

УДК 552+552.313

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИН СОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

© 2007 Е.Н. Гриб

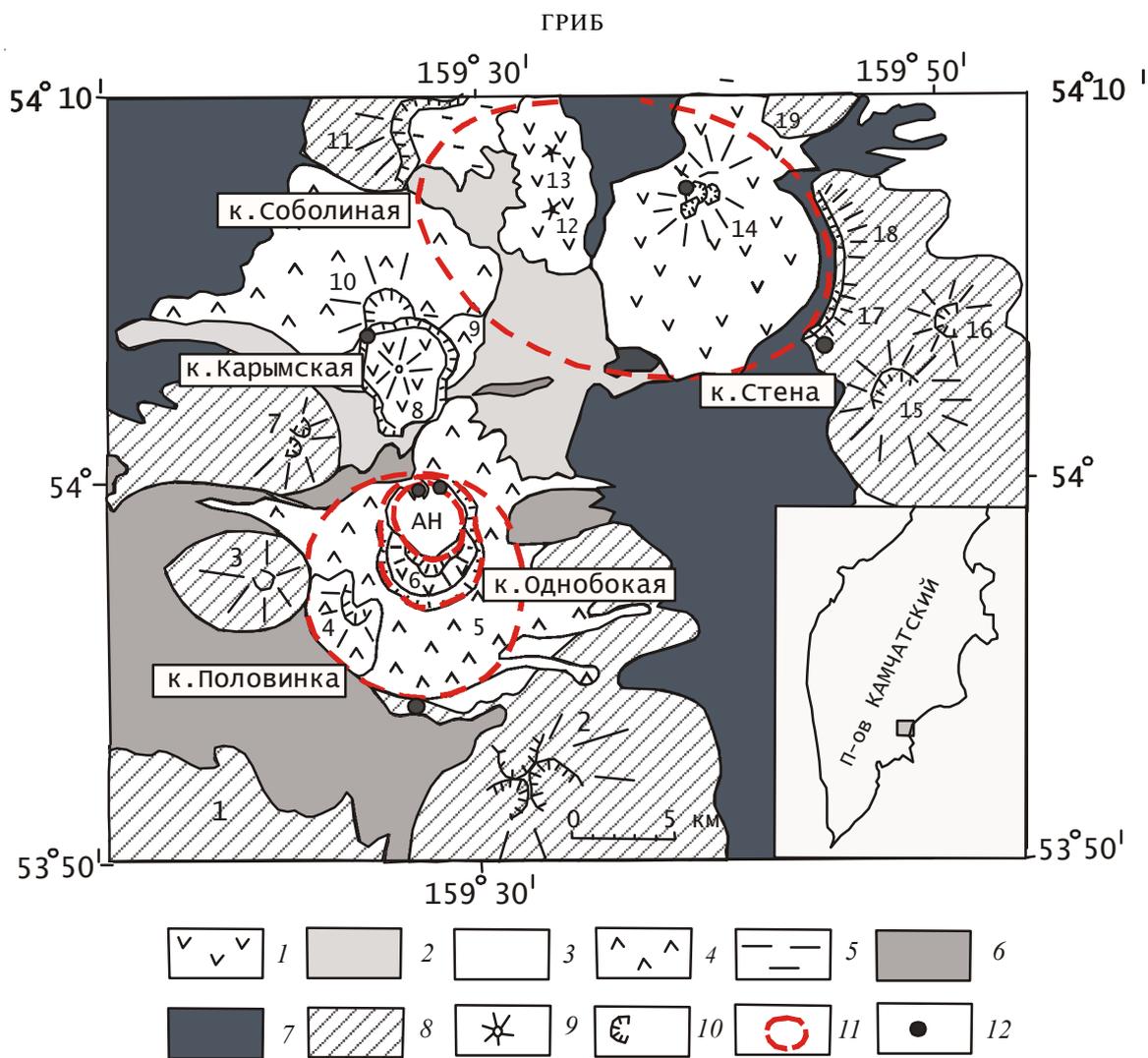
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;  
e-mail: gen@kscnet.ru*

Изучен состав минералов-вкрапленников оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра, которые прослеживаются в истории развития района, начиная с нижнего плейстоцена до настоящего времени. Эволюционные тренды породообразующих минералов свидетельствуют о комагматичности этих базальтов и, следовательно, о существовании в недрах структуры единого долгоживущего промежуточного магматического очага; выявлен различный состав твердофазных включений шпинелей в оливинах базальтов южного и северного секторов и сделан вывод о возможных глубинах магмогенерации первичных расплавов.

Карымский вулканический центр расположен в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки. Он представляет собой крупную вулcano-тектоническую структуру, существующую с начала плиоцена на протяжении 2-3 млн. лет (Вулканический центр..., 1980, Гриб, Леонов, 2004 а, 2004 б; Иванов, 1970; Леонов, Гриб 2004; Селянгин, 1987). Формирование структуры в четвертичное время ознаменовалось образованием нескольких центров базальтового вулканизма (рис. 1), наиболее крупные из которых были расположены на севере (вулканы Стена, Соболиный) и на юге (вулкан Дитмара). В начале среднего плейстоцена произошла структурная перестройка района. В результате крупнообъемных эксплозивных извержений пемзово-игнимбритового материала андезидацитового, дацитового, риодацитового составов сформировались сдвоенные кальдеры Стена и Соболиная на севере и кальдера Половинка — на юге, разделив вулканический центр на два сектора - Семячикский и Академический по (Вулканический центр..., 1980), северный и южный по (Гриб, Леонов, 2004 а, 2004 б). В дальнейшем каждый из этих секторов развивался автономно. Внутри кальдер формировались более молодые стратовулканы (Однобокый, Белянкина, Пра-Семячик) с последующим образованием новых кальдер и вулканов внутри них. В начале верхнего плейстоцена в центре структуры сформировался новый центр вулканической активности — собственно Карымский, состоящий из докальдерного стратовулкана Пра-Карымский, на котором 7700 л.н. в результате

мощного эксплозивного извержения пемзового пирокластического материала, образовалась кальдера Карымская (Вулканический центр..., 1980). Одноименный вулкан расположен внутри этой кальдеры и функционирует до настоящего времени, извергая лавы монотонного андезитового состава.

1 января 1996 года в Карымском вулканическом центре произошло необычное природное явление. Оно выразилось в одновременном субэаральном извержении базальтовой тефры в северной части озера Карымского, заполняющего кальдеру Академии Наук, и андезитовой лавы из вновь образованного кратера вулкана Карымского. Эти извержения предварялись мощным ( $M=6.9$ ) землетрясением, произошедшим под Карымским вулканическим центром (Федотов, 1997). Продукты извержения на озере Карымском были представлены высокоглиноземистыми толеитовыми низкокалийевыми базальтами с Pl-Ol-Crx ассоциацией минералов-вкрапленников. Эта минеральная ассоциация характерна также для докальдерных базальтов вулканов Стена (северный сектор структуры) и Дитмара (южный сектор структуры). Все более поздние внутри кальдерные вулканические постройки (за исключением вулканов Малосемячикской группы (Селянгин, 1987) сложены известково-щелочными не содержащими оливин (двупироксеновыми) базальтами. Изучение разрезов северного борта озера Карымского позволило обнаружить и датировать слои голоценовой базальтовой тефры, которые образовались, очевидно, в результате событий,



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Карымского вулканического центра. Основа В.Л. Леонова с дополнениями автора. 1 - комплекс лав и пирокластики базальтового, андезибазальтового, андезитового, дацитового составов вулканических построек верхнеплейстоцен-голоценового возраста ( $Q_3^4$ ); 2 - пемзовые туфы дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерой Карымская ( $Q_4$ ); 3 - пемзовые туфы дацитового, риодацитового состава, связанные с Узон-Гейзерной депрессией; 4 - комплекс лав и пирокластики базальтового, андезибазальтового, андезитового состава вулканических построек верхнеплейстоценового возраста ( $Q_3$ ); 5 - комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных, озерных отложений ( $Q_3^1$ ); 6 - шлаки, игнимбриты, пемзовые туфы андезитового, дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерой Половинки ( $Q_2^3$ ); 7 - игнимбриты андезитового, дацитового, риодацитового состава, связанные с кальдерами Стена-Соболиная; 8 - лава, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения вулканических построек, сформированных на докальдерном этапе ( $N_2-Q_1$ ); 9 - Вулканы: (1 - Жупановские Востряки, 2 - Дитмара, 3 - Крайний, 4 - Беянкина, 5 - Однобокий, 6 - Академия Наук, 7 - Разлатьи, 8 - Карымский, 9 - Пра-Карымский, 10 - Двор, 11 - Соболиный, 12 - Сухой, 13 - Ступенчатый Бастион, 14 - Малый Семячик, 15 - Прибрежный Южный, 16 - Прибрежный Северный, 17 - Стена, 18 - Массивный, 19 - Березовый); 10 - эрозионные цирки, кратеры вулканов, кальдеры; 11 - контуры кальдер: Половинка, Стена, Соболиная, Однобокая, АН - Академии Наук, Карымской; 12 - точки отбора образцов оливин-содержащих базальтов. На врезке квадратом показан район исследований.

подобных произошедшему в 1996 г. (Белоусов и др., 1997). Они также характеризуются Pl-Ol-Cpx ассоциацией минералов-вкрапленников.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение составов минералов проводилось как на полированных штуфах пород, так и в отдельных зернах минералов, запрессованных в

шайбы с эпоксидной смолой, которые затем также полировались. Измерения проводились на электронном микроанализаторе «Camebax-244», оборудованном энерго-дисперсионным спектрометром «Kevex» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА. Количество анализов составов минералов, сделанных на микрозонде изменяется в пределах 50-150 для разных минералов.

