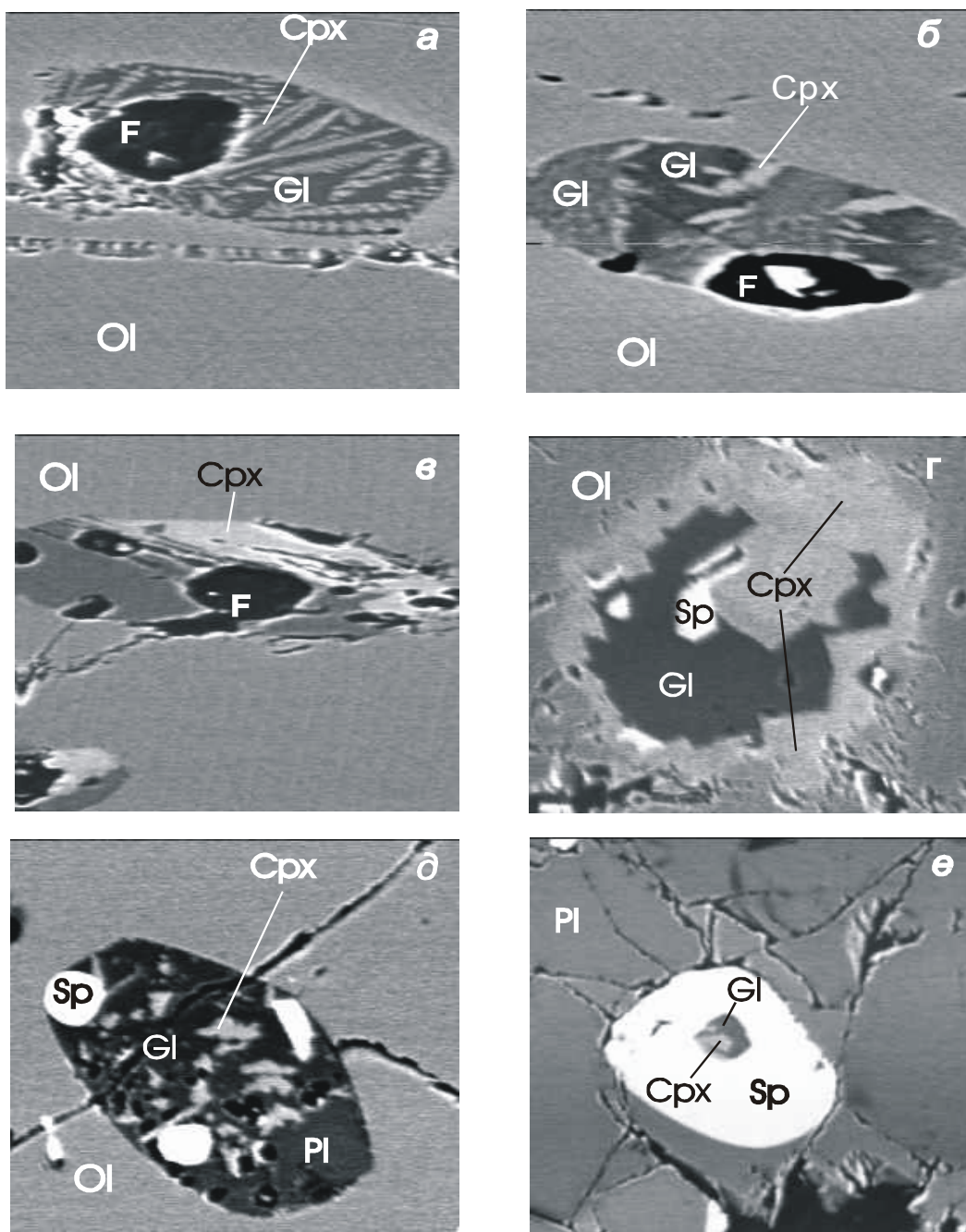
В оливинах из рассматриваемых базальтов наряду с твердофазными включениями шпинели встречаются сингенетичные с ними частично раскристаллизованные включения расплава (рис. 3). Дочерние кристаллические фазы в них представлены высокоглиноземистым, высокотитанистым клинопироксеном (фассаитом) и, реже, шпинелью. Наиболее глиноземистая шпинель (плеонаст) обнаружена во включении расплава в оливине из магнезиального базальта вулканического массива Стена-Малый Семячик (рис. 3з). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в плеонасте достигает 54.13 мас.%. В базальтах 1996 г. во включениях расплава (рис. 3 д) совместно с микролитами фассаита распространены субальюмохроммагнетиты ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  6-9 мас.% и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  5-12мас.%). Иногда зерна пересекают границы расплавных включений, что указывает на их нахождение в виде фазузников.

