

УДК 551.21

## ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ КАЛЬДЕР ЮЖНОГО СЕКТОРА КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА. ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

© 2004 г. Е. Н. Гриб, В. Л. Леонов

*Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

Поступила в редакцию 29.12.2002 г.

Приведены новые данные о геологическом строении южного сектора Карымского вулканического центра, выделены основные этапы его развития, показана роль среднеплейстоценового оледенения и соотношение с ним эпох кальдерообразования трех вложенных друг в друга кальдер - Половинки, Однобокой, Академии Наук. Выделены этапы игнимбриитообразования. Показано, что среди пирокластических отложений преобладают пемзовые агломератовые туфы, а отложения кальдеры Половинка представлены туфами и игнимбритами. В разрезах северного борта структуры среди пемзовых отложений выделены слои базальтовой тефры, связанные с фреатомагматическими извержениями, происходившими в среднем плейстоцене - голоцене. Изучен минеральный состав фаз в пемзах и игнимбритах, связанных с кальдерообразующими процессами. Пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер, отличаются ассоциациями минералов, их составом, степенью кристалличности, текстурными особенностями, которые позволяют различать продукты отдельных кальдерообразующих этапов.

Карымский вулканический центр расположен на центральном участке Восточной Камчатки. Он отличается тем, что с ним связано множество кальдер, сформировавшихся в последние 180-150 тыс. лет [5, 10, 19-21]. К нему приурочена и одна из наиболее молодых кальдер Камчатки - Карымская, образовавшаяся 7.7 тыс. лет назад [2]. Многократное повторение катастрофических игнимбриитообразующих извержений на этом участке, когда в воздух выбрасывались десятки кубических километров магмы и обширные районы опустошались, связано с деятельностью верхнекоровых магматических очагов, которые, по-видимому, продолжают сохранять активность и в настоящее время. Об этом свидетельствуют гидротермальные системы, активные вулканы (Карымский и Малый Семячик), присутствие многочисленных пемзовых бомб контрастного состава, выброшенных во время извержения, произошедшего в кальдере Академии Наук в 1996 г. [6]. Возможно ли возобновление деятельности верхнекоровых магматических очагов, возникновение новых катастрофических кальдерообразующих извержений или этот процесс завершен и ожидать подобных извержений в будущем не стоит? В одной из предыдущих работ [5] был сделан вывод, что процессы игнимбриитообразования в этом районе исчерпали себя и новых катастрофических извержений здесь не будет, но так ли это?

Наши знания о том, как развиваются магматические очаги, еще очень неполны. Почему в од-

них случаях они быстро застывают, и после кальдерообразования никакой активности, связанной с ними, не наблюдается, как, например, в северной части Карымского центра, и в то же время в других случаях процесс кальдерообразования повторяется вновь и вновь, как в южной части того же Карымского центра? Почему часто после выброса больших объемов кислой пирокластики и образования кальдер начинают в большом количестве изливаться базальты? Верно ли представление о том, что внедрение базальтов может явиться "спусковым крючком" [23] и вызвать извержение из корового магматического очага? Может ли извержение базальтов в Карымском центре в 1996 г. спровоцировать в ближайшем будущем извержение кислой пирокластики?

На эти вопросы пока нет однозначных ответов.

В 1996-2003 г. нами были проведены работы по уточнению геологического строения и истории формирования кальдер в южной части Карымского центра, где предыдущими исследователями были выделены кальдеры: Половинка (Крайняя), вулкана Однобокого (Однобокая), Академии Наук, Карымская. Первые три из названных кальдер телескопированно вложены друг в друга и представляют собой яркий пример многократной активизации кальдерообразующих процессов в одном и том же месте. Нами детально изучались разрезы пирокластических отложений, связанных с каждой из названных кальдер, минералогия и геохимия выбро-

шенных при кальдерообразовании продуктов. Основной целью исследований было получение новых данных о состоянии магматических очагов, вероятной глубине их залегания, причинах их периодической активизации.

**Геологическое строение района.** Карымский вулканический центр (рис.1) представляет собой сложное образование, состоящее из множества вулканических построек дифференцированного состава и ряда кальдерных структур, динамически развивающихся во времени. Его геологическое строение и история развития вулканизма в нем изучались многими исследователями [3-5, 9-10, 15, 19-21]. Закономерное изменение составов вулканитов в пределах центра, длительное и ритмичное развитие его в плиоцен-четвертичное время позволили некоторым исследователям рассматривать центр, как особую структуру - элементарную ячейку вулканического пояса [5]. Центр имеет размеры 55 x 65 км, он несколько вытянут в северо-восточном направлении вдоль вулканического пояса. За 3 млн. лет развития вулканизма в пределах центра общий объем вынесенного на поверхность вулканического материала оценивается в 1700 км<sup>3</sup> [17].

С центром связана система кальдер, образующих обширную область проседания, вытянутую вдоль его оси, - Карымско-Семячинскую кальдерную депрессию, по [19-21]. Кальдеры сформировались в позднечетвертичное время (180-150 тыс. лет назад, по [5]). Их образование сопровождалось мощными извержениями пироклаستي, в результате чего обширные поля на периферии центра

оказались покрыты пемзовыми туфами и игнимбридами дацитового и риодацитового состава (рис. 2, б). Объем выброшенной при этих извержениях пирокластика оценивается в 280 км<sup>3</sup> [16] или, в пересчете на магму, около 100 км<sup>3</sup> [14].

Формирование кальдер и связанных с ними покровов туфов и игнимбридов, произошедшее в конце среднего плейстоцена, явилось заметным рубежом в истории вулканического центра. До этого рубежа в течение более 500 тыс. лет вулканизм в районе был преимущественно базальтовым, андезитобазальтовым. В этот период сформировались такие вулканы, как Жупановские Востряки, Дитмара, Крайний, Разлатый, Соболиный, Стена, Прибрежный Южный, Прибрежный Северный, Березовый и другие. Вулканы были рассредоточены на обширной площади и не представляли собой единой обособленной группы (рис. 2, а). Общий объем лав и пирокластики, слагающих эти вулканы разными исследователями оценивается по-разному - от 150 км<sup>3</sup> [12] до 375 км<sup>3</sup> [16]. Последняя цифра с нашей точки зрения сильно завышена.

После формирования среднеплейстоценовых кальдер вулканизм сосредоточился исключительно внутри них. В этот период, в начале верхнего плейстоцена, формируются такие вулканы, как Однобокий, Двор, Пра-Семячик, Пра-Карымский. Состав лав, слагающих их, преимущественно андезитовый (среднее содержание SiO<sub>2</sub> - 56.1, по [16]), объем лав этого периода оценивается в 80 км<sup>3</sup> [16]. Дальнейшее развитие вулканизма в районе было связано с деятельностью этих вулка-

**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта (а) и стратиграфическая колонка отложений (б) Карымского вулканического центра. 1 - аллювиальные, морские и озерные отложения (Q<sub>4</sub>); 2 - (а) лавы андезитового состава, пирокластика, вулкан Карымский (Q<sub>4</sub>); (б) - пемзовые туфы и пирокластика, связанные с Карымской кальдерой (Q<sub>4</sub>); 3 - (а) - базальты, андезитобазальты, их туфы и туфобрекчии, вулкан Малый Семячик (Q<sub>4</sub>); (б) - лавы андезитового состава, вулканы Сухой и Ступенчатый Бастион (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>-Q<sub>4</sub>); 4 - агломераты, туфы, туфобрекчии, связанные с кальдерой вулкана Малый Семячик (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>); 5 - ледниковые отложения (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>); 6 - лавы андезитового, дацитового состава, вулкан Академии Наук (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>); 7 - пемзовые туфы и игнимбриты, источник которых не установлен (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>); 8 - игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной депрессией (Q<sub>3</sub><sup>4</sup>); 9 - лавы андезитобазальтового, андезитового состава, вулкан Двор (Q<sub>3</sub>); 10 - лавы базальтового, андезитобазальтового, андезитового состава, пемзовые отложения, вулкан Однобокий (Q<sub>3</sub>); 11 - комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных, озерных отложений (Q<sub>3</sub><sup>1</sup>); 12 - ледниковые отложения (Q<sub>2</sub><sup>3</sup>); 13 - шлаки, игнимбриды дацитового, андезитового состава, связанные с кальдерой Половинка (Q<sub>2</sub><sup>3</sup>); 14 - пемзовые туфы и игнимбриды риолитового состава, связанные с кальдерой Половинка (Q<sub>2</sub><sup>3</sup>); 15 - игнимбриды дацитового состава, связанные с кальдерами Стены-Соболиного (Q<sub>2</sub><sup>3</sup>); 16 - лавы, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения, сформировавшиеся на докальдерном этапе (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>); 17 - вулканы (1 - Жупановские Востряки, 2 - Дитмара, 3 - Крайний, 4 - Белянкина, 5 - Однобокий, 6 - Академии Наук, 7 - Разлатый, 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, 20 - Двухгорбый, 21 - Незаметный); 18 - (а) - шлаковые конусы (базальты, андезитобазальты), экструзивные купола (андезиты); (б) - маары, (Q<sub>4</sub>); 19 - (а) - эрозионные цирки, кратеры вулканов, кальдеры; (б) - уступы крупных обрывов; 20 - район исследований (на врезке).