Таблица 1. Состав оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра, мас. %

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47.37	47.91	52.61	48.85	52.36	51.34	51.54	51.08
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.78	0.76	0.81	0.80	0.83	0.80	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22	16.81	18.90	16.71	15.86	15.29	20.77	19.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.30	3.78	3.92	3.67	2.97	3.13	1.88	1.71
FeO	7.72	7.72	4.75	6.51	7.43	7.04	6.58	7.26
MnO	0.19	0.18	0.15	0.16	0.21	0.20	0.13	0.13
MgO	11.09	9.63	4.30	7.71	6.72	6.9	4.24	5.34
CaO	10.7	9.58	10.20	11.1	10.71	9.93	9.68	10.12
Na <sub>2</sub> O	1.81	2.23	2.81	2.52	2.34	2.66	2.71	2.45
K <sub>2</sub> O	0.30	0.41	0.62	0.40	0.72	0.69	0.69	0.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.12	0.15	0.11	0.07	0.12	0.17	0.17
ппп	0.0	0.0	0.88	0.92	0.20	1.69	0.42	0.0
Сумма	100.57	99.15	100.06	99.47	100.39	99.81	99.61	99.54
Mg <sup>#</sup>	47.99	45.58	33.15	43.10	39.25	40.42	33.38	37.32

Примечание: 1- вулкан Стена, 2 - вулкан Малый Семячик (1-2 образцы О. Б. Селянгина, соответственно, С-564 и С-608), 3 - даяка в борту кальдеры Карымской, образец к10-05, 4 - вулкан Дитмара, (образец Леонова В.Л., 21-99л), 5-6 - тефра «4800», к51а-00 и к6-06, соответственно, 7-8 - базальты 1996, образцы к27-96 и к17-96, соответственно. Mg<sup>#</sup> = Mg/(Mg+Fe), мас. %. Анализы 1, 2, 4 выполнены в Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, остальные в Институте вулканологии и Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ БАЗАЛЬТОВ

Наибольший объем оливин содержащих базальтов встречается на севере Карымского вулканического центра в Малосемячковском вулканическом массиве (Селянгин, 1987). Он включает в себя докальдерный вулкан Стена, практически разрушенный кальдерообразующим извержением, внутрикальдерный вулкан Пра-Семячик и три голоценовые вулканические постройки вулкана Малый Семячик (табл. 1). Все они в основании сложены высокомагнезиальными (8-11% MgO) низкокальциевыми базальтами с обильными (8, реже 10-12%) фенокристаллами оливина, клинопироксена и переменным количеством плагиоклаза. Содержание вкрапленников в лавах достигает 35-45%. Выше по разрезу магнезиальные базальты через переходные разности с умеренным (6-8%) содержанием магния, постепенно сменяются лейкобазальтами. Последние сложены, в основном, плагиоклазами с небольшим количеством более позднего оливина и, реже, клинопироксена. Количество вкрапленников в них достигает 30-40%, в силлообразных и дайковых телах, достигает 50%. Структура базальтов порфировая, серийно-порфировая, основной массы - интерсертальная, микроделеритовая, пилотакситовая, реже, гиалопилитовая. Крупные (2-4 мм) вкрапленники оливина обычно встречаются обособленными кристаллами или образуют скопления из нескольких зерен, нередко содержат пойкилитовые включения плагиоклаза и клино-

пироксена. Часто, особенно в докальдерных лавах, они имеют краснобурую окраску. Более мелкие (0.8-1 мм) кристаллы иногда образуют сростки с клинопироксеном и плагиоклазом.

Базальты вулкана Дитмара отличаются меньшими размерами вкрапленников (0.8-1.5 мм), умеренной (25-35%) степенью кристалличности. Наиболее магнезиальные их разности содержат 7-8 % MgO. В разрезе вулкана Дитмара также встречаются лейкократовые разности базальтов.

В разрезах северного борта озера Карымского, заполняющего кальдеру Академии Наук, голоценовые оливин содержащие базальты сохранились в разрезах останцов террас на разных уровнях борта кальдеры. Все они представлены вулканической тефрой в виде бомбовых шлаков, лапилли и песка. Сходство сохранившихся разрезов с продуктами эксплозивного извержения в 1996 г., предполагает аналогичную природу их образования. Наиболее ранние верхнеплейстоцен-голоценовые слои тефры встречаются среди пемзовых агломератовых туфов кальдеры Однобокой и на уровне разрезов останцов высокой (абс. отм. 700 м) террасы (Гриб, Леонов, 2004 а, 2004 б). Они представлены андезибазальтами и базальтами с небольшим количеством (15-20%) кристаллической фазы, в том числе железистым оливином (Fo 70.7-72.9), клинопироксеном, иногда ортопироксеном. В северо-восточном борту озера Карымского расположена низкая трехметровая озерная терраса, отпрепарированная волнами цунами во время события 1996 г. В основании террасы лежит слой бомбовых шлаков базальтов агломератовой размерности видимой

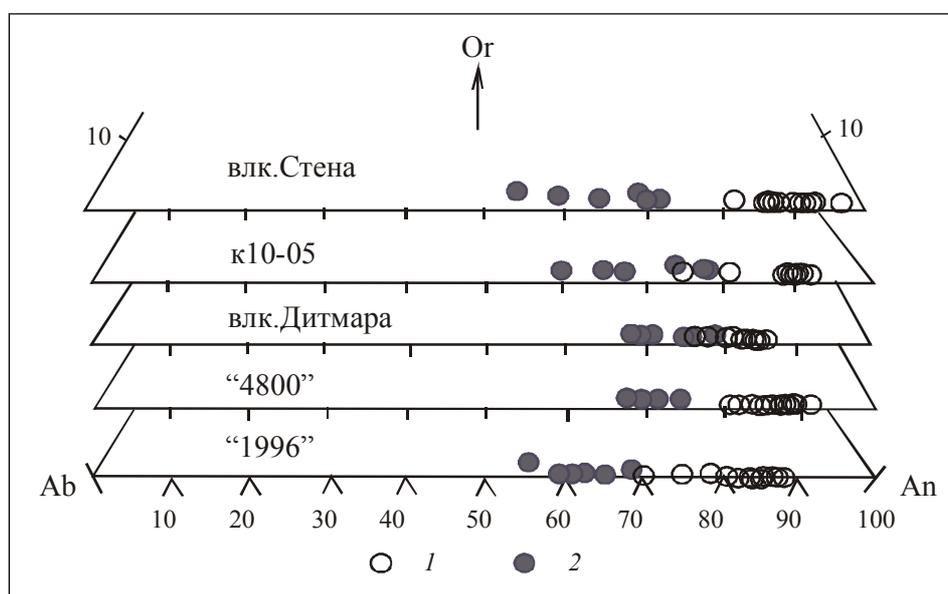
## ГРИБ

мощностью до 1 метра. Отдельные более плотные блоки базальтов размером 15-20 см встречаются выше по разрезу в песчано-глинистых озерных отложениях. В настоящее время слой шлаков практически замывает. Извержение этого слоя шлаковых бомб было датировано 4800 л.н. (Белоусов и др., 1997). Структура базальтов порфировая, гломеропорфировая, количество кристаллов не превышает 20%. Помимо плагиоклаза, составлявшего до 15% от объема породы, отмечены оливин и клинопироксен (3-5%). Оливин встречается двух типов, более железистый с интенсивной желтоватой окраской (под бинокляром) и округлые зерна бледновато-желтой окраски, содержащие в большом количестве мелкие твердофазные включения шпинели. Они иногда образуют оливиновые кластеры (сростки)

размером до 2-3 мм с субфенокристаллами плагиоклаза по периферии. Базальты слоя шлаков этой террасы содержат 6-7% MgO.

Базальты 1996 г., образовавшие полуостров Новогодний у северного берега озера, представляют собой черную пористую стекловатую породу с большим количеством (25-27%) фенокристаллов плагиоклаза. Оливин и клинопироксен встречаются в переменных количествах от 5 до 7%. Содержание магния составляет 5-6%.

К оливин содержащим базальтам относятся также выходы черных слабо пористых стекловатых базальтов (образец к10-05, табл. 1) в основании северо-западного борта кальдеры Карымской. Борта кальдеры, представляющие собой сохранившееся основание вулкана Пра-Карымский, сложены преимущественно субафировыми андезитами.



**Рис. 2.** Соотношение Ab-Or-An в плагиоклазах оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра. 1 – ядра вкрапленников, 2 – край.

**Таблица 2.** Состав фенокристаллов плагиоклаза оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра (представительные анализы)

Компоненты, мас. %	1ц	2 кр	3 ц	4 кр.	5 ц	6 кр	7 ц	8 кр	9 ц	10 кр	11 ц	12 кр
SiO <sub>2</sub>	44.83	50.87	45.17	47.34	46.09	49.46	47.68	47.92	45.09	45.51	45.63	51.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.39	30.67	33.38	33.38	36.18	33.39	33.34	33.00	34.74	34.45	34.67	30.28
FeO*	0.64	1.29	0.60	0.71	0.42	0.78	0.80	0.85	0.77	0.85	0.33	0.83
CaO	18.68	14.27	17.75	16.70	17.77	14.96	17.11	16.51	18.15	17.59	18.51	14.43
Na <sub>2</sub> O	0.67	3.00	1.12	1.57	0.96	2.30	1.99	2.29	1.31	1.44	1.35	3.52
K <sub>2</sub> O	0.02	0.16	0.04	0.05	0.02	0.04	0.08	0.07	0.01	0.04	0.06	0.24
сумма	98.29	100.26	98.16	99.80	101.54	101.10	101.0	100.64	100.07	99.88	100.55	100.36
Or	0.10	1.08	0.24	0.3	0.15	0.25	0.43	0.42	0.06	0.21	0.35	1.34
Ab	6.08	27.24	10.25	14.48	8.86	21.75	17.32	19.98	11.53	12.90	11.58	30.18
An	93.82	71.69	89.51	85.22	90.99	78.01	82.25	79.60	88.41	86.89	88.07	68.48

Примечание: 1-4 - вулкан Стена, С-564, образец Селягина О. Б., 5-6 - дайка на вулкане Пра-Карымский, образец к10-05, 7-8 - вулкан Дитмара, 21-99л, образец Леонова В.Л., 9-10 - тефра «4800», образец к6-06, 11-12 - тефра 1996 г., образец к17-96. ц - центр, кр - край фенокристалла. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самебах», Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Стекловатый, свежий облик базальтов в их основании, незначительная площадь выходов позволяют предполагать, что они представляют собой дайку, возможно, голоценового возраста. Обращает внимание большое (20-25%) количество фенокристаллов плагиоклаза таблитчатой формы размером до 3-5 мм, погруженных в черную полустекловатую массу. Оливин (1-2%) является более поздним минералом. Он встречается в промежутках между вкрапленниками плагиоклаза, где размеры его не превышают 0.4-0.6 мм, и в основной массе. Клинопироксен отмечен в виде единичных зерен размером не более 0.6 мм. Базальты отличаются высокой глиноземистостью (18.9%) и относятся к лейкократовым разностям. Содержание MgO в них составляет 4.3 %.