### Обсуждение результатов

Исследования состава породообразующих минералов ОI-содержащих базальтов различных этапов развития КВЦ показывают, что для них характерны близкие эволюционные тренды, свидетельствующие о генетическом родстве исходных базальтоидных расплавов и общности процессов их кристаллизации. Направления трендов согласуются с представлениями о фракционной кристаллизации при снижении температуры, как одного из основных параметров, определяющих направленность эволюции расплавов. Анализ сосуществующих кристаллических фаз (сростков и твердофазных включений в минералах) показывает, что этот процесс связан с котектической минеральной ассоциацией P1-OI-Cpx [6].

Наиболее информативным в изученных базальтах оказался состав твердофазных включений шпинели в оливинах. В базальтах южного сектора в оливинах встречаются в основном в различной степени хромистые шпинели, включающие в себя хромиты, хромпикотиты, субальюмохромпикотиты. Наиболее высокохромистая шпинель определена в магнезиальных оливинах (Fo 86-89) из базальтовой тефры «4800». По уровню хромистости ( $\text{Cr}^\#$  0.57-0.68), степени окисленности ( $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  1.8-2.5) и низкой концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.27-0.4мас.%) она близка хромистым шпинелям вулкана Ключевской (см. рис. 1-2), для которого установлена кристаллизация первичных пикритовых расплавов на уровне верхней мантии [16]. Компактное обособление точек составов шпинелей на диаграммах свидетельствует о стабильных условиях кристаллизации расплава. Температуры их кристаллизации рассчитаны на основании OI-Sp геотермометра [18] в пределах  $1300^\circ\text{C}$  при фугитивности кислорода – 6.35 / +1.17 QFM. Парагенезис OI-Sp, состав которых соответствовал бы мантийным уровням [17], обнаружен не был, однако, высокое значение  $\text{Cr}^\#$  ликвидусной шпинели свидетельствует о расположении источника первичных, близких к пикритоидным, магм на границе коры и верхней мантии. Такие параметры отражают обстановку магмообразования во фронтальных вулканических

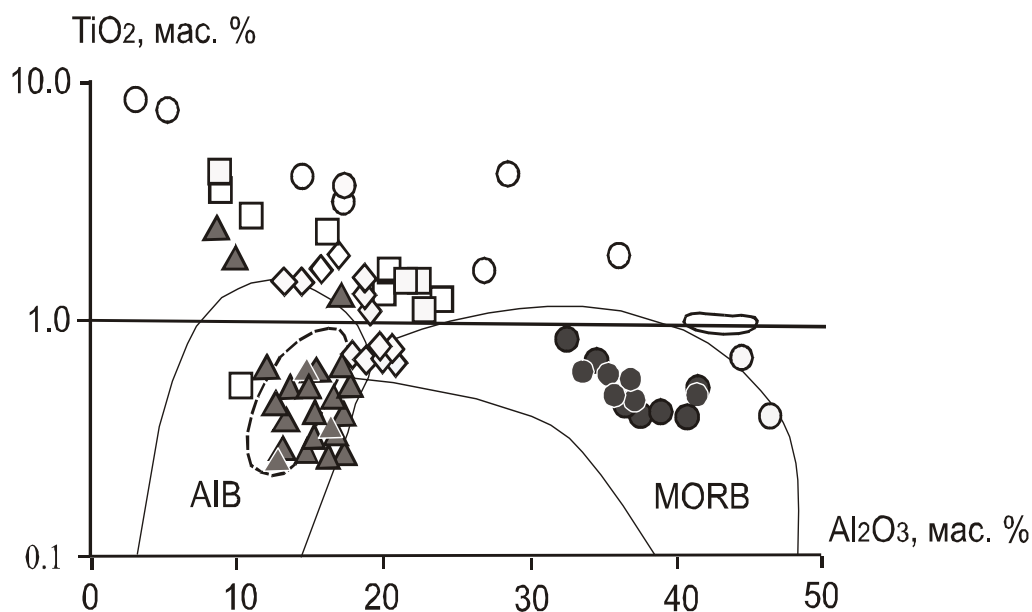
зонах островных дуг [18]. Хромистые, и в то же время, более глиноземистые и железистые по составу шпинели базальтов вулкана Дитмара и базальтовой тефры 1996 г. кристаллизовались, вероятно, из более дифференцированных и более обогащенных железом и титаном расплавов.