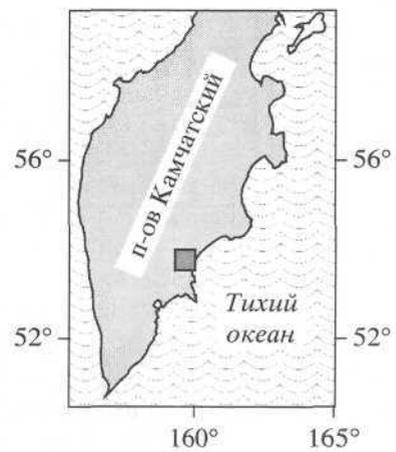
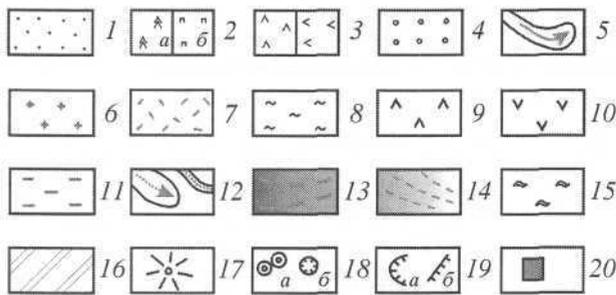
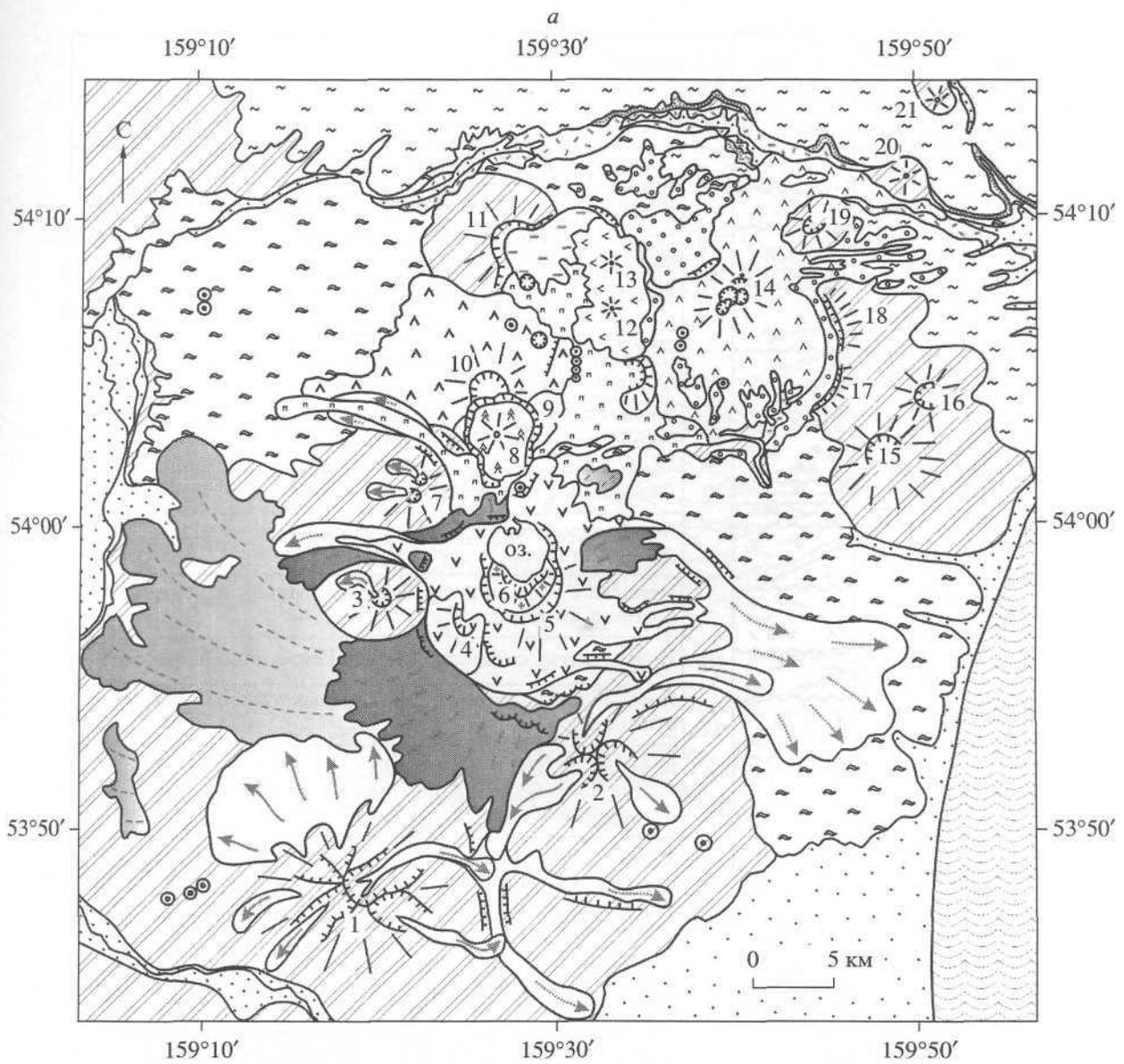


Рис. 1, а

б

Система	Отдел	Подотдел	Индекс	Литология	Возраст, тыс. лет	Описание
Четвертичная	Голоцен		Q <sub>4</sub>		7.7	Аллювиальные, морские и озерные отложения
						Лавы андезитового состава, вулкан Карымский
						Пемзовые туфы и пирокластика, связанные с Карымской кальдерой
						Базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, вулкан Малый Семячик
	Верхний		Q <sub>3-4</sub>		20	Лавы андезитового состава, вулканы Сухой и Ступенчатый Бастион
						Агломераты, туфы, туфобрекчии – пирокластический покров, связанный с кальдерой на вулкане Малый Семячик
						Ледниковые отложения
						Лавы андезитового, дацитового состава, вулкан Академии Наук
						Пемзовые туфы и игнимбриты, источник извержения которых не установлен
						Игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной депрессией
						Лавы андезито-базальтового, андезитового состава, вулкан Двор
						Лавы базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава, пемзовые отложения, вулкан Однобокий
Средний		Q <sub>2-3</sub>		130	Комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных, озерных отложений	
					Ледниковые отложения	
					Шлаки, игнимбриты дацитового, андезитового состава, связанные с образованием кальдеры Половинка	
					Пемзовые туфы и игнимбриты риолитового состава, связанные с образованием кальдеры Половинка	
Плейстоцен		Q <sub>1-3</sub>		180	Игнимбриты дацитового состава, связанные с образованием кальдеры Стены-Соболиного	
					Лавы, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения, сформировавшиеся на докальдерном этапе	
Неогеновая	Плиоцен-нижний плейстоцен		N <sub>2</sub> -O <sub>1</sub>			

Рис. 1, б

нов. На некоторых из них позже формируются новые кальдеры (Однобокая, Малого Семячика), а в позднем плейстоцене внутри этих кальдер возникают новые вулканы (Академии Наук, Малый Семячик), а затем - снова кальдеры (Академии Наук, Карымская). Вулканизм в по-

зднем плейстоцене - голоцене отличается большим разнообразием составов продуктов и их фациальных типов, причем в южном секторе структуры по объему преобладает пирокластика - пемзы, пемзовые туфы и игнимбриты дацитового состава.