Основная масса базальтов, связанных с эксплозивными извержениями, и дайки к10-05 имеет гиалопилитовую структуру с микролитами более натрового плагиоклаза (от An 70-72 до An 66-52 в зависимости от магнезиальности базальтов), субкальциевого авгита, пижонита, магнетита, реже оливина.

Базальты эксплозивных извержений, а также дайки в северо-западном борту кальдеры Карымской в дальнейшем будут именоваться индексами «4800», «1996» и «к10-05».

### СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ВКРАПЛЕННИКОВ БАЗАЛЬТОВ

Плагиоклазы преобладают во всех базальтах, за исключением наиболее магнезиальных разностей вулкана Стена. Количество его варьирует в пределах 15-25 % в последних до 35-40% в лейкократовых разностях. Среди плагиоклазов можно выделить группу широко таблитчатых сравнительно однородных, часто трещиноватых фенокристаллов (2-4 мм), имеющих преимущественно анортитовый (An 89-96) состав (рис. 2, табл. 2). Другую группу образуют вкрапленники

(0.8-2 мм) битовнит-анортитового (An 87-91) состава. Они имеют удлиненно-таблитчатую форму, часто кородированы и насыщены частично раскристаллизованными расплавленными и твердофазными включениями. В частично раскристаллизованных включениях плагиоклазов вулканического массива Стена-Малый Семячик кристаллические дочерние фазы представлены амфиболом. Зональность фенокристаллов чаще всего нормальная с изменением состава в краевых зонах кристаллов до 75-65% An. На диаграммах видно, что первый тип фенокристаллов плагиоклаза преобладает в базальтах северных вулканов и в дайке на вулкане Пра-Карымский.

*Оливин.* Оливин является преобладающим темноцветным минералом-вкрапленником в магнезиальных базальтах вулканов Стена и Малый Семячик. Фенокристаллы его достигают иногда 4-5 мм и составляют до 5-7, реже 10% от объема породы. Большая часть кристаллов, особенно в лавах докальдерного вулкана Стена имеет интенсивный красно-бурый цвет. Оливины содержат редкие частично раскристаллизованные расплавленные включения и твердофазные включения шпинели, плагиоклаза и, в меньшей степени, клинопироксена. Вкрапленники зональны. Ядра оливинов иногда кородированы, состав их довольно однороден (Fo 75-82), в краевых зонах – Fo 60-70 (рис. 3, табл. 3). Подобный состав имеют и оливины базальтов дайки в борту кальдеры Карымской.

Оливины вкрапленников из умеренно магнезиальных базальтов вулкана Дитмара и слоев базальтовой тефры в разрезах северного борта озера Карымского отличаются бимодальным распределением составов. В лавах вулкана Дитмара выделяется группа железистых генераций вкрапленников с Fo 76-81 и другая, более многочисленная, куда входят магнезиальные оливины-хризолиты (Fo 82-87). В базальтовой тефре «4800» вторая группа выделяется довольно четко, образуя обособленный ареал фигуративных точек в области

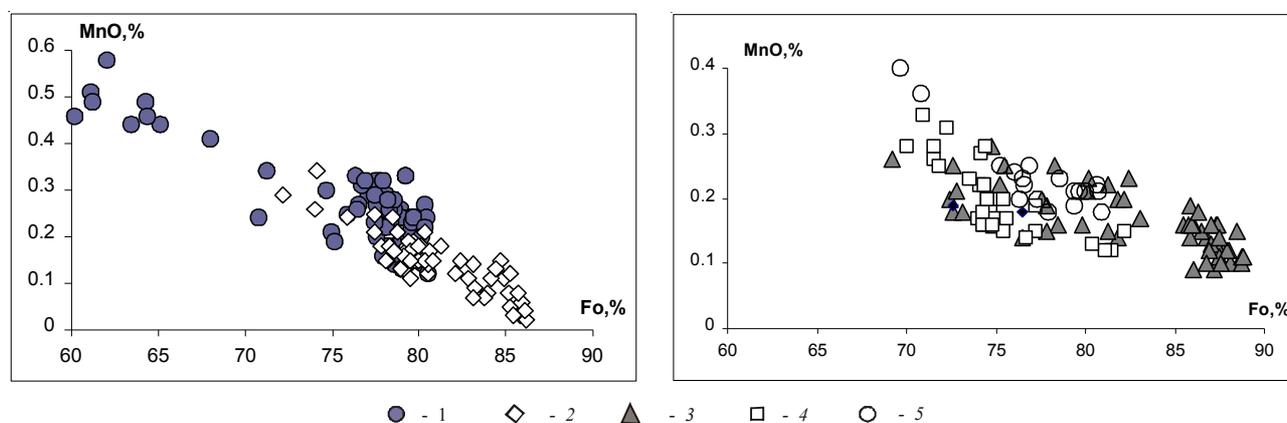


Рис. 3. Соотношение форстеритового минала (Fo) и MnO в оливинах оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра. 1 - вулканический массив Стена - Малый Семячик, лава, 2 - вулкан Дитмара, лава, 3 - базальты «4800», тефра, 4 - базальты 1996 г., тефра, 5 - дайка на вулкане Пра-Карымский.

**Таблица 3.** Состав вкрапленников оливина исследуемых базальтов Карымского вулканического центра (представительные анализы)

Компоненты, мас. %	1ц	2 гр	3 кр	4ц	5ц	6ц	7ц	8 кр	9ц	10ц	11ц	12ц	13ц	14 кр
SiO <sub>2</sub>	40.06	38.30	37.01	39.29	40.08	38.91	38.56	38.70	39.38	38.99	38.73	42.10	38.31	38.84
FeO*	21.46	20.44	30.16	18.36	18.64	23.37	20.02	18.34	13.21	15.32	20.75	10.62	23.91	22.57
MgO	39.27	41.37	32.08	41.59	41.74	37.44	40.14	42.41	46.40	44.51	39.73	47.12	38.11	38.72
CaO	0.16	0.17	0.18	0.16	0.14	0.20	0.16	0.17	0.22	0.18	0.17	0.14	0.0	0.0
MnO	0.27	0.28	0.46	0.21	0.21	0.32	0.15	0.14	0.04	0.07	0.10	0.10	0.17	0.20
Сумма	101.25	100.56	99.89	99.62	101.35	100.36	99.06	99.19	99.30	99.15	99.48	100.18	100.50	100.33
Fo	76.53	78.30	65.07	80.15	79.96	74.06	78.13	80.48	86.22	83.82	77.34	88.77	73.96	75.35

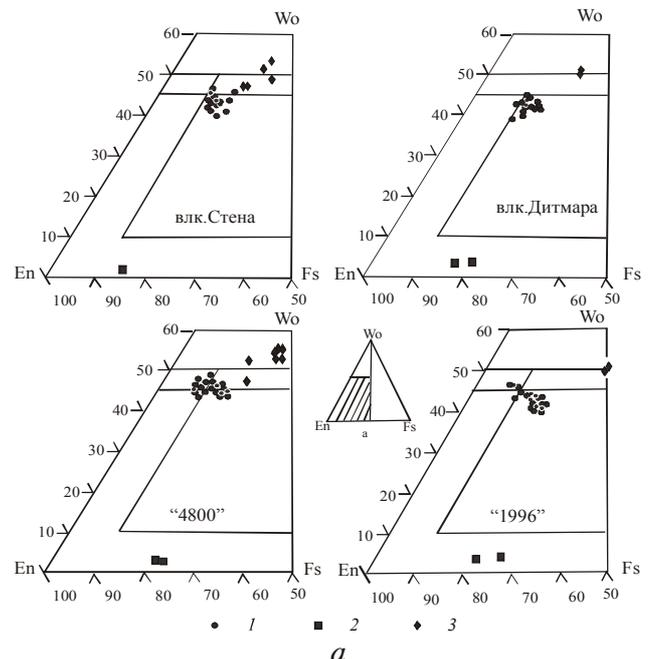
Примечание: 1 - 4 - вулкан Стена, образец С-564, О. Б.Селянгина; 5 - 6 дайка в борту кальдеры Карымской, образец к10-05, 6 - микровкрапленник; 7 - 10 - вулкан Дитмара, образец 21-99л, В.Л.Леонова, 10 - микровкрапленник; 11 - 12 - тефра «4800»; 13 - 14 - тефра «1996»; Остальные условные обозначения в табл. 2. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самбах». Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

еще более магнезиальных (Fo 85-89) составов (рис. 3). Группа составов железистых оливинов несколько размыта. Иногда встречаются сростки оливиновых зерен, магнезиальные ядра которых окружены железистыми каймами. В центре сростков в межзерновом пространстве были обнаружены зерна шпинели размером 70-100 мкм, а по их периферии кристаллизуется плагиоклаз. Интересно отметить, что в низкремнистых андезитах, андезибазальтах лавового потока конуса Лагерного, расположенного в километре к северу от озера Карымского и представляющего собой моногенный голоценовый аппарат, также встречены железистые и магнезиальные оливины, близкие по составу оливинам в базальтах «4800». Оливины в тефре 1996 г. относятся к группе железистых хризолитов (Fo 73-83). Менее железистый состав краевых зон вкрапленников оливина из продуктов эксплозивных голоценовых извержений (рис. 3) объясняется, очевидно, быстрой закалкой шлаков при извержении, а на вулкане Дитмара маломощными лавовыми потоками. С увеличением железистости количество MnO в оливинах изученных базальтов возрастает.