**Рис. 3.** Микрофотографии расплавных включений: в оливинах (*a-г*, вулкан Стена, *д*, тефра 1996 г.); и анортите (*е*, дайка в борту кальдеры Карымская). Индексы кристаллических фаз: ОI – оливин-хозяин, Срх – дочерняя кристаллическая фаза клинопироксена (фассаит), Gl – остаточное стекло, F – вскрытая полость газового пузырька, Sp – шпинель, дочерняя кристаллическая фаза, Pl – в (*д*), дочерняя фаза, битовнит, в (*е*) – хозяин, анортит. Размер кадра: *a-г* – 50 мкм, *д* – 100 мкм, *е* – 200 мкм.

Особый интерес представляет обнаружение включений высокоглиноземистой (33-47%  $Al_2O_3$ ) шпинели (герцинита) в оливине ( $Mg^{\#}$  78-81) базальтов вулканов Стена и Малый Семячик и в анортите базальта дайки в северо-западном борту кальдеры Карымская. Высокоглиноземистая шпинель не характерна для надсубдукционных остро-

водужных магм и до этого не определялась в лавах других четвертичных вулканов Восточного вулканического пояса, как среди субфенокристаллов, так и твердофазных включений в минералах. Высокоглиноземистая шпинель в островодужных системах встречается только в ассоциации с внутриплитным геохимическим типом базальтов и связана с эволюцией относительно глубинных первичных расплавов [10]. По уровню глиноземистости ( $Al^{\#}$  0.6-0.78) шпинели в оливинах и анортитах базальтов северного сектора КВЦ близки шпинелям внутриплитных щелочных позднемиоцен-плиоценовых базальтов (щапинская свита) восточных отрогов Валагинского хребта, бассейн реки Левая Жупанова [3], щелочных меловых базальтов (обр. № D-213-17) полуострова Камчатский Мыс [13], а также шпинелям, встречающимся в ультрамафитовых ксенолитах из островодужных базальтов [10] (см. рис. 1). В то же время, от глиноземистых шпинелей щелочных лав они отличаются пониженным содержанием титана и хрома, а от шпинелей в ультраосновных ксенолитах - низкой магниальностью и повышенной концентрацией железа. В [20] приведена классификационная диаграмма зависимости  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  для низкотитанистых мантийных шпинелей, на которой шпинели, кристаллизующиеся в различных геодинамических обстановках, образуют обособленные поля (рис. 4). На этой диаграмме высокоглиноземистые герциниты базальтов северного сектора КВЦ находятся в поле шпинелей базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), в то время как высокохромистые шпинели тефры «4800», как и вулкана Ключевского - в поле шпинелей базальтов островных дуг (IAB). По [20] для шпинелей базальтов тыловых зон островных дуг характерны как хромистые, так и глиноземистые шпинели.