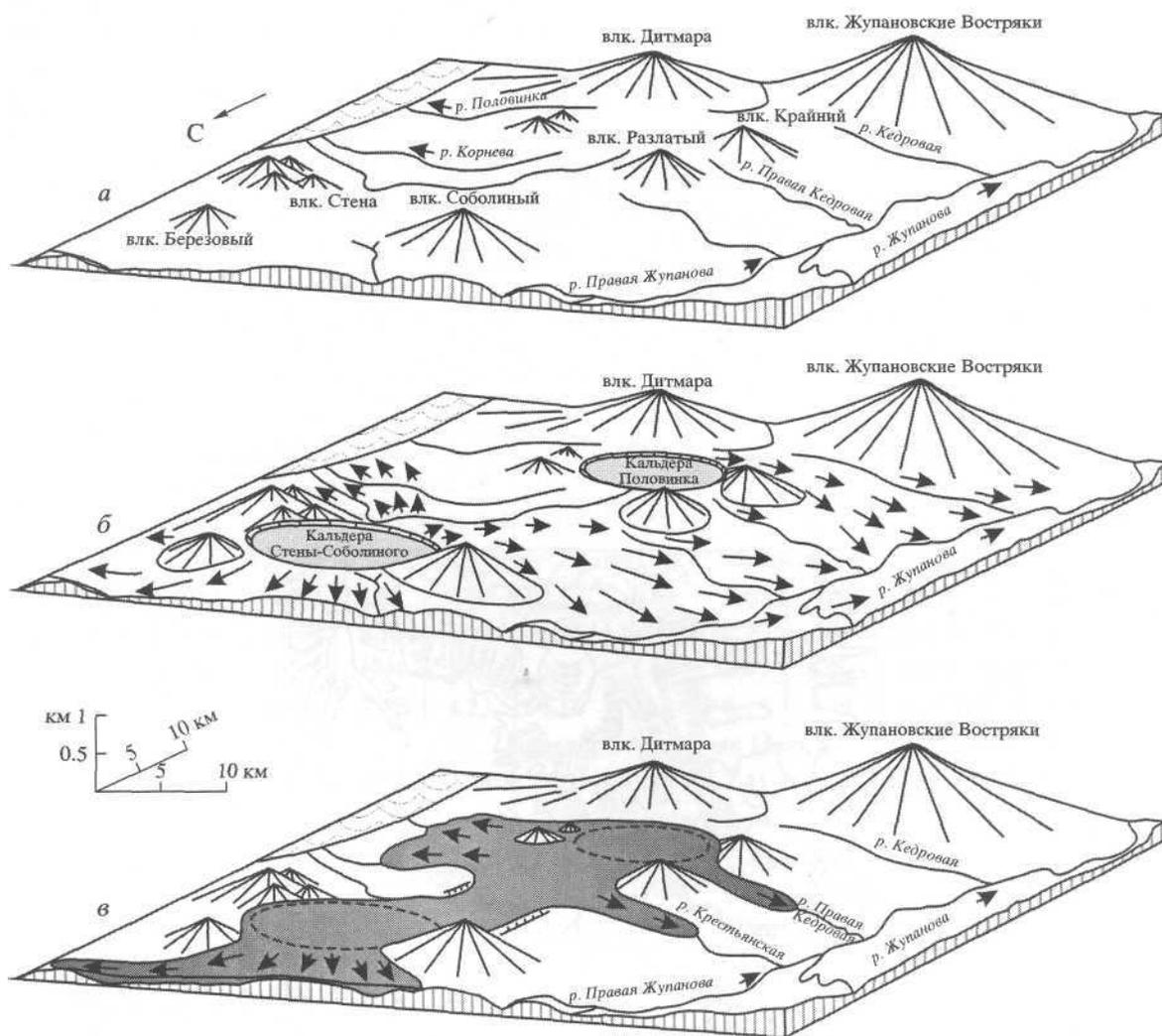


Рис. 2. Блок-диаграммы, показывающие основные этапы развития Карымского вулканического центра в среднем плейстоцене: *а* - на докальдерном этапе; *б* - в период образования среднеплейстоценовых кальдер (стрелки показывают направление движения пирокластических потоков, связанных с образованием кальдер); *в* - во время среднеплейстоценового оледенения (серым цветом показаны ледники, которые заполняли сформировавшуюся к этому времени Карымско-Семячискую кальдерную депрессию, пунктиром отмечены границы кальдер). Стрелки показывают направление движения долинных ледников.

Таким образом, начиная со второй половины среднего плейстоцена вулканизм в Карымском вулканическом центре и по составу, и по характеру проявления значительно отличался от того, который развивался здесь в более ранний период (в раннем - среднем плейстоцене). Как отмечалось в [5], вулканизм постепенно деградировал и стягивался к двум относительно небольшим по размеру участкам: на севере - к вулкану Малый Семячик, на юге - к участку, расположенному между вулканами Однобокий и Двор.

В дальнейшем речь будет идти, в основном, о кальдерах южного, или, как его еще называют, Академического сектора Карымского вулканического центра, состоящего из трех телескопиро-

ванно вложенных друг в друга кольцевых структур (рис. 1). Наиболее древняя кальдера в данном районе - кальдера Половинка (другое название - Крайняя [19-21]). Выбросы пирокластики, с которыми связано формирование этой кальдеры, происходили, по одним данным, 180-150 тыс. лет назад [5], по другим - около 130 тыс. лет назад [21]. Возникшая кальдера имела правильную округлую форму и диаметр около 10.5 км.

После формирования кальдеры Половинка район был покрыт мощным оледенением (рис. 2, в). Морены, оставленные ледниками этого оледенения, обнаружены нами в рассматриваемом районе во многих местах - по рекам Правой Кедровой, Крестьянской, Корнева, Половинке. Ледники, по-

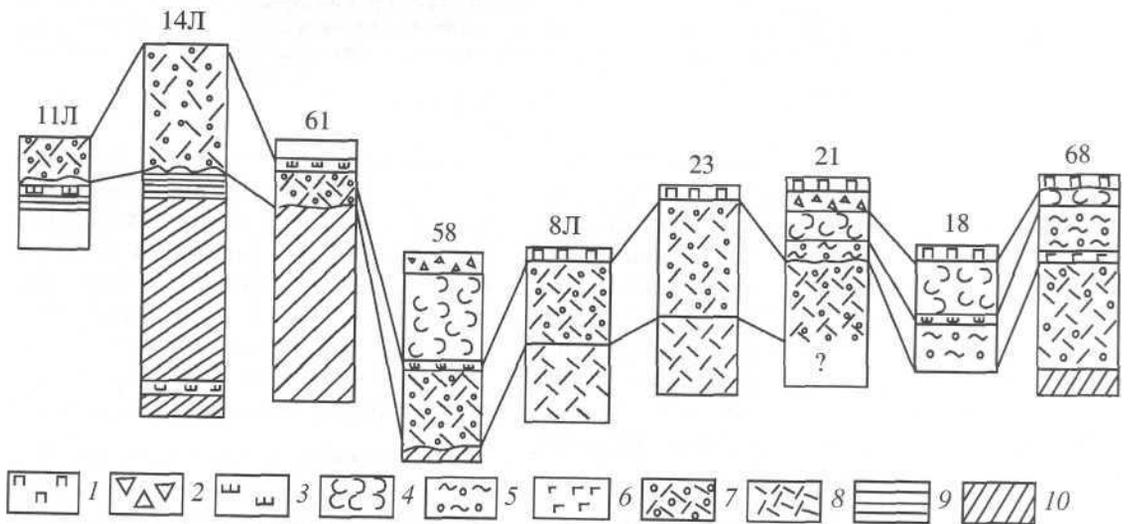
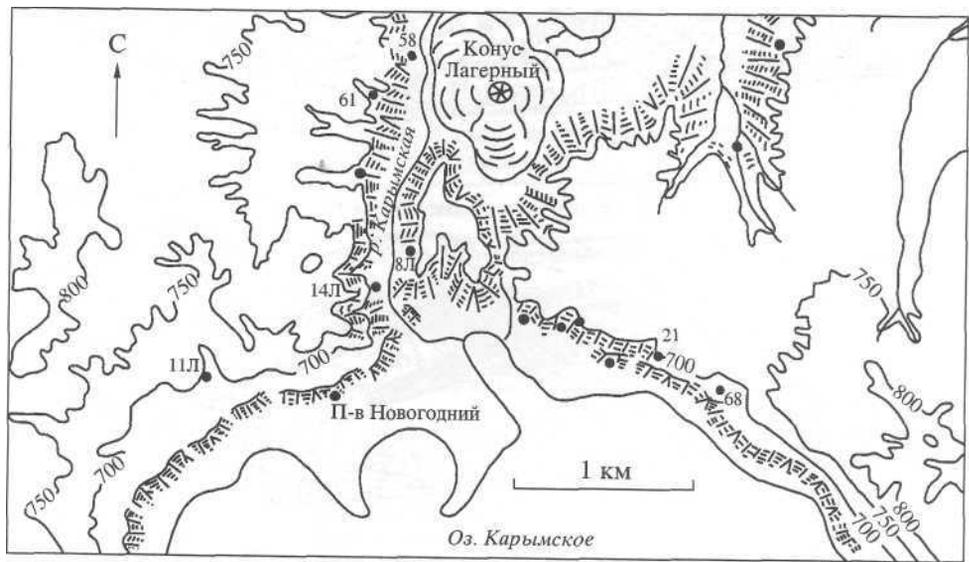
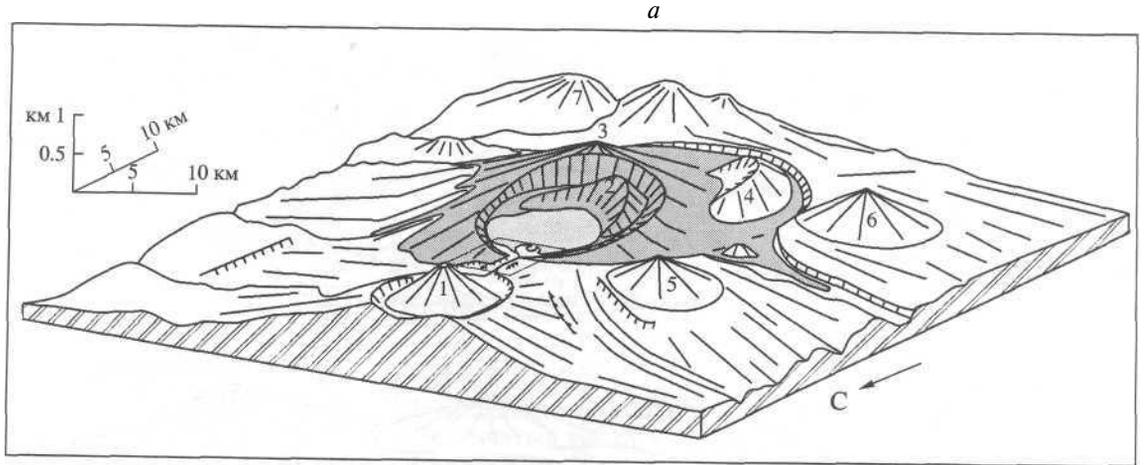