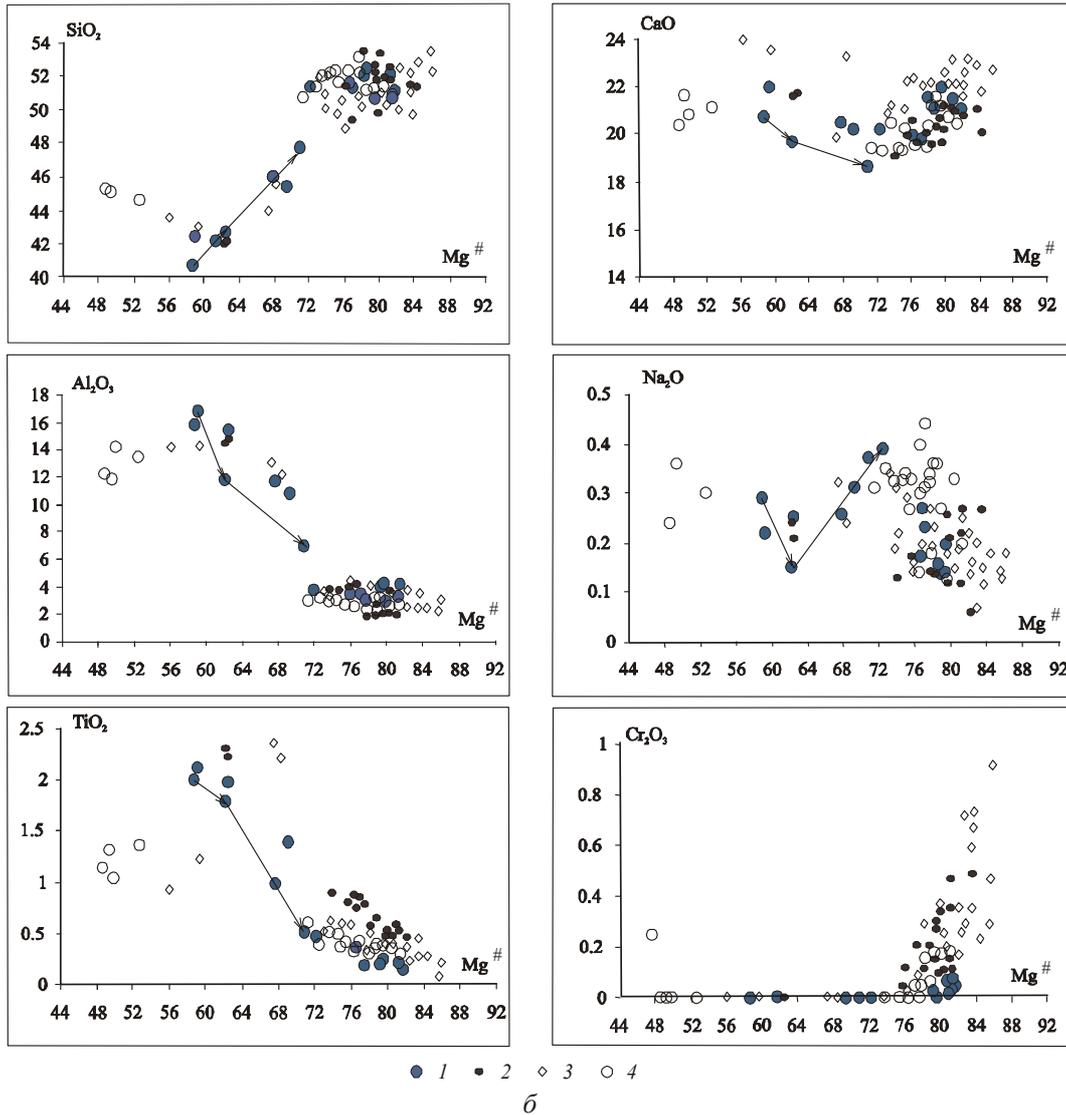
Рис. 4. Состав пироксенов: *a* - классификационная диаграмма - соотношение магния-кальция-железа (En-Wo-Fs) в пироксенах оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра. 1 - вкрапленники клинопироксена, 2 - ортопироксен, твердофазные включения в клинопироксенах, 3 - высокоглиноземистый клинопироксен - фассаит, дочерняя фаза в частично раскристаллизованных включениях в оливинах.

*b* - соотношение окислов в клинопироксене в зависимости от его магнезиальности (Mg<sup>#</sup>). 1 - вулканический массив Стена - Малый Семячик, 2 - вулкан Дитмара, 3 - базальты «4800», 4 - базальты 1996 г. Фигуративные точки с Mg<sup>#</sup> > 70 - вкрапленники, с Mg<sup>#</sup> < 70 - фассаиты, дочерние кристаллические фазы в расплавных включениях в оливинах. Стрелками показано изменение состава в зональном кристалле фассаита из частично раскристаллизованного включения в оливине базальта в. Стена.

**Клинопироксен** присутствует среди фенокристаллов в переменных количествах от 3-5% в докальдерных базальтах до 2-3% - в голоценовых. Размеры вкрапленников находятся в пределах 0.8-1.5 мм. В лавах вулкана Стена они могут достигать 2.5 мм, а в базальтах «к10-05» единичные кристаллы не превышают 0.5-0.6 мм. Кристаллы часто зональны, с железистыми или магнезиальными ядрами и тонкой осцилярной зональностью в краевой зоне. Составы их изменяются от диопсидов до авгитов (рис. 4*a*). Диапазон магнезиальности клинопироксенов довольно широк (Mg<sup>#</sup> 71.3-86), но для каждого объекта характерно свое соотношение составов вкрапленников по этому показателю (рис 4*b*, табл. 4). Например, наиболее магнезиальные докальдерные базальты вулкана Стена содержат наименее магнезиальные клинопироксены - авгиты (Mg<sup>#</sup> 72-80, En<sub>40-46</sub>, Wo<sub>39-46</sub>, Fs<sub>10-16</sub>). В лавах вулкана Дитмара при близком составе железистых вкрапленников, возрастает доля магнезиальных (Mg<sup>#</sup> 75-84). Наиболее магнезиальные клинопироксены появляются в базальтах



МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИН СОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ



**Таблица 4.** Состав вкрапленников клинопироксена оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра (представительные анализы)

Компоненты. мас. %	1ц	2 пр	3 кр	4 ц	5 кр	6 ц	7 кр	8 ц	9 пр	10 кр	11 ц	12 пр	13 кр
SiO <sub>2</sub>	51.34	52.05	50.56	52.56	50.24	51.53	50.17	52.25	51.89	51.52	52.33	51.26	51.75
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.32	0.74	0.50	0.78	0.41	0.65	0.18	0.18	0.33	0.37	0.56	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	2.35	3.92	3.31	5.26	2.21	3.51	2.59	3.18	2.26	2.22	3.16	3.03
FeO*	9.60	7.77	11.06	7.74	8.89	5.92	7.97	6.06	4.76	8.84	9.27	7.64	10.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.09	0.0	0.03	0.0	0.29	0.21	0.18	0.22	0.0	0.0	0.05	0.0
MgO	14.58	15.70	13.22	16.03	14.33	17.04	15.65	16.63	16.22	15.43	15.56	14.68	14.03
CaO	20.23	20.53	19.81	18.46	18.53	21.09	20.36	21.29	22.67	21.33	19.38	20.84	19.46
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.15	0.20	0.44	0.37	0.04	0.08	0.03	0.03	0.18	0.34	0.31	0.31
MnO	0.18	0.04	0.14	0.10	0.11	0.03	0.03	0.09	0.05	0.17	0.05	0.05	0.11
Сумма	100.0	99.0	99.66	99.17	98.54	98.57	98.64	99.32	99.23	100.09	99.52	98.55	99.35
Mg#	73.0	78.3	68.0	78.7	74.2	83.6	77.9	83.4	85.8	75.7	75.0	77.4	71.3
Wo	42.15	42.39	42.30	39.45	40.82	42.67	42.1	43.31	46.31	42.92	40.15	44.13	41.56
En	42.24	45.09	39.26	47.65	43.90	47.98	45.03	47.06	46.10	43.19	44.85	43.25	41.68
Fs	15.61	12.51	18.44	12.91	15.28	9.35	12.86	9.62	7.59	13.89	15.00	12.62	16.76

Примечание: 1-3 - вулкан Стена, образец О. Б. Селягина, 4-5 - дайка в борту кальдеры Карымской, 6-7 - вулкан Дитмара, образец В.Л. Леонова, 8-10 - тефра «4800», 11-13 - тефра «1996»; Mg# = Mg/(Mg+Fe), ат. %. Минералы пироксена: Wo - воластонит, En - энстатит, Fs - ферросилит. Остальные условные обозначения в табл. 2. Анализы выполнены на микроанализаторе «Самебах». Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

голоценовой тефры «4800» и представлены диопсидом и диопсид-салитом ( $Mg^{\#} 78-86$ ,  $En_{45-47}Wo_{45-48}Fs_{7-11}$ ). В базальтах 1996 г. преобладают в основном авгиты, а диопсиды встречаются иногда в ядрах субфенокристаллов (Гриб, 1997). На диаграмме  $Mg^{\#}$  - элемент вкрапленники клинопироксенов разновозрастных базальтов Карымского вулканического центра образуют единые тренды (рис. 4б). С уменьшением магнетиальности наблюдается уменьшение содержания  $CaO$ ,  $Cr_2O_3$ , слабое увеличение  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и более значительное  $Na_2O$ , особенно в базальтах 1996 г. Обращает внимание повышенная титанистость клинопироксенов базальтов вулкана Дитмара и почти абсолютная стерильность их в отношении хрома в лавах вулкана Стена. Наиболее магнетиальные вкрапленники клинопироксена базальтов тефры «4800» отличаются повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Cr_2O_3$  и пониженными  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ .

*Ортопироксен* в рассматриваемых базальтах в виде вкрапленников встречается крайне редко, в основном, в базальтах 1996 г. и в слабо раскристаллизованных андезибазальтах раннеголоценовой тефры (Гриб, Леонов, 2004, а). В докальдерных базальтах и тефре «4800» он встречается только в качестве твердофазных включений ( $Mg^{\#} 77-82$ ) в клинопироксене ( $Mg^{\#} 78-83$ ). Необычный высокоглиноземистый ( $Al_2O_3$  6.7%,  $Mg^{\#} 85$ , при отсутствии  $Na_2O$ ) ортопироксен (алюмобронзит) отмечен в виде кристаллического включения в клинопироксене с  $Mg^{\#} 78$  в базальтах вулкана Стена (рис. 4а).