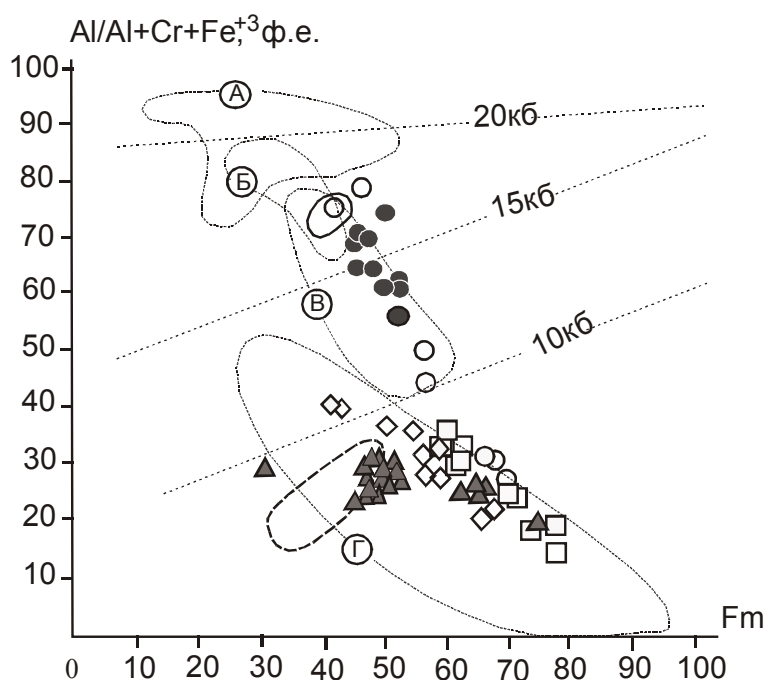


**Рис. 4.** Соотношение  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  в низкотитанистых мантийных шпинелях по [20]. Условные обозначения на рис. 1. Тонкими линиями обозначены поля шпинелей, кристаллизующихся в островодужной геодинамической обстановке (IAB) и срединно-океанических хребтов (MORB)

Согласно [10], глиноземистость ( $Al^{\#}$ ) шпинели определяется давлением. На диаграмме корреляции  $Al^{\#}$  и степени железистости шпинелей из ультрамафитовых ксенолитов, обнаруженных в вулканических породах различных геодинамических обстановок (рис. 5), глиноземистые шпинели базальтов вулканов Стена и Малый Семячик попадают в поле шпинелей ксенолитов верлит-пироксенитового состава из вулканитов внутриплитного геохимического типа. Кристаллизация таких шпинелей происходит в области давлений 12-17 кбар, что соответствует глубинам 35-50 км. Наиболее глиноземистые из них, в том числе твердофазные включения шпинели в анортите (базальт дай-



ки в борту кальдеры Карымской), располагаются в поле шпинелей из щелочных базальтов Камчатского мыса.



**Рис. 5.** Диаграмма зависимости глиноземистости ( $Al^{\#}$ ) и железистости (Fm) шпинелей, кристаллизующихся в различных геодинамических обстановках по [10]. Условные обозначения на рис. 1. Поля шпинелей из различных типов ксенолитов в базальтах Камчатки и других районов: А - лерцолитов в базанитах Вьетнама, Б - гарцбургитов и пироксенитов вулкана Харченского, В - верлит-пироксенитовой ассоциации района вулкана Бакенинг, Г - гарцбургитов и пироксенитов вулкана Ключевского; прямые линии - предполагаемые границы полей барофильности; оценка произведена с использованием шпинель-пироксенового геобарометра [21].  $Al^{\#} = Al/(Al+Cr+Fe^{+3})$ ,  $Fm = Fe/(Fe+Mg)$

Как было отмечено, базальты северного сектора КВЦ, в оливинах которых встречаются высокоглиноземистые шпинели, по составу минеральных ассоциаций относятся к базальтам габброидного типа, кристаллизация которых происходит на небольших глубинах, а близкие эволюционные тренды составов породообразующих минералов разновозрастных базальтов северного и южного секторов свидетельствуют об их генетическом родстве и принадлежности к типичным островодужным образованиям. Учитывая эти противоречия - островодужный характер магм и «внутриплитный» тип шпинелей, можно предположить реликтовую природу высокоглиноземистых шпинелей из базальтов северного сектора КВЦ. Они могут отражать состав протокристаллических фаз и расплавов более ранних этапов магмообразования в районе КВЦ, принадлежащих отличному от островодужного геодинамическому режиму.