Рис. 3.  
ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 4 2004

Таблица 1. Средние составы пирокластических отложений (мас. %)

Индекс пирокластического потока	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
Кальдера Половинка													
П1	72.45	0.25	13.44	1.28	1.85	0.11	0.40	2.32	3.81	2.91	0.04	0.96	99.82
П2	66.62	0.53	15.91	1.95	2.45	0.14	1.12	3.91	4.18	1.84	0.14	0.96	99.75
ПЗ, игн.	63.72	0.76	15.78	2.36	3.70	0.18	1.71	4.32	4.67	1.79	0.23	0.83	100.1
ПЗ, шл.	58.58	0.94	15.94	2.98	6.74	0.22	2.93	6.23	3.92	1.37	0.21	0.18	100.2
Кальдера Однобокая, О1 (первый этап)													
О1-1	68.80	0.55	14.64	1.51	1.55	0.08	0.54	2.20	3.22	2.54	0.80	4.22	100.8
О1-2	71.65	0.36	12.63	0.35	1.06	0.10	0.30	0.89	3.66	2.65	0.04	4.10	98.09
О1-2	66.03	0.56	15.51	1.32	2.86	0.12	1.30	3.81	3.74	2.04	0.19	3.08	100.6
О1-2	63.2	0.73	15.62	1.93	2.88	0.08	1.57	5.07	4.05	2.19	0.12	2.90	100.3
Кальдера Однобокая, О2 (второй этап)													
О2-1	65.42	0.52	15.37	1.92	2.66	0.12	1.37	3.62	4.22	2.14	0.10	2.13	99.59
О2-2	68.50	0.47	14.36	2.22	2.08	0.13	0.90	2.43	3.54	2.49	0.08	3.20	100.4
О2-2	64.90	0.46	14.66	1.94	2.40	0.15	1.10	4.47	3.90	2.35	0.18	3.14	99.65
О2-2	60.14	0.68	16.19	2.57	4.23	0.16	2.18	6.15	3.79	1.88	0.15	2.30	100.4
Кальдера Академии Наук													
АН	68.94	0.40	14.69	1.32	2.08	0.10	0.91	2.41	3.14	2.22	0.06	2.90	99.17
Базальтовая тефра													
Q <sub>3</sub>	55.96	1.07	16.38	3.46	6.98	0.22	3.07	7.20	3.53	1.10	0.17	0.54	99.68
Q <sub>3-4</sub>	53.64	0.91	18.56	2.84	6.64	0.20	4.30	8.23	2.89	0.93	0.15	0.75	100.0
Q <sub>3-4</sub>	53.08	1.00	18.43	4.07	5.40	0.21	4.20	8.83	2.68	0.81	0.13	1.06	99.9
4800 л. н.	52.00	0.67	16.05	3.00	7.21	0.18	6.54	10.61	2.32	0.70	0.25	0.66	100.3
1996	52.55	0.69	18.94	3.00	6.65	0.14	5.32	10.20	2.76	0.67	0.15	0.15	100.5

Примечание. В левом столбце – индексы пирокластических потоков; для О1-2 и О2-2 приводятся составы разных типов пемзовых обломков; для базальтовой тефры указан примерный возраст извержения. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО РАН. Аналитики Л.А. Карташова и Н.А. Соловьева.

видимому, полностью заполняли сформировавшуюся уже к этому времени Карымско-Семячикскую кальдерную систему [19-21]. Ледниковые отложения повсюду перекрывают толщу туфов и игнимбритов, связанных с кальдерой Половинка. Можно приблизительно оценить возраст этого оледенения. Поскольку вулкан Однобокий имеет возраст 110-80 тыс. лет [5], а его лавы перекрывают морены, оставленные ледниками этого оле-

денения, то, скорее всего, мы имеем в данном случае дело со следами среднеплейстоценового оледенения (аналог Рисского в Альпах или Тазовского в Сибири) - его возраст оценивается в 130-180 тыс. лет [11].

Вулкан Однобокий сформировался внутри кальдеры Половинка после оледенения и почти полностью заполнил ее своими лавами и пемзо-

**Рис. 3.** Схема расположения участка, где проводилось детальное изучение пирокластических отложений, а - блок-диаграмма района исследований (цифрами отмечены вулканы: 1 - Карымский, 2 - Академии Наук, 3 - Однобокий, 4 - Белянкина, 5 - Разлатый, 6 - Крайний, 7 - Дитмара; серым цветом показаны лавы и пирокластическая вулкана Однобокого, которые заполняют кальдеру Половинка); в центре тонкими линиями отмечен район, более подробно показанный ниже на схеме б; б-схема расположения точек наблюдений (жирные кружки), в которых отмечены слои базальтовой тефры, и разрезы отложений в этих точках. 1 - пемзовые отложения, связанные с образованием Карымской кальдеры; 2 - грубообломочные отложения, связанные с вулканом Академии Наук; 3 - слои базальтовой тефры, 4 - пемзовые туфы О2-2; 5- пемзовые туфы О2-1; 6 - слой лав базальтов вулкана Однобокого, второй этап; 7- пемзовые туфы О1-2; 8 - пирокластический поток О1-1; 9 - озерные отложения; 10 — грубообломочные пирокластические отложения, "дикие" туфы по [5].

выми отложениями (рис. 3, а). По долинам, пропиленным в бортах кальдеры ледниками среднеплейстоценового оледенения, часть лавовых потоков вытекла далеко за пределы кальдеры. Вулкан имеет сложную историю, в которой неоднократно излияния лав базальтов сменялись выбросами пемз, пирокластическими потоками, сформировавшими маломощные покровы игнимбриков. Детальное изучение разрезов, в том числе тех многочисленных новых обнажений, которые вскрылись по берегам Карымского озера после извержения 1996 г., позволили нам расчленить отложения вулкана (рис. 3, б). Кальдера вулкана Однобокого сложная, она состоит из нескольких просядок (или взрывных воронок), расположенных вдоль меридиональной разломной зоны.

Мы пришли к выводу, что на всех этапах развития района, меридиональная ослабленная зона, в которой неоднократно при тектонических и вулканических активизациях формировались разрывы, отдельные блоки испытывали поднятия и опускания, формировались небольшие взрывные воронки и кальдеры, была важным элементом строения района [13]. Те события, которые произошли в 1996 г. - формирование крупного меридионального разрыва, блоковые подвижки, прорыв базальтовой магмы на поверхность, - были одним из многочисленных подобных актов.

Среди пемзовых отложений вулкана Однобокого и в более древних отложениях, заполняющих кальдеру Половинка, часто встречаются прослойки шлаков (или фреатомагматических отложений с обломками шлаков). Проведенные оценки показали, что за последние 100 тыс. лет произошло 15 извержений с выбросом базальтовых шлаков, т.е. в среднем происходило одно извержение примерно один раз в 7 тыс. лет [23]. Эта оценка, конечно, очень приблизительная, но несомненно, что прорывы глубиной магмы основного состава происходили здесь многократно.