*Шпинелиды* в базальтах развиты в основном в виде твердофазных включений в оливинах, клинопироксенах и плагиоклазах, реже в виде дочер-

них фаз в частично раскристаллизованных расплавных включениях. Размеры их изменяются в пределах 5-30 мкм, реже больше. Форма овальная и октаэдрическая. В оливиновых кластерах из базальтов тефры «4800» в межзерновом пространстве встречены единичные зерна шпинели размером 70-100 мкм. В статье будут рассмотрены, в основном, составы шпинелидов в оливинах, в меньшей степени, в анортитах. Их отличает широкий диапазон составов и характерный для каждого объекта исследования спектр распределения от хромитов, хромпикотитов, через субалюмохромиты до герцинитов с одной стороны, и от субферрихромпикотитов, через субферриалюмохромиты до хроммагнетитов и хром содержащих титаномагнетитов, с другой (рис. 5а, табл. 5). Выявлено различие в составе шпинелей в оливинах из базальтов северного и южного секторов структуры. Редкие твердофазные включения шпинели в оливинах Fo78-82 вулканического массива Стена - Малый Семячик представлены глиноземистыми разностями ( $Al^{\#} 0.61-0.72$ ,  $Mg^{\#} 0.47-0.54$ ,  $Cr^{\#} 0.15-0.20$ ). Содержание в них  $Al_2O_3$  составляет 32.5-41.5%,  $TiO_2$  - 0.37-0.59. Еще более глиноземистые, низко титанистые твердофазные включения герцинитов ( $Al_2O_3$  44-47%,  $TiO_2$  - 0.39-0.71) были определены в фенокристаллах анортита в базальте дайки в борту кальдеры Карымской (образец к10-05). На диаграмме они занимают самую нижнюю позицию вдоль стороны  $Al - Fe^{+3}$ , тяготея к области максимума алюминия. В более поздних субфенокристаллах оливина в шпинелидах из образца к10-05 при сохранении незначительного уровня хрома и уменьшении глиноземистости, происходит увеличение содержания окисного железа.

**Таблица 5.** Состав твердофазных включений шпинели в оливинах изученных базальтов Карымского вулканического центра (представительные анализы)

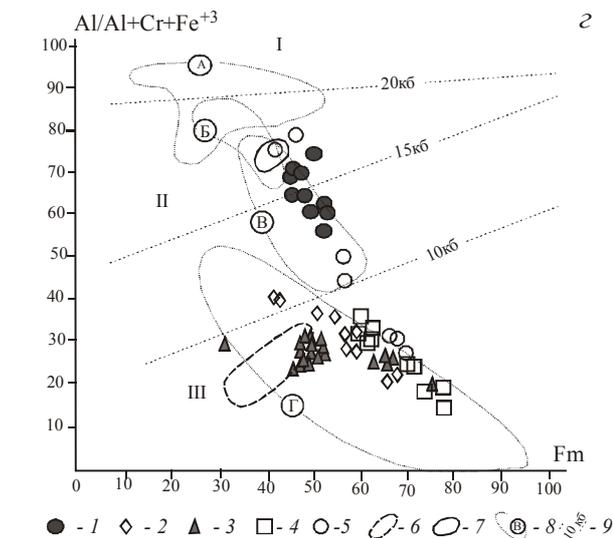
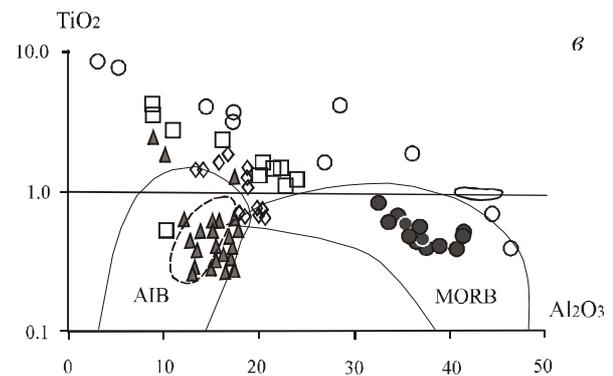
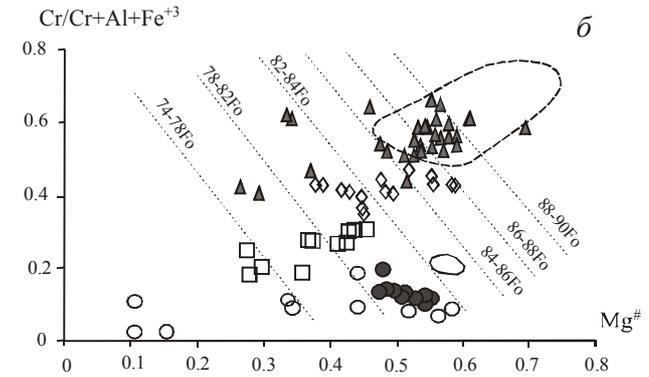
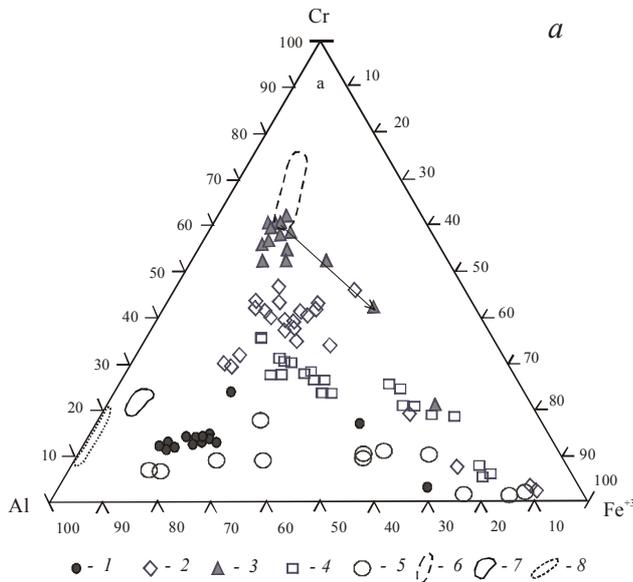
Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$TiO_2$	1.45	0.47	0.83	0.51	1.63	1.05	0.64	0.37	2.34	0.45	0.55	0.31	1.55	1.66
$Al_2O_3$	26.28	36.42	39.28	46.72	26.82	18.73	19.98	13.37	8.92	14.00	17.91	15.44	10.57	20.36
$Fe_2O_3$	25.15	18.61	15.49	13.34	24.47	22.43	13.53	10.04	28.76	18.0	12.32	8.85	42.37	22.81
$FeO$	22.42	20.38	20.10	18.67	21.92	20.61	17.09	24.44	27.50	20.68	17.87	14.78	25.0	21.96
$Cr_2O_3$	15.52	12.22	12.57	6.67	13.97	26.66	35.95	46.40	27.79	37.72	39.62	48.09	14.93	22.90
$MgO$	9.60	11.28	12.16	13.56	9.61	9.47	11.74	6.83	5.84	8.65	10.98	12.91	5.23	9.09
$MnO$	0.25	0.17	0.23	0.0	0.24	0.20	0.29	0.40	0.25	0.45	0.44	0.50	0.22	0.03
$NiO$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
$ZnO$	0.0	0.0	0.09	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0
Сумма	100.96	99.55	100.78	99.65	98.69	99.32	99.23	101.85	101.04	100.10	99.75	101.0	99.96	99.32
OI/PI*	78.5	79.5	79.45	90*	80.7	80.03	84.2	ц	кр	79.1	85.5	88.7	74.3	80.9

Примечание: 1-3 - вулкан Стена, образец О. Б. Селянгина, 4-5 - дайка в борту кальдеры Карымской (4 - включение в анортите), 6-7 - вулкан Дитмара, образец В.Л.Леонова, 8-12 - тефра «4800», 8, 9 микровкрапленник шпинели, соответственно, центр и край, 13-14 - тефра «1996»; OI/PI\* - составы оливина-хозяина / плагиоклаза-хозяина. Анализы выполнены на микроанализаторе «Сamebax», Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИН СОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ

В базальтах южного сектора Карымского вулканического центра (вулкан Дитмара, тефра «4800») магнезиальные оливины (Fo 85-89) содержат хромистые шпинелиды. Наиболее высокие содержания хрома отмечены в хромитах, хромпикотитах в оливинах базальтов «4800» ( $Cr^{\#}$  0.57-0.68,  $Mg^{\#}$  0.55-0.69). Содержание в них хрома достигает 43-51%,  $TiO_2$  – 0.27-0.64%. Они образуют на диаграмме (рис. 5а) компактное

обособление точек, что указывает на кристаллизацию их в относительно стабильных условиях. В более железистых оливинах при снижении  $Mg^{\#}$  и содержания хрома,  $Cr^{\#}$  шпинели практически не меняется за счет замещения хрома алюминием. Исключение составляют низко магнезиальные, низко хромистые титансодержащие шпинелиды в группе железистых вкрапленников оливина (рис. 5б). Наиболее хромистые шпинели тефры



**Рис. 5.** Состав шпинелидов – твердофазных включений в оливинах исследуемых базальтов Карымского вулканического центра.

а – диаграмма соотношения Al-Cr-Fe<sup>+3</sup> в шпинелях: 1 – вулканический массив Стена-Малый Семячик, 2 – вулкан Дитмара, 3 – базальты «4800», 4 – базальты 1996 г., 5 – дайка в борту кальдеры Карымской, образец к10-05. Поля: б – шпинели из лав вулкана Ключевского (Хубуная и др., 1993), 7 – шпинели в меловых щелочных базальтах полуострова Камчатский мыс, образец D213-17 (Савельев, Философова, 2005), 8 – шпинели в ксенолитах лерцолитов из базанитов Вьетнама, данные Колоскова А.В. Стрелками показано изменение состава зерна шпинели в оливиновом сростке в базальте «4800»; Условные обозначения 1-7 повторяются далее на рис. 5б, в, г;

б – соотношение хромистости ( $Cr^{\#}$ ) и магнезиальности ( $Mg^{\#}$ ) шпинелей. Тонкие пунктирные линии - изоплеты содержания Fo во вмещающих оливинах, ассоциирующих со шпинелями;

в – Диаграмма соотношения  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  в шпинелях. AIB и MORB – поля шпинелей из базальтов островных дуг и срединно-океанических хребтов, соответственно, по (Kamenetsky et al., 2001);

г – диаграмма зависимости глиноземистости ( $Al^{\#}$ ) и железистости (Fm) шпинелей. 8 – поля шпинелей из различных типов ксенолитов и плутонических гипербазитов Камчатки и других районов по (Колоскову и др., 2001): А – лерцолитов в базанитах Вьетнама, Б – гарцбургитов и пироксенитов вулкана Харчинского, В – верлитов и гарцбургитов района вулкана Бакенинг, Г – гарцбургитов и пироксенитов вулкана Ключевского, 9 – там же, предполагаемые границы полей барофильности; оценка произведена с использованием шпинель-пироксенового геобарометра (Mercier, 1980).