Другим важным фактором, способствующим кристаллизации высокоглиноземистой шпинели может являться повышенная глиноземистость расплава. В работе [20] по результатам экспериментальных исследований, в том числе и с расплавленными включениями, установлена зависимость глиноземистости шпинелей от глиноземистости расплава. Низкотитанистые шпинели с содержанием глинозема 30-40%, согласно этим данным, могут кристаллизоваться из примитивных расплавов с содержанием  $Al_2O_3$  в пределах 14-17%. Высокая глиноземистость базальтов Малосемячичского вулканического центра была установлена еще предшествующими исследованиями [1, 14]. В [14] установлена «анортозитовая тенденция» в эволюции магм. Следует отметить, что показателем высокой глиноземистости исходных расплавов северного сектора КВЦ является в данном случае и состав дочерних кристаллических фаз в частично раскристаллизованных рас-

плавных включениях в оливинах [6]. Они представлены высокоглиноземистыми фазами, а именно, фассаитом и шпинелью (плеонастом), содержащим до 55 %  $Al_2O_3$ . В подобных включениях в оливинах из базальтов южного сектора также присутствует фассаит, но шпинелиды имеют промежуточный, более железистый состав.

Согласно [19] значительное повышение содержания  $Al_2O_3$  в расплавах может быть связано с ассимиляцией корового плагиоклаза, а кристаллизация высокоглиноземистой шпинели из пересыщенных плагиоклазовым компонентом расплавов возможна при температурах выше ликвидуса плагиоклаза. Источником плагиоклаза могут быть коровые очаги предшествующих этапов магмообразования в районе КВЦ, например, мегаплагиофировые лавы (и расплавы) характерные для щапинской свиты верхнемиоцено-плиоценового возраста [3].

Частично раскристаллизованные включения с дочерними фазами фассаита и высокоглиноземистой шпинели были обнаружены также в оливинах с  $Mg^{#}$  86-91 из авачитов (высокомагнезиальных пород в постройке Авачинского вулкана) [12].

Показательно, что фассаит и высокоглиноземистая шпинель в качестве породообразующих минералов кристаллизуются в щелочных внутриплитных базальтах мелового возраста на Камчатском мысе [13], а также в щелочных позднемиоцен-плиоценовых базальтах Валагинского хребта [3]. Структура Валагинского хребта расположена западнее вулканов Стена и Малый Семячик. Следует отметить, что базальтоиды повышенной щелочности и титанистости, свойственные этой структуре, зафиксированы в плиоценовом фундаменте центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки, в частности, Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии [7] и Карымского вулканического центра – гора Стол [4]. На диаграмме  $Al-Cr-Fe^{+3}$  (см. рис. 1) глиноземистые шпинели (два анализа) в оливинах  $Fo$  83-85 из базальтов нижней части разреза щапинской свиты близки составам твердофазных включений шпинели в оливине  $Fo$  85 из базальтов докальдерного вулкана Стена [14]. При этом состав вкрапленников фассаита из «щапинских» базальтов отличается от фассаита (дочерние фазы) в расплавных включениях в оливине исследуемых базальтов, в основном, более высоким содержанием титана [3].