**Строение пирокластических потоков.** *Кальдера Половинка.* Разрез отложений, связанных с данной кальдерой, необычен. Он разделяется на две части, резко отличающиеся по составу и по цвету. Нижняя часть, представляющая первые выбросы, это так называемые "белесые" туфы [5], которые широко распространены к западу от кальдеры. Наиболее мощный пирокластический поток скатился на юго-запад между вулканами Жупановские Востряки и Крайний. Мощности пемзовых туфов, отложившихся здесь, достигает 200 м. Верхняя часть - черные шлаковые туфы и игнимбрики. Они распространены только вблизи бортов и чередуются с фреатомагматическими отложениями, свидетельствующими, что извержения верхней шлаковой толщи происходили уже из кальдеры, заполненной водой.

Основной объем (по нашим оценкам - около 42 км<sup>3</sup>) пирокластических отложений кальдеры Половинка составляют спекшиеся пепловые туфы ("белесые") риодацитового и дацитового состава (табл. 1). Цвет их - белый, светло-серый. Ксеногенные обломки размером до 2-3 см представлены эффузивами и составляют 10-15%. Фьямме образованы фрагментами сплюснутых волокнистых пемз размером до 15 см. Выделяется две разновидности этих туфов, отличающиеся по составу. В геологических разрезах взаимоотношения между ними мы не обнаружили. Предполагается, что первыми были извергнуты более эволюционированные риодацитовые туфы с кварцем и биотитом - П1. Локальный выход спекшихся туфов аналогичного состава встречается в северо-восточной части борта кальдеры в глубоком врезе одного из правых притоков реки Карымской. Туфы дацитового состава - П2, довольно однородные, с редкими пемзовидными фьямме. Продукты заключительного этапа формирования кальдеры (П3) представлены туфами и игнимбриками с черными лентовидными фьямме, состав которых варьирует от андезитодацитов до андезитов. Преобладают по объему шлаковые бомбовые туфы и агглютинаты состава низкокремнистых андезитов, андезитобазальтов. Они развиты вблизи юго- и северо-западного бортов кальдеры. Их объем нами оценивается примерно в 8 км<sup>3</sup>.

*Кальдера Однобокая.* На вулкане Однобоком выделяются два этапа, связанные с кальдерообразованием, которые разделены периодом эффузивной деятельности. Первый этап (О1) представлен отложениями пеплово-пемзового пирокластического потока (О1-1) и пемзовыми отложениями (О1-2). Отложения пирокластического потока (О1-1) имеют локальное распространение. Они вскрываются в основании центральной части северного борта кальдеры и прослеживаются вниз по течению реки Карымской, слагая в районе второго водопада ее борта, а местами и днище. Мощности отложений 15-25 м. Пирокластический поток сложен слабо литифицированными пемзовыми туфами псефитовой размерности. Цвет розовато-коричневый до бежевого. Туфы насыщены резургентными обломками эффузивов, размер которых варьирует в широких пределах. Иногда отмечается грубая горизонтальная слоистость, связанная с изменением гранулометрического состава обломочного материала, в том числе и пемзовых обломков; встречаются прослойки (5-7 см) тонкообломочного пеплового материала. Пемзовые обломки розовато-бежевого цвета имеют риодацитовый состав (табл. 1).

Пемзовые отложения (О1-2) состоят из угловатых пемзовых обломков агломератовой, псефитовой размерности, погруженных в более тонкообломочный материал. Резургентный материал представлен обломками гранитоидов, эффузивов,

туфов. Агломеративные пемзы слагают среднюю часть разреза внутреннего борта кальдеры и повсеместно встречаются в разрезах на склонах вулкана. Мощность их изменяется от 5-10 до 20 м. Максимальная мощность отмечена в разрезах южного склона вулкана, где пемзовые отложения распространяются вплоть до борта кальдеры Половинка. Состав пемзовых обломков варьирует от высококремнистых риодацитов в основании разрезов до андезитов, с преобладанием пемз дацитового состава (табл. 1). Только в истоках р. Карымской риодацитовые пемзы образуют слой слабо уплотненных туфов белого цвета мощностью около 6 м, лежащий на размытых озерных отложениях. Преобладает тонкообломочный материал. По правому борту ниже по течению в нем встречается маломощный слой игнимбритов. Пемзовые туфы дацитового состава, лежащие выше, имеют более крупные размеры обломков и палево-бежевую окраску. Мощность их достигает 10-15 м. Андезитовые пемзовые обломки встречаются в верхней части дацитового слоя. Характерной чертой отложений О1-2 является присутствие в них, особенно в отложениях северного борта, обломков обсидиана, размер которых (от долей мм до 20 см) и количество уменьшаются по мере удаления от кальдеры. В районе центрального участка северного борта кальдеры пемзовые туфы перебиты и представлены слабо окатанными плотно упакованными пемзовыми обломками размером не более 3 см.

Второй этап кальдерообразования на вулкане Однобоком (О2) проявился в начале верхнего плейстоцена после излияния серии лавовых потоков базальтового - дацитового состава и включает в себя две фазы. Продукты первой фазы (О2-1) развиты в основном в северо-восточном секторе постройки. В основании это слабоспекшиеся желтовато-бурые пеплово-пемзовые туфы дацитового состава, содержащие микровключения (от долей миллиметра до 3-5 мм) и тонкие лентовидные фьямме темно-серого цвета андезитового состава. Иногда встречаются бомбочки базальта размером не более 2-3 см. Верхи разрезов сложены игнимбритами темно-серого и черно-красного цвета дацитового состава. Со второй фазой кальдерообразования (О2-2) связаны слабо уплотненные пемзовые туфы дресвянистой размерности, лежащие выше по разрезу и развитые только в северном секторе борта кальдеры. В северо-восточной части склона они лежат непосредственно на туфах О2-1, отделяясь от них маломощным (до 1,5 м), слоем андезитобазальтовой тефры. В верховьях реки Карымской (район конуса Лагерного) пирокластические отложения О2-2 имеют зональное строение. Здесь они также подстилаются слоем грубообломочной тефры мощностью 1,5 м базальтового состава. Выше лежит слой слабо уплотненных пемзовых туфов белого цвета мощнос-

тью до 5 м, который падает под углом 25-30° от кальдеры и в свою очередь по резкой границе сменяется туфами дацитового состава розовато-бурого цвета. Мощность последних - порядка 25 м. Туфы представлены достаточно однородным тонкообломочным пеплово-пемзовым материалом. Обломки пемз в туфах редки и не превышают 2-3 см. В дацитовых туфах встречаются отдельные обломки темно-серой пемзы андезитового состава.

*Кальдера вулкана Академии Наук.* Пирокластические отложения, связанные с эксплозивным извержением на вулкане Академии Наук представлены агломеративными пемзовыми туфами риодацитового состава (табл. 1), которые перекрывают южные склоны вулкана. Цвет их белый, размер обломков не превышает 5-10 см. В нижней части склона они плотно упакованы и образуют слой с видимой мощностью до 2,5-3 м. Выше в пемзовых отложениях отмечается грубая слоистость. Верхи разрезов перебиты - отмечаются прослойки пролювиальных и озерных песчано-гравийно-галечных отложений. Общая мощность достигает 25-30 м. С разрушением северного склона вулкана Академии Наук могут быть связаны грубообломочные отложения андезитового состава, встречающиеся в верхних частях разрезов северного борта кальдеры.

*Отложения фреатомагматических извержений.* В январе 1996 г. произошло фреатомагматическое субаквальное извержение у северного берега оз. Карымского в кальдере Академии Наук, приуроченное к зоне регионального субмеридионального глубинного разлома, проходящего через озеро [22]. Среди продуктов извержения преобладала базальтовая тефра (БТ) мощностью до 5-6 м, представленная не спекшимися вулканическими бомбами и лапилли, размером до 10-50 см. На заключительном этапе извержения были выброшены пемзовые бомбы риодацитового состава, содержащие включения, прослойки и пленки базальтов [6]. Это событие позволило иначе интерпретировать слои базальтовой тефры в основании береговой террасы северного борта кальдеры [1]. При детальном изучении разрезов пирокластических отложений структуры было обнаружено, что слои базальтовой тефры (иногда в ассоциации со слабо уплотненными базальтовыми туфами) встречаются в них довольно часто, начиная с конца среднего плейстоцена [23]. Мощность их изменяется в пределах 1,5-3,0 м, реже 10 м. Наиболее мощные слои шлаковых агглютинатов, представленных субафировыми андезитобазальтами и низкокремнистыми андезитами (табл. 1) связаны с завершением формирования кальдеры Половинка. Они встречаются как в разрезах северо-западного борта структуры на уровне высокой террасы, так и на склонах кальдеры. Андезитобазальты загрязнены кислым пемзовым материалом. Маломощные