$Cr^{\#} = Cr / (Cr + Al + Fe^{+3})$ ,  $Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{+2})$ ,  $Al^{\#} = Al / (Al + Cr + Fe^{+3})$ ,  $Fm = Fe / (Fe + Mg)$

«4800» попадают в поле шпинелей вулкана Ключевского в оливинах соответствующего состава (Хубуная и др, 1993). Зерна шпинели в межзерновом пространстве оливиновых кластеров (тефра «4800») зональны. При достаточно хромистом составе в центре зерен, наблюдается обогащение краевых зон железом. Шпинели в оливинах вулкана Дитмара представлены субальюмохромитами. При уменьшении магнетиальности оливинов наблюдается эволюция состава шпинелидов, выражающаяся в уменьшении содержания  $Cr_2O_3$  (от 36.0 до 26.7 мас.%),  $Al_2O_3$  (от 21.3 до 13.5 мас.%),  $MgO$  (от 12.7 до 7.8 мас.%) при одновременном увеличении их железистости (от 33.3 до 54 мас.%) и концентрации титана (от 0.64 до 2.04 мас.%).  $Cr^{\#}$  при этом снижается незначительно от 0.51 до 0.40. В оливинах базальтов 1996 г. шпинелиды представлены еще более глиноземистыми разновидностями, субферриальюмохромитами. Тренд их эволюции, связанный с обогащением железом и титаном непрерывный, что свидетельствует о постепенном обогащении расплава этими компонентами.

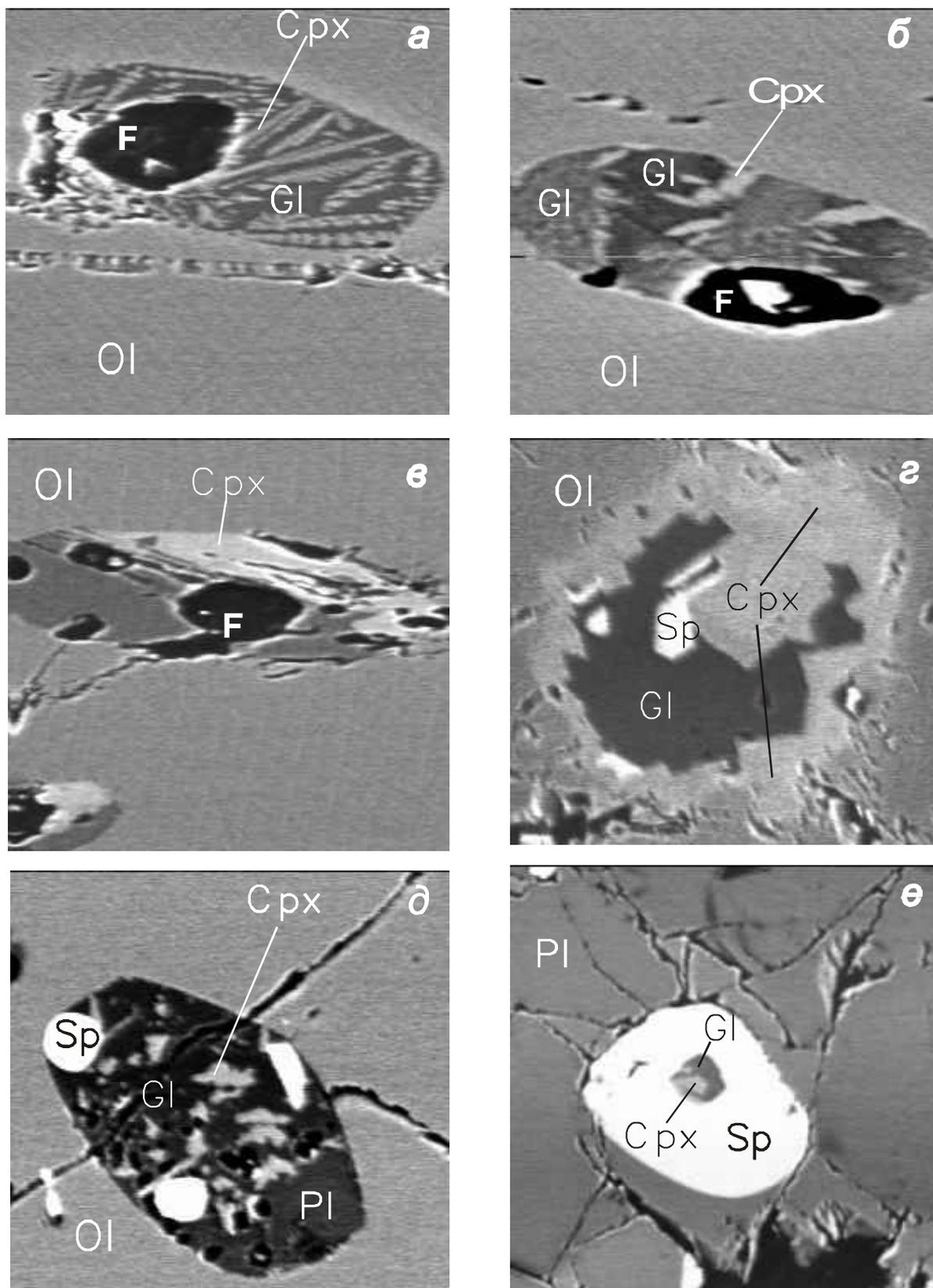
В основной массе присутствует титаномагнетит. В базальтах южного сектора он хромсодержащий, а в лавах вулканического массива Стена - Малый Семячик бесхромистый, но с повышенным содержанием титана. Повышенное содержание титана в последнем находит отражение и в появлении ильменита в основной массе.

В настоящей статье рассмотрены, в основном, включения расплава в оливинах. Включения имеют округлую форму, размеры от первых микрон до 10-20 мкм, реже 30-40 мкм и встречаются достаточно редко, за исключением тефры 1996 г, где их сравнительно много. Встречаются в основном в различной степени раскристаллизованные включения, состоящие из кристаллических фаз, остаточного стекла и вскрытой полости газового пузырька (рис. 6). Дочерние кристаллические фазы представлены фассаитом (высокоглиноземистым, высоко кальциевым, титанистым клинопироксеном), иногда в ассоциации со шпинелидами. Фассаит во включениях образует единичные игольчатые микролиты, скопления игольчатых микролитов скелетного облика и отдельные более крупные фазы. Наиболее раскристаллизованные включения характерны для оливина Fo 78-82 в базальтах вулкана Стена (рис. 6в-г) и Fo 85-87 в тефре «4800». В них фассаит заполняет иногда половину объема включения. В оливинах вулкана Стена встречено включение, в котором фассаит кристаллизуется от границы включения с оливином-хозяином, образуя ступенчатую кайму друзовой структуры, а на эту кайму нарастает хорошо оформленный кристалл зонального строения в ассоциации с глиноземистой шпинелью - плеонастом (рис. 6г). Содержание  $Al_2O_3$  в ней

**Таблица 6.** Состав остаточных стекол и кристаллических фаз в расплавных включениях (не гомогенизированных) в оливинах

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	52.74	64.22	67.49	58.43	41.74	47.78	44.82	45.16	46.61	0	0
TiO <sub>2</sub>	1.30	0.15	0.13	1.30	2.05	0.51	0.95	1.32	0	0.18	5.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.04	18.75	18.27	20.34	16.50	7.04	12.23	11.21	33.89	54.11	8.72
FeO*	4.68	1.52	1.23	4.42	11.35	9.88	9.19	14.40	1.26	34.44	68.60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12.21
MgO	2.07	0.28	0.24	1.39	9.06	13.53	12.24	7.87	0	10.58	5.73
CaO	12.74	3.78	3.25	10.14	21.08	18.60	20.07	21.68	18.20	0.06	0
Na <sub>2</sub> O	3.46	5.23	3.65	2.69	0.24	0.37	0.25	0.36	1.51	0	0
K <sub>2</sub> O	0.57	3.35	3.49	0.85	0	0.04	0	0	0.04	0	0
сумма	99.6	97.28	97.75	99.56	102.02	97.75	99.75	102.0	101.51	99.37	100.51
Fo	77.6	81.4	81.4	78.8	81.4	81.4	87.5	74.3	74.3	81.4	74.3

Примечание: 1-4 – остаточное стекло в расплавных включениях в оливинах: вулкан Стена, 1 – во включении с игольчатым микролитом фассаита, 2 – во включении с зональным кристаллом фассаита, центральная часть включения, 3 – то же, рядом с кристаллом фассаита; 4 – вулкан Дитмара, частично раскристаллизованное включение; 5-8 – дочерние кристаллические фазы клинопироксена, фассаита: вулкан Стена, 5 – зональный кристалл, центр, 6 – то же, край, 7 - «4800» частично раскристаллизованное включение, 8 – «1996», частично раскристаллизованное включение; 9 – там же, дочерняя фаза плагиоклаза во включении; 10-11 – дочерние фазы шпинелидов в расплавных включениях: 10 – вулкан Стена, плеонаст (совместно с зональным фассаитом, 5,6), 11 – «1996», субальюмохроммагнетиты, Fo – форстеритовый минал оливина –хозяина.



**Рис. 6.** Микрофотографии расплавных включений в оливинах (а-г, вулкан Стена, д – тефра 1996 г.) и анортите (е, образец к10-05) исследованных базальтов. 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 – дочерняя фаза, битовнит, в (д), в (е) – анортит-хозяин. Размер кадра: а-г - 50 мкм, д – 100 мкм, е – 200 мкм.

достигает 54.13 % (табл. 6). В базальтах 1996 года во включениях расплава совместно с микролитами фассаита довольно часто встречается субальюмохроммагнетиты (6-9%  $Al_2O_3$ , 5-12%  $Cr_2O_3$ ) с повышенным (до 76%) содержанием железа. Иногда шпинелиды выходят за пределы включений, что указывает на то, что некоторые из них являются фазами-узниками. Частично раскристаллизованное расплавленное включение с дочерней фазой фассаита встречено также в твердофазном включении шпинели в фенокристалле анортита базальтов «к10-05» (рис. 6е).

Фассаит (табл. 6) во включениях отличается повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (12-15%),  $TiO_2$  (1-2.4%),  $FeO$  (8.6-14.4%).  $Mg^{\#}$  его зависит от  $Mg^{\#}$  оливина-хозяина и варьирует от 48.6-52.6 в тефре 1996 до 56-69.7 в базальтах повышенной магнезиальности (рис. 4б). На графиках видно, что для фассаитов характерно наличие точки перегиба в области  $Mg^{\#}62$ . Объяснением резкого понижения содержания  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  по мере понижения магнезиальности, может служить начало кристаллизации во включениях плагиоклаза и  $Fe-Ti$  шпинелидов. Впервые плагиоклаз (битовнит) среди дочерних фаз в расплавных включениях в оливинах Fo 74-76 появляется в базальтах 1996 г. (рис. 6д, табл. 6). В зональном кристалле фассаита (рис. 6е) магнезиальность увеличивается от центра (58.7) к краю (70.9), а глиноземистость, содержание железа и титана снижается, приближаясь к значениям этих компонентов во вкрапленниках клинопироксена. В краевой зоне увеличивается концентрация  $Na_2O$  до уровня содержания этого компонента в клинопироксенах базальтов 1996 г.