О.Н. Волинцом с соавторами [3] было установлено, что щелочные базальты внутриплитного типа позднемиоценового возраста (щапинская свита) распространены на Восточной Камчатке достаточно широко, а во времени отмечено изменение их геохимических характеристик. Так базальты верхней части разреза щапинской свиты попадают в поле базальтов окраинно-континентальных рифтов, а верхнеплиоцен-четвертичные вулканы собственно Восточного вулканического пояса (докальдерный этап развития КВЦ) уже имеют типично островодужные геохимические особенности. На основе анализа геохимических данных было сделано предположение, что в ходе становления Восточного вулканического пояса происходила смена геодинамических режимов с изменением условий генерации и глубины зарождения магм, а также с последовательным смещением очагов магмообразования с глубоких на более высокие уровни. В связи с этим оливины и анортиты базальтов северного сектора Карымского вулканического центра, содержащие твердофазные включения высокоглиноземистой шпинели, могут представлять собой протокристаллические фазы и расплавы магм промежуточных коровых магматических очагов предшествующего этапа щелочного магматизма в районе КВЦ, вовлеченных островодужными магмами в процесс извержения. Пространственная сопряженность района развития щелочных базальтов (верховья реки Левая Жупанова) и примитивных базальтов докальдерного вулкана Стена, а также их проявление, сближенное в масштабе геологического времени, предполагают такую возможность.

В последние годы при изучении расплавных включений в минералах базальтов Восточного вулканического пояса (в том числе Карымского центра) были обнаружены щелочные (нефелин-нормативные) расплавы с повышенным содержанием натрия и ти-



тана [11, 12, 15]. В этой связи находки высокоглиноземистых минералов в расплавных включениях в оливинах (и анортитах) Карымского вулканического центра, характерных для щелочных расплавов, подтверждают представление о том, что на ранних этапах развития Восточного вулканического пояса происходило формирование К-На щелочных магматических расплавов. Присутствие в лавах островодужных вулканических пород высокобарических глиноземистых разностей шпинелей, характерных для внутриплитных геодинамических обстановок, свидетельствует о более тесных генетических связях между этими типами [10].

Автор выражает благодарность А.Р. Дуниной-Барковской за помощь в оформлении графического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 08-05-00453.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 94 с.
2. *Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Муравьев Я.Д.* Голоценовые извержения в кальдере Академии Наук и возраст стратовулкана Карымский (Камчатка) // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 648-652.
3. *Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-28.
4. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 292 с.
5. *Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2-3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
6. *Гриб Е.Н.* Минералогические особенности оливин-содержащих базальтов Карымского вулканического центра // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Выпуск 10. 2007. С. 17-33.
7. *Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л.* Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11-28.
8. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 21-40.
9. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть II. PTF – условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. С. 23-37.
10. *Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коромантийной смеси» в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123-152.
11. *Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н. и др.* Химический состав, летучие компоненты и элементы примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головнина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 563-581.
12. *Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В. и др.* Петрология «авачитов» - высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). II. Расплавные включения в оливине // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 358-388.
13. *Савельев Д.П., Философова Т.М.* Минералогические особенности меловых щелочных базальтов полуострова Камчатский мыс. (Восточная Камчатка) // Вестник Краунц. Серия Наук о Земле. № 5. С. 94-101.
14. *Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.

15. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Озеров А.Ю. и др. Состав магм извержения 1996 г. Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений // Геохимия. 2001. № 5. С. 498-509.
16. Хубуня С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю. и др. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46-68.
17. Arai S. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // J. of Volcanol. and Geoth. Res. 1994. V. 114. P. 279-293.
18. Ballhaus C., Berry R., Green D. High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27-40.
19. Danyshevsky L., Perfit M., Eggins S., Faloon T. Crustal origin for coupled “ultra-depleted” and “plagioclase” signatures in MORB olivine-hosted melt inclusion: evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise // Contrib. To Mineral. And Petrol. 2003. V. 144. P. 616-637.
20. Kamenetsky V., Crawford A., Meffre S. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // J. of Petrol. 2001. V. 42. № 4. P. 655-671.
21. Mercier J. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V.70. P. 1-3.

## **SPINELS FROM THE KARYMSKY VOLCANIC CENTER: PETROGENETIC INTERPRETATION**

**E.N. Grib**

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 683006 Petropavlovsk-Kamchatsky,  
e-mail: gen@kscnet.ru*

This paper provides the results of studying solid-phase spinel inclusions in olivines and anorthites of spinel – bearing basalts from the Karymsky volcanic center. The analysis revealed different composition of spinels in basalts from northern and southern sector of the structure. We suggest that high-aluminous spinels are relict by origin.