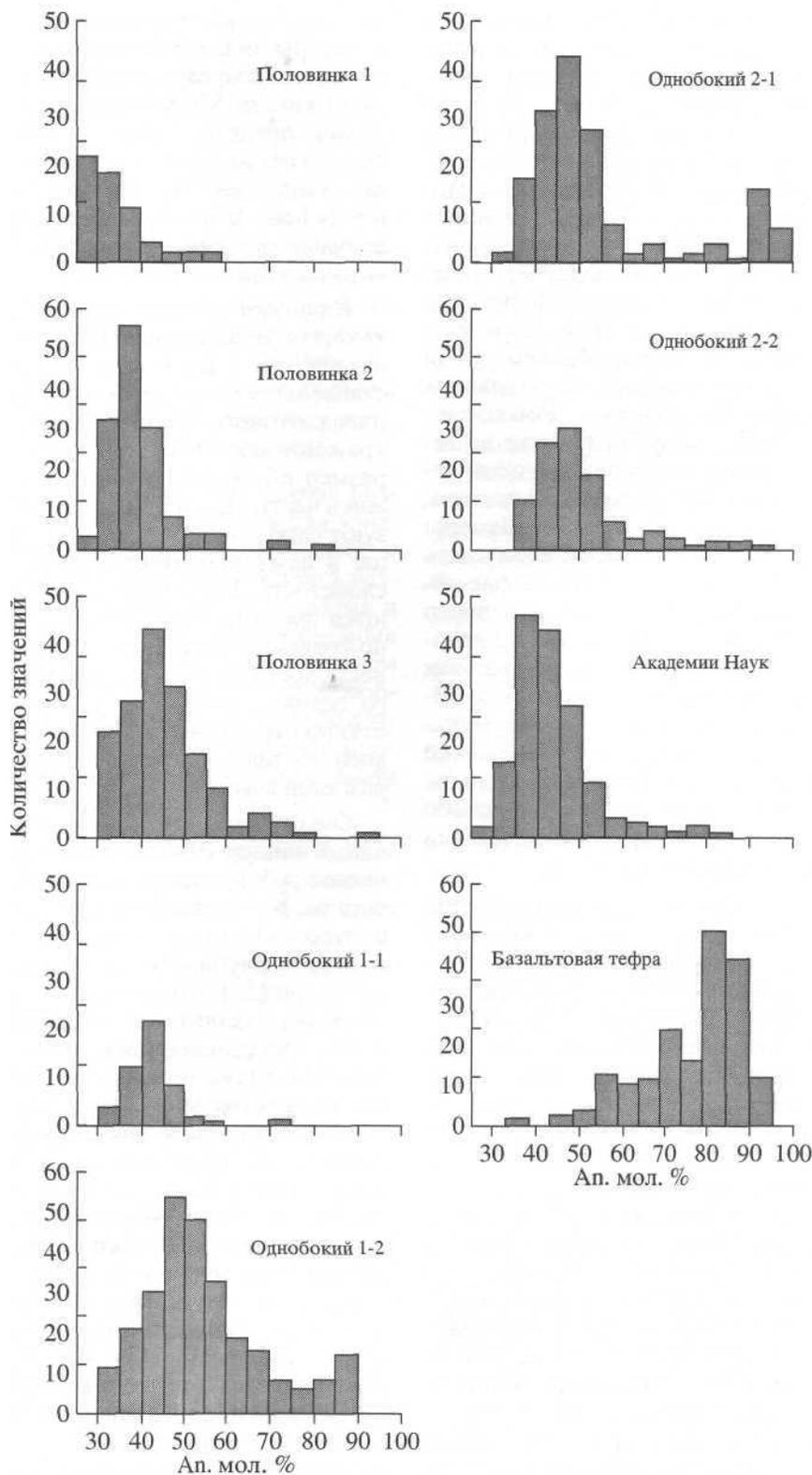


Рис. 4. Гистограмма распределения состава фенокристаллов плагиоклаза в пирокластических отложениях кальдер южного сектора Карымского вулканического центра (индексы пирокластических отложений см. в тексте).

(1-1.5 м) слои базальтовой тефры разделяют пемзовые отложения O2-1 и O2-2. Среди базальтовых шлаков много полосчатых разностей андези-

тового и дацитового состава. Особый интерес представляет собой "висячий" слой базальтовой тефры, "впаянный" в северный склон на уровне

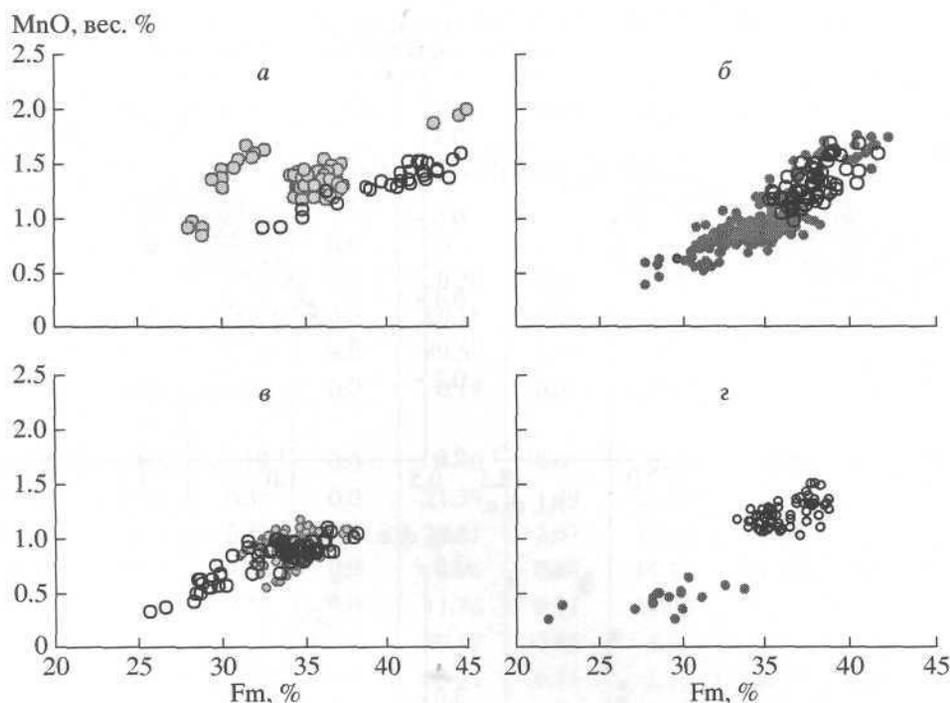


Рис. 5. Диаграмма "степень железистости - концентрация марганца" в ортопироксенах пирокластических отложений: *а* - кальдера Половинка, залитые кружки - П2, полые - П3; *б, в* - кальдера Однобокая (*б* - первый этап, полые кружки - О1-1, залитые символы - О1-2; *в* - второй этап, залитые кружки - О2-1, полые кружки - О2-2); *г* - полые кружки - кальдера Академии Наук, залитые символы - тефра базальтового состава.

верхней террасы. Такое его положение может свидетельствовать о том, что субаквальное извержение произошло при высоком уровне воды в озере, заполнявшем кальдеру. При понижении уровня воды фрагмент разреза отложений фреато-магматического извержения сохранился на склоне.

Базальтовая тефра голоценовых извержений образует низкие террасы вдоль северного борта озера Карымского. Мощность их составляет 1.5-3.0 м. Шлаки в основании нижней террасы в центральной части северного склона представлены наименее эволюционированными базальтами, по составу близкими к продуктам извержения 1996 г. Использование тефрохронологического метода показало, что они были извергнуты 4800 лет назад [1].