Состав остаточных стекол в расплавных включениях зависит от степени их раскристаллизации (табл. 6). При минимальном содержании игольчатых дочерних фаз содержание  $SiO_2$  варьирует в пределах 50.7-52.4% и имеет плагиоклазовый состав (20-22%  $Al_2O_3$ , 12-14%  $CaO$ ), но повышенные концентрации  $TiO_2$  (1.2-1.3%) и  $FeO$  (4-5.3%). При увеличении степени кристалличности остаточные стекла раскисляются до андезибазальтового, андезитового состава (54.1-56.9%  $SiO_2$ ). С понижением  $MgO$  происходит умеренное увеличение содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  и уменьшение  $FeO$ ,  $Na_2O$ . Во включениях с высокой степенью раскристаллизации резко возрастает  $SiO_2$  (дациты, риодациты),  $Na_2O$  и понижается -  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$ . При этом иногда в остаточных стеклах увеличивается содержание  $K_2O$  или концентрация воды (происходит выгорание стекол при микронзондовом анализе).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматриваемые в настоящей статье оливин содержащие базальты Карымского вулканического

центра относятся к типичным низко- и умеренно калиевым толеитовым базальтам Восточного вулканического пояса Камчатки. Проведенные исследования состава породообразующих минералов базальтов, относящихся к разным этапам развития структуры показывают, что для них характерны близкие эволюционные тренды, свидетельствующие о генетическом родстве расплавов, из которых они кристаллизовались. Направления трендов согласуются с представлениями о фракционной кристаллизации при понижении температуры, как основного механизма, обеспечивающего спектр составов базальтов. Анализ сосуществующих кристаллических фаз (сростков и твердофазных включений в минералах) показывает, что этот процесс связан с котектической минеральной ассоциацией  $Pl-Ol-Cpx$ . Для всех рассмотренных базальтов выделяется сквозная ассоциация этих минералов с составом:  $Ol, Mg^{\#}_{74-78} - Cpx, Mg^{\#}_{76-78} - Pl_{An\ 77-89}$ . По составам минералов она соответствует габброидным интрузивным сериям и может рассматриваться как производная малоглубинного магматического очага при давлении 2-5 кбар (Арискин, Бармина, 2000). Согласно (Ford et al., 1983) в наиболее магнезиальных лавах вулканического массива Стена-Малый Семячик при содержании  $MgO$  9-11% равновесными могут быть оливины с  $Mg^{\#}85-86$ , при наблюдаемых в породах с  $Mg^{\#}75-82$  (в базальтах вулкана Стена было обнаружено единственное зерно оливина Fo 85 с включением глиноземистой шпинели (Селянгин, 1987)). Обилие менее магнезиальных фенокристаллов оливина в меланократовых базальтах этого массива может свидетельствовать о том, что большая часть из них является кумулюсной фазой. Минеральная ассоциация кумулата оценивается по составу сосуществующих твердофазных включений:  $Ol, Mg^{\#}_{80-82} - Cpx, Mg^{\#}_{80-83} - Pl_{An\ 89-96}$  и также является производной магм малоглубинных магматических очагов.

Для базальтов южного сектора, особенно лав вулкана Дитмара и тефры «4800», характерен широкий интервал магнезиальности оливинов и клинопироксенов. Наряду с низко магнезиальными вкрапленниками довольно широко представлены фенокристаллы оливина с  $Mg^{\#} 85-89$  и клинопироксена с  $Mg^{\#}84-86$ . Плагиоклаз в ассоциации с ними не встречен ни в сростках, ни в виде твердофазных включений. Эта ассоциация также неравновесна составу лав и кристаллизовалась, очевидно, из более магнезиальных расплавов. Согласно (Ford et al., 1983), в умеренно магнезиальных базальтах вулкана Дитмара с содержанием  $MgO$  в расплаве 7-8 % наиболее равновесным является оливин  $Mg^{\#} 78-80$ .

Редкие, но характерные для всех оливин содержащие базальтов Карымского вулканического

центра твердофазные включения ортопироксена ( $Mg^{\#} 77-82$ ) в авгитах близкой магнезиальности, свидетельствуют о том, что этот минерал присутствовал на промежуточной стадии фракционирования базальтового расплава, как это было отмечено и для базальтов вулкана Ключевского (Хубуная и др., 1993).

Наиболее интересным в изученных базальтах является состав шпинелидов в оливинах. В базальтах южного сектора в оливинах встречаются в основном хромистые шпинелиды, включающие в себя хромиты, хромпикотиты, субальюмохромпикотиты. Высокохромистая шпинель определена в наиболее магнезиальных оливинах ( $Fo 86-89$ ) тефры «4800». По уровню хромистости ( $Cr^{\#} 0.57-0.68$ ), степени окисленности ( $FeO/Fe_2O_3 1.8-2.5$ ), низкой концентрации титана ( $0.27-0.4$ ) они близки хромистым шпинелям вулкана Ключевского (рис. 5), для которого установлена кристаллизация первичных пикритовых расплавов на уровне верхней мантии (Хубуная и др., 1993). Компактное обособление точек на диаграмме (рис. 5а), свидетельствует о стабильных условиях кристаллизации расплава в глубоких очагах при температурах порядка  $1300^{\circ}C$  и фугитивности кислорода  $-6.35 / +1.17$  QFM (Ballhaus et al., 1991). Нами не были обнаружены  $OI-Sp$  составы, соответствующие мантийным уровням (Arai, 1994), однако, высокая  $Cr^{\#}$  ликвидусной шпинели свидетельствует о расположении источника первичных магм, по крайней мере, на границе коры и верхней мантии и о их составе, близком к пикрито-базальтам. Хромистые шпинелиды вулкана Дитмара и тефры 1996 г., более глиноземистые и железистые по составу, кристаллизовались, очевидно, из более дифференцированных родственных расплавов при обогащении их железом и титаном.

Особый интерес вызывает обнаружение высокоглиноземистой ( $33-47\% Al_2O_3$ ) шпинели (герцинита) в оливине с  $Mg^{\#} 78-81$  вулканического массива Стена - Малый Семячик и в анортите базальта «к10-05» (дайка в борту кальдеры Карымской). Высокоглиноземистая шпинель не характерна для надсубдукционных островодужных магм и до этого не определялась в лавах других вулканов Восточного вулканического пояса среди микровкрапленников или твердофазных включений в минералах. По уровню глиноземистости  $Al^{\#}$  ( $0.6-0.78$ ) шпинели в оливинах (и анортитах) базальтов северного сектора Карымского вулканического центра близки шпинелям внутриплитных щелочных неогеновых базальтов восточных отрогов Валагинского хребта в бассейне реки Левая Жупанова (Волынец и др., 1990) и меловых базальтов (образец D-213-17) Камчатского Мыса (Савельев, Философова, 2005), а также шпинелям, встречающимся в ксенолитах

лерцолитов из островодужных базальтов вулкана Харчинского и во внутриплитных базанитах Вьетнама (Колосков и др., 2001) (рис. 5а-г). В то же время, от глиноземистых шпинелей щелочных лав они отличаются пониженным содержанием титана и хрома, а от шпинелей в ультраосновных ксенолитах - низкой магнезиальностью и повышенной концентрацией железа. На классификационной диаграмме  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  для низкотитанистых глубинных шпинелей (рис. 5в), приведенной в (Kamenetsky et al., 2001), высокоглиноземистые шпинели в базальтах северного сектора попадают в поле шпинелей базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), в то время как высокохромистые шпинели тефры «4800» (и вулкана Ключевского) - в поле базальтов островных дуг (AIB).

Природа высокоглиноземистых шпинелей Карымского вулканического центра не вполне ясна. Согласно (Колосков и др., 2001) глиноземистость ( $Al^{\#}$ ) шпинели определяется давлением. На диаграмме соотношения  $Al^{\#}$  и степени железистости шпинелей из ультрамафитовых ксенолитов, встречающихся в ассоциации с вулканическими породами разных геодинамических зон (рис. 5г), глиноземистые шпинели массива Стена-Малый Семячик попадают в поле шпинелей ксенолитов верлит-пироксенитового состава из вулканических внутриплитного геохимического типа, кристаллизация которых 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 «к10-05»), располагаются в поле щелочных базальтов Камчатского мыса (Савельев, Философова, 2005). С другой стороны, базальты северного сектора Карымского вулканического центра, в оливинах которых встречаются высокоглиноземистые шпинели, по составу минеральных ассоциаций относятся к габброидному типу, кристаллизующихся на небольших глубинах (до  $15-18$  км) или давлениях  $2-5$  кбар (Арискин, Бармина, 2000), а близкие эволюционные тренды породообразующих минералов разновозрастных базальтов северного и южного секторов свидетельствуют о родственности этих расплавов, относящихся к типичным островодужным образованиям. Учитывая эти противоречия, можно предположить реликтовый генезис высокоглиноземистых шпинелей, образующих твердо-фазные включения в оливинах умеренной магнезиальности ( $Fo 78-82$ ) в базальтах массива Стена - Малый Семячик. Реликтовые шпинели могут отражать состав протоматических фаз каких-то отдаленных во времени этапов магмообразования в районе Карымского вулканического центра, происходивших, возможно, в другой геодинамической обстановке (внутриплитные?).

Другим важным фактором, способствующим кристаллизации высокоглиноземистой шпинели является повышенная глиноземистость расплава. В (Kamenetsky et al., 2001) по результатам экспериментальных работ, в том числе 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 вулканического массива Стена - Малый Семячик была установлена еще предыдущими исследователями (Бабанский и др., 1983; Селянгин, 1987). Один из них, (Селянгин, 1987), установил «анортозитовую тенденцию» в эволюции магм Малосемячического центра. Показателем высокой глиноземистости исходных расплавов является и состав дочерних кристаллических фаз в частично раскристаллизованных расплавленных включениях в оливинах. Они представлены высокоглиноземистыми фазами, а именно, фассаитом и плеонастом, шпинелью, содержащей до 55 %  $Al_2O_3$ . В подобных включениях в оливинах из базальтов южного сектора также присутствует фассаит, но шпинелиды имеют промежуточный, более железистый состав.