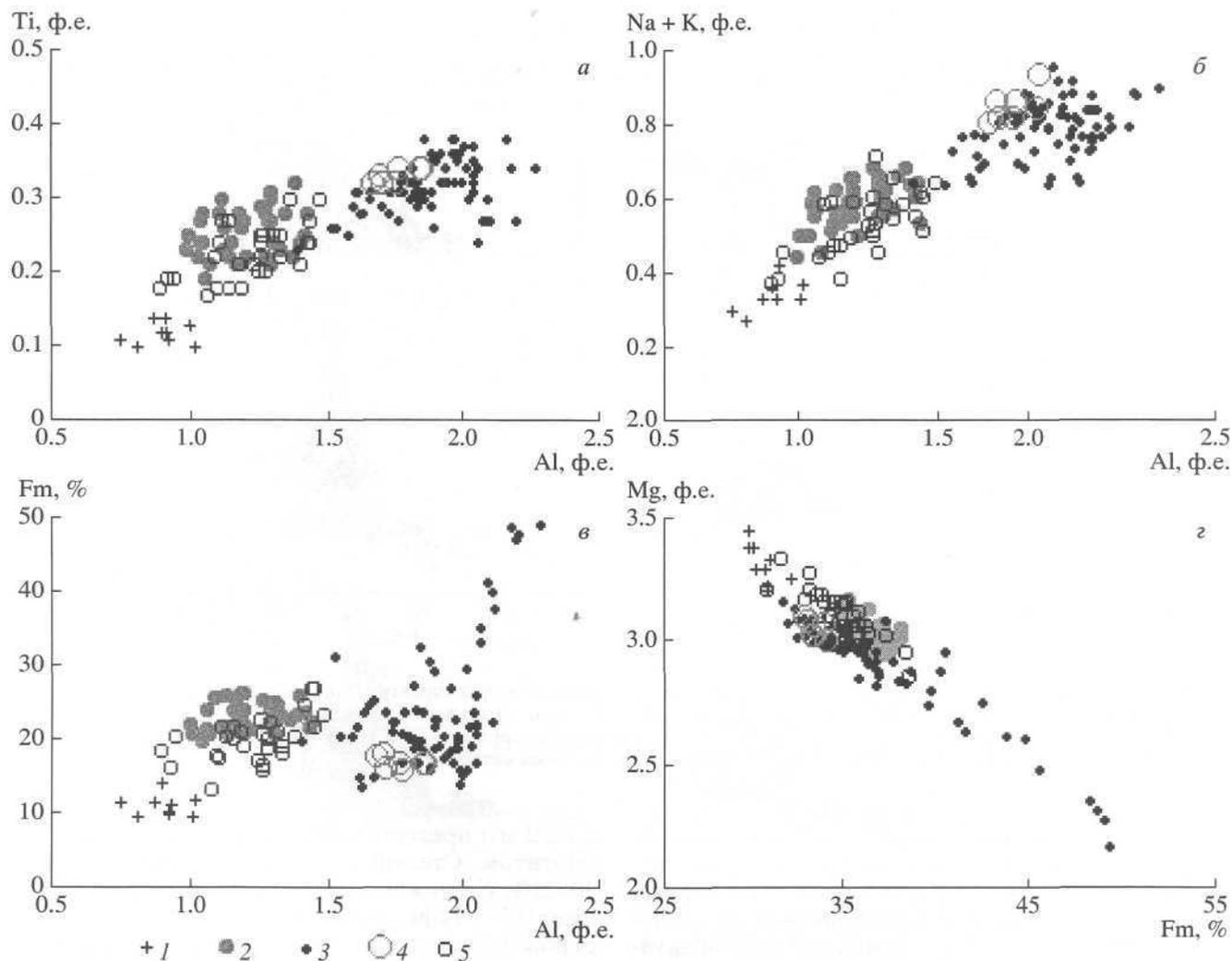
#### Петрография пирокластических отложений.

Пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер, отличаются ассоциацией фенокристаллов, их минеральным составом, степенью кристалличности, текстурными особенностями, обладают рядом минералогических признаков, которые позволяют различать продукты отдельных этапов формирования кальдер (рис. 4-6, табл. 2).

Наиболее отличаются по парагенезису главных породообразующих минералов туфы и игнимбриты начального этапа формирования кальдер Половинка (П1). Фенокристаллы размером

до 2.0 мм представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом. Степень кристалличности составляет 20-25%. Содержание рудных минералов не превышает 0.5%. Туфы дацитового состава П2 отличаются повышенной кристалличностью (30-35%). В них среди темноцветных минералов преобладает пироксен, количество которого достигает 1.5-2.5%, встречаются единичные зерна роговой обманки. Кварц редок - не более 1%. Он образует микровкрапленники бипирамидальной формы со сглаженными гранями. Повышается количество рудных минералов (1.5-2.0%). Для отложений П1 и П2 характерно присутствие мономинеральных, в основном плагиоклазовых, и полиминеральных (в П2) кластеров размером до 3-4 мм с большим количеством рудных минералов. Необходимо отметить, что в туфах дацитового состава, развитых на юго-восточном борту кальдеры Половинка, относимых предыдущими исследователями к "белесым" туфам [5], кварц и роговая обманка отсутствуют, а сами туфы отличаются значительной насыщенностью резургентным материалом.

Пемзы риодацитового состава в отложениях, связанных с кальдерой Однобокой и вулканом Академии Наук отличаются умеренной кристалличностью (15-20%). Фенокристаллы представлены плагиоклаз-двупироксен-роговообманковой ассоциацией с рудными минералами. Исключение составляют пемзы риодацитового состава в туфах О1-2, облом-



**Рис. 6.** Соотношение элементов в амфиболах пирокластических отложений кальдер южного сектора Карымского вулканического центра: *а* – Ti–Al; *б* – Na+K–Al; *в* – Fm–Al; *г* – Mg–Fm. Усл. обозн.: 1 – кальдера Половинка, 2–4 – кальдера Однобокая (2 – O1-1; 3 – O1-2; 4 – O2-2); 5 – кальдера Академии Наук.

ки которых имеют субафировую структуру - количество вкрапленников в них не превышает 2-5%.

Пемзовые агломератовые туфы O1-2, туфы и игнимбриты O2-1 и O2-2 дацитового состава, составляющие основной объем пирокластике кальдеры Однобокой, а также пирокластические отложения кальдеры Половинка андезитового состава (ПЗ) отличаются умеренной порфировостью и имеют в целом одинаковый минеральный парагенезис: плагиоклаз, орто- и клинопироксен, магнетит, ильменит. При этом в пемзах O1-2 (независимо от состава) локально встречается роговая обманка. Она распределена неравномерно от единичных зерен до скоплений, видимых в некоторых образцах визуально. Иногда с ней ассоциируют фрагменты ("комочки") пеннистого стекла, содержащего микролиты роговой обманки с признаками скелетного роста. В туфах и игнимбритах андезитового состава (ПЗ) кальдеры Половинка в виде микровкраплен-

ников встречается оливин, также имеющий скелетный облик. Шлаки низкокремнистых андезитов и андезитобазальтов на бортах этой кальдеры обычно субафировые.

Отличительной особенностью пирокластических отложений кальдеры Однобокой является присутствие в них полнокристаллических кластеров (кумулятов?). В пемзовых агломератовых туфах O1-2 они представлены ассоциацией кальциевых плагиоклаза и клинопироксена, титаномагнетита, образующих пойкило-офитовые структуры прорастания. К этой ассоциации иногда присоединяется роговая обманка. Для туфов и игнимбритов O2-1 характерно присутствие оливин-анортитовых включений размером до 5-7 см и их кристаллических фрагментов, которые распределены крайне неравномерно.

В базальтах фреатомагматических извержений (БТ) главными фенокристаллами являются

Таблица 2. Представительные составы минеральных фаз и остаточных стекол пирокластических отложений кальдера южного сектора Карымского вулканического центра

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	An, fm Σ
Кальдера Половинка											
П1											
Pl, ц	60.43	0.0	24.53	0.0	0.23	0.0	0.0	6.39	7.47	0.69	30.84
Pl, кр	61.90	0.0	23.15	0.0	0.20	0.0	0.0	5.09	8.16	0.85	24.36
Bi, ц	36.98	4.35	14.62	0.0	16.18	0.0	13.03	0.08	0.24	8.92	41.06
Mt	0.0	5.00	1.73	0.0	89.53	1.25	0.73	0.0	0.0	0.0	96.27
Gl	76.80	0.06	11.90	0.0	0.19	0.0	0.05	0.57	3.50	4.53	97.60
П2											
Pl, ц	57.95	0.0	26.19	0.0	0.40	0.0	0.05	8.80	6.66	0.43	41.20
oPx, ц	51.97	0.10	0.35	0.0	21.39	1.49	22.92	1.11	0.0	0.04	34.37
oPx, ц, МКВ	50.30	0.13	0.42	0.0	29.21	2.07	16.06	1.38	0.0	0.0	50.51
cPx, ц	52.97	0.13	0.74	0.0	8.96	0.58	14.11	21.88	0.05	0.03	26.27
Amf	49.11	0.85	5.30	0.0	11.76	0.97	14.90	10.71	1.34	0.24	30.69
Mt	0.0	7.39	1.21	0.0	89.87	0.65	1.29	0.0	0.0	0.0	93.95
Ilm	0.0	40.72	0.05	0.0	55.31	0.74	2.10	0.0	0.0	0.0	89.59
Gl	74.33	0.12	11.72	0.0	1.11	0.0	0.23	0.38	3.66	4.90	96.45
П3											
Pl, ц	55.02	0.0	27.11	0.0	0.66	0.0	0.0	9.08	5.78	0.11	46.12
Pl, ц	58.09	0.0	25.60	0.0	0.55	0.0	0.0	7.52	6.95	0.26	36.84
oPx, ц	50.78	0.32	0.45	0.0	25.00	1.48	18.42	1.61	0.0	0.0	41.74
oPx, ц	51.79	0.35	0.47	0.0	22.58	0.91	21.26	1.64	0.0	0.0	36.08
cPx, ц	51.37	0.56	1.44	0.0	11.28	0.39	13.90	19.06	0.27	0.0	31.28
Oi, ц	37.43	0.04	0.0	0.0	27.40	0.33	34.74	0.18	0.0	0.0	30.68
Mt	0.0	10.45	2.31	0.0	85.64	0.63	1.17	0.0	0.0	0.0	94.90
Ilm	0.0	48.73	0.42	0.0	48.03	0.21	3.00	0.0	0.0	0.0	87.80
Gl	64.09	0.85	14.51	0.0	5.71	0.0	1.60	4.14	4.29	2.37	97.56
Gl	70.43	0.79	13.62	0.0	3.91	0.0	0.42	1.70	4.47	3.52	98.86
Кальдера Однобокая											
O1-1											
Pl, ц	58.99	0.0	24.70	0.0	0.39	0.0	0.0	7.06	7.26	0.33	34.27
Pl, ц	55.14	0.0	27.11	0.0	0.72	0.0	0.0	10.35	5.41	0.27	50.57
oPx, ц	51.93	0.20	0.03	0.0	23.72	1.74	20.77	0.98	0.0	0.0	38.26
cPx, ц	52.54	0.42	0.74	0.0	10.21	0.70	13.79	21.19	0.26	0.0	16.48
Mt	0.0	9.45	1.62	0.0	86.53	0.71	0.84	0.0	0.0	0.0	96.24
Ilm	0.0	44.73	0.24	0.0	51.94	0.86	1.94	0.0	0.0	0.0	90.75
Amf	46.95	2.74	6.03	0.0	13.99	0.50	14.32	10.31	1.84	0.31	35.42
Gl	72.76	0.49	12.94	0.0	2.07	0.0	0.20	1.23	3.46	3.26	96.41
АН											
Pl, ц	57.58	0.0	26.73	0.0	0.37	0.0	0.0	8.52	6.61	0.28	40.90
oPx, ц	53.12	0.10	0.40	0.0	22.95	1.48	21.30	1.02	0.0	0.0	37.67
cPx, ц	53.15	0.25	0.78	0.0	9.36	0.60	14.26	20.10	0.44	0.0	26.91
Amf	46.71	1.82	7.39	0.0	14.05	0.34	13.84	10.87	1.36	0.31	36.28
Mt	0.0	8.89	1.54	0.0	85.60	0.61	0.58	0.0	0.0	0.0	97.30
Ilm	0.0	43.31	0.33	0.0	52.63	0.90	1.94	0.0	0.0	0.0	90.95
Gl	73.69	0.30	12.79	0.0	1.82	0.0	0.27	1.03	3.50	3.06	96.46

Таблица 2. (Окончание)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	An, fm Σ
БТ-1											
Pl, ц	47.96	0.0	33.62	0.0	0.77	0.0	0.06	16.55	1.94	0.05	82.31
Pl, ц	55.77	0.0	28.34	0.0	0.39	0.0	0.0	10.19	5.58	0.22	49.55
Pl, кр	51.96	0.0	29.31	0.0	0.52	0.0	0.0	12.95	3.72	0.10	65.42
oPx, мкв	53.80	0.23	0.82	0.0	17.92	0.40	24.51	1.35	0.0	0.0	29.09
cPx, ц	52.51	0.42	1.68	0.0	8.88	0.14	14.18	20.61	0.28	0.0	26.00
cPx, мкв	52.55	0.28	2.83	0.24	5.31	0.0	15.87	22.17	0.06	0.0	15.81
Ol, ц	38.51	0.0	0.0	0.0	21.53	0.0	39.77	0.15	0.0	0.0	23.29
Mt	0.0	10.22	3.21	0.0	81.89	0.20	2.94	0.0	0.0	0.0	87.25
БТ-2											
Pl, ц	45.90	0.0	34.76	0.0	0.68	0.0	0.06	17.06	1.21	0.01	88.57
Pl, мкв, ц	46.68	0.0	34.26	0.0	0.79	0.0	0.0	17.05	1.66	0.07	84.65
Pl, мкв кр	50.14	0.0	31.23	0.0	0.86	0.0	0.0	14.62	3.07	0.10	72.04
cPx, ц	52.47	0.25	2.72	0.50	4.76	0.0	15.97	22.05	0.07	0.0	14.32
cPx, кр	50.33	0.55	3.80	0.04	8.13	0.0	13.85	21.86	0.10	0.0	24.76
cPx, мкв	52.29	0.20	2.73	0.92	4.51	0.0	15.45	22.79	0.18	0.0	14.06
Mt	0.0	6.81	5.52	0.44	81.94	0.05	3.99	0.0	0.0	0.0	81.62
Ol, ц	39.36	0.0	0.0	0.0	16.81	0.06	42.31	0.18	0.0	0.0	18.23
Sr	0.0	0.92	10.99	37.55	60.50	0.38	6.64	0.0	0.0	0.0	65.98
Ol, ц *	39.88	0.0	0.0	0.0	13.32	0.0	45.15	0.15	0.0	0.0	14.21
Ol, кр *	38.78	0.0	0.0	0.0	22.43	0.11	37.30	0.13	0.0	0.0	0.0
Sr *	0.0	0.68	18.05	40.41	57.73	0.21	11.76	0.0	0.0	0.0	45.24

Примечание. П1, П2, П3 – пирокластические потоки кальдеры Половинка, соответственно, риодацитового, дацитового и андезитового состава; О1–О2 – отложения кальдеры Однобокой, первого этапа: О1-1 – пирокластический поток риодацитового состава, О1-2 – пемзовые агломератовые туфы; второго этапа: О2-1 – туфы и игнимбриты дацитового состава, О2-2 – пемзово-пепловые туфы риодацитового и дацитового состава; АН – пемзовые туфы риодацитового состава вулкана Академии Наук; БТ-1 – андезитобазальты, базальты ареальных извержений; БТ-2 – слабо эволюционированные базальты, голоцен (4800 л. н.) и извержения 1996 года. Обозначения минералов: Pl – плагиоклаз, oPx, cPx – орто- и клинопироксен, Ol – оливин, Amf – роговая обманка, Bi – биотит, Mt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Sp – шпинель, Gl – остаточное стекло, ц, к – центральная и краевая часть вкрапленника, мкв – микровкрапленник, An – количество анортитового минерала в плагиоклазе, fm – железистость темноцветных и рудных минералов, Σ – сумма компонентов в остаточных стеклах, \* – состав кумулюсных фаз. Анализы выполнялись на микроанализаторе "Camebax" при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе образца 40 нА. Для сравнения использовались искусственные и природные эталоны известного состава.

плагиоклаз, клинопироксен, оливин, а в андезитобазальтах появляются редкие микровкрапленники ортопироксена и магнетита.

**Состав породообразующих минералов.** Плагиоклаз преобладает во всех типах пирокластических отложений (рис. 4, табл. 2). Размеры его варьируют в широких пределах от микролитов (доли мм) в тефре базальтового состава через микровкрапленники (150–300 мкм) до фенокристаллов (0.6–1.5 мм, реже 2–3 мм). Состав фенокристаллов плагиоклаза определяется в основном составом пирокластических отложений. Для продуктов начальных фаз кальдерообразующих извержений характерно унимодальное распределение составов вкрапленников (рис. 4) и слабая их зо-

нальность. В высококремнистых риодацитовых туфах П1 преобладает олигоклаз (An<sub>28–32</sub>), в умереннокремнистых туфах П2, О1 и О2-2 – андезин (An<sub>36–44</sub>). В некоторых фенокристаллах обнаруживаются корродированные ядра кальциевого состава (An<sub>52–55</sub>, реже An<sub>75–85</sub>). В последующих порциях игнимбритообразующих расплавов (дацитового, андезитового состава) распределение составов плагиоклаза приобретает полимодальный характер. Преобладают слабозональные кальциевые андезины (An<sub>42–52</sub>). В игнимбритах кальдеры Половинка встречаются отдельные кристаллы как более натриевого (An<sub>34–38</sub>), так и более кальциевого состава (An<sub>55–58</sub>, реже An<sub>70–85</sub>), иногда со следами реакционного взаимодействия с расплавом. Во фьямме определяются лейсты и

микровкрапленники Лабрадора скелетного облика, часто в ассоциации с железистым оливином ( $\text{Fo}_{66-71}$ ). В пирокластических отложениях, связанных с кальдерой