Частично раскристаллизованные включения с дочерними фазами фассаита и высокоглиноземистой шпинели были обнаружены ранее в оливинах с  $Mg^{#} 86-91$  из авачитов, высокомагнезиальных пород в постройке Авачинского вулкана (Портнягин и др., 2005, б). Авторы объясняли необычно глиноземистый состав дочерних фаз этих включений различными кинетическими факторами кристаллизации клинопироксенов во включениях и в окружающем расплаве. В то же время, большое количество подобных включений в оливинах разновозрастных базальтов Карымского вулканического центра, закономерная эволюция их состава (рис. 4б), свидетельствуют, по видимому, не об особых условиях кристаллизации в ограниченном пространстве вакуоли, а, вероятно, о захвате ими высокоглиноземистых расплавов.

Согласно (Danyushevsky et. al., 2003) 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 (в Карымском вулканическом центре плагиоклаз в виде дочерней фазы в расплавленном включении был обнаружен нами в железистом оливине Fo 74.3 из более эволюционированных базальтов 1996 г. (рис. 6д)). Если предположить, что в фундаменте северного сектора Карымского вулканического центра могут находиться интрузивные тела мел-

палеогенового или более молодого возраста, сложенные лейкократовыми габбро, такая ассимиляция вполне вероятна.

Показательно, что фассаит и высокоглиноземистая шпинель в качестве порообразующих минералов кристаллизуются в щелочных внутриплитных базальтах мелового возраста на Камчатском мысе (Савельев, Философова, 2005), а также в щелочных плиоценовых базальтах Валагинского хребта (Волынец и др., 1990). В то же время, в последние годы при изучении расплавленных включений в минералах базальтов Восточного вулканического пояса (в том числе Карымского центра) были обнаружены нефелин-нормативные расплавы с повышенным содержанием натрия и титана (Наумов и др., 2007; Портнягин и др., 2005 б; Толстых и др., 2001). Находки высокоглиноземистых минералов в расплавленных включениях в оливинах Карымского вулканического центра, характерных для щелочных расплавов, подтверждают формирующееся представление о том, что на ранних этапах развития Восточного вулканического пояса могли существовать нефелин-нормативные магматические расплавы.

Вопрос о высокой глиноземистости шпинели в базальтах вулканического массива Стена - Малый Семячик так и остается открытым и требует дальнейшего изучения, возможно, с помощью геохимии изотопов свинца для выяснения степени ассимиляции базальтами корового вещества и океанических осадков и изучения состава исходных расплавов с привлечением метода гомогенизации расплавленных включений в фенокристаллах оливина и плагиоклаза.

Анализ деформаций, предшествовавших взрывному субаэральному извержению базальтовой тefры в 1996 г. на северном берегу озера Карымского (кальдера Академии Наук), позволил вычислить глубину центра тяжести магматического источника на глубине 18 км (Федотов и др., 1997). Сходство минералогических особенностей (близкие эволюционные тренды порообразующих минералов) разновозрастных оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра позволяет предположить, что под ним на глубине порядка 15-20 км (5-6 кбар) существует единый промежуточный магматический очаг базальтовой магмы, который периодически поставляет на поверхность высокотемпературные расплавы, начиная с нижнего плейстоцена до настоящего времени. Широкий диапазон составов темноцветных минералов в базальтах южного сектора Карымского вулканического центра, говорит о том, что на момент извержения они представляли собой неравновесную смесь расплава и минеральных фаз, кристаллизующихся на разных глубинах и в дальнейшем подвергшихся процессам смешивания.

Присутствие в них ассоциации высокохромистой шпинели, высокомагнезиальных оливина и клинопироксена свидетельствует о связи этого промежуточного очага с еще более глубокими зонами магмогенерации, возможно, на границе нижней коры и верхней мантии. Судя по экспериментальным данным высокомагнезиальная ассоциация оливина и клинопироксена могла кристаллизоваться при давлении 8-9 кбар (глубина порядка 30 км) и температурах более 1200°C (Арискин, Бармина, 2000). В верхнеплейстоцен-голоценовое время (и в 1996 г.) в южном секторе Карымского вулканического центра глубинные расплавы поступают по субмеридиональному разлому и на поверхности прослеживаются в районе северного берега озера Карымского (Гриб, Леонов, 2004 а, 2004 б).

Для базальтов вулканического массива Стена - Малый Семячик связь с нижнекоровыми магматическими очагами петрологическими методами не установлена. Низкая магнезиальность оливина и клинопироксена, габброидные ассоциации вкрапленников базальтов, присутствие в лавах полнокристаллических включений подобного состава (Селянгин, 1987) предполагают небольшую (2-6 кбар) глубину их формирования. В то же время, столь длительная активность вулканического массива Стена-Малый Семячик (порядка 2-3 млн. лет, включая голоцен) периодическое поступление на поверхность магнезиальных PI-OI-Crx базальтов и их фракционатов (Селянгин, 1987) может служить показателем существования связи промежуточного магматического очага с более глубокими горизонтами коры, возможно, в виде подтока флюидов, которые препятствуют «закрытию» магмопроводящих зон.

## ВЫВОДЫ

1. Оливин содержащие базальты Карымского вулканического центра относятся к типичным низкокалиевым толеитовым базальтам Восточного вулканического пояса Камчатки.

2. Для породообразующих минералов характерны близкие эволюционные тренды, свидетельствующие о генетическом родстве расплавов, из которых они кристаллизовались. Направления трендов согласуются с представлениями о фракционной кристаллизации минеральной ассоциации PI-OI-Crx при понижении температуры, как основного механизма, обеспечивающего спектр составов базальтов.

3. Сходство минералогических особенностей, близкие эволюционные тренды породообразующих минералов разновозрастных оливин содержащих базальтов Карымского вулканического центра позволяют предположить, что под ним на глубине

порядка 15-20 км (5-6 кбар) существует единый промежуточный магматический очаг базальтовой магмы, который периодически поставляет на поверхность высокотемпературные расплавы, начиная с нижнего плейстоцена до настоящего времени.

4. Широкий по магнезиальности диапазон составов оливина и клинопироксена в базальтах южного сектора, неравновесность вкрапленников темноцветных минералов повышенной магнезиальности вмещающему их расплаву, твердофазные включения высокохромистой шпинели (хромпикотит) в оливинах, свидетельствуют о кристаллизации их из более магнезиальных высокотемпературных расплавов, расположенных на границе нижней коры и мантии, следовательно, о связи промежуточного магматического очага с более глубокими зонами магмогенерации.

5. Впервые для Восточного вулканического пояса в оливинах (реже в анортитах) из базальтов северного сектора Карымского вулканического центра детально исследована высокоглиноземистая шпинель (герцинит) в виде твердофазных включений в этих минералах. Шпинель подобного состава не характерна для расплавов, генерирующихся в надсубдукционных зонах, связанных с островными дугами.

6. Предполагается реликтовая природа высокоглиноземистой шпинели или кристаллизация ее из высокоглиноземистых расплавов. Природу этих расплавов предстоит изучить с привлечением метода гомогенизации расплавных включений в оливинах и плагиоклазах, а также изучением геохимии изотопов для оценки степени контаминации базальтов океаническими осадками и коровым интрузивным материалом.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н. А.В. Колоскову, к.г.-м.н. А.Б. Перепелову за конструктивное обсуждение статьи, которое улучшило ее содержание. М.Ю. Пузанкову за помощь в использовании геотермометров, В.М. Чубарову и Т.М. Философовой за обеспечение качественного микронзондового анализа, А.Р. Дунина-Барковской за помощь в обработке графического материала. Благодарю моего коллегу и соавтора по предыдущим публикациям к.г.-м.н. В.Л. Леонова за героические усилия по отбору отдельных образцов базальтов, а также к.г.-м.н. О.Б. Селянгина и Л.И. Базанову за предоставленные для исследования образцы из собственных коллекций.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов: РФФИ № 05-05-64-730 и ДВО РАН № 06-III-A-08-329.

## Список литературы

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 2000. 362 с.

- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука. 1983. 94 с.
- 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.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозойе (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-28.
- Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука. 1980. 292 с.
- Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2-3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
- 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, а. № 4. С. 21-40.
- 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, б. № 5. С. 23-37.
- Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука. 1970. 135 с.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коро-мантийной смеси» в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петр.-Камчат. ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 123-152.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток. Дальнаука. 2004. 186 с.
- 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 Головинина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2007. т. 15. № 6. С. 563-581.
- Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В. и др.* Петрология «авачитов» - высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005, а. Т. 13. № 2. С. 115-138.
- 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, б. Т. 13. № 4. С. 358-388.
- Савельев Д.П., Филоsofova Т.М.* Минералогические особенности меловых щелочных базальтов полуострова Камчатский мыс. (Восточная Камчатка) // Вестник Краунц. Серия науки о Земле. 2005. № 5. С. 94-101.
- Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур М.: Наука. 1987. 148 с.
- 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.
- Федотов С.А.* Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их извержении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3-38.
- Хубуная 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.
- Arai S.* Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1994. V. 114. P. 279-293.
- Ballhaus C., Berry R., Green D.* High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer<sup>^</sup> implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27-40.
- Danyushevsky L., Perfit M., Eggins S., Faloon T.* Crustal origin for coupled “ultra-depleted” and “plagioclase” signatures in MORB olivine-hosted melt inclusions: evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 144. P. 619-637.
- Ford C., Russel D., Graven J., Fisk M.* Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>+2</sup>, Ca and Mn // Journal of Petrology. 1983. V. 24. P. 256-265.
- 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 // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 4. P. 655-671.
- Mercier J.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1-37.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИН СОДЕРЖАЩИХ БАЗАЛЬТОВ  
**THE KARYMSKY VOLCANIC CENTER BASALTS HOSTING OLIVINES  
MINERALOGICAL PECULIARITIES**

**E.N. Grib**

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

The paper presents some data on composition of minerals-phenocrysts of Karymsky volcanic center basalts hosting olivines, which trace back in the region evolutionary history from the Lower Pleistocene to our days. The rock-forming mineral evolutionary evidences on co-magmatic character of this basalts and therefore on single long-lived intermediate magma chamber in the structure interior. We revealed also different compositions of solid-phased spinel inclusions in olivine-basalts of the south and north sectors. So we can make a conclusion on possible depths of primary melts magma-generation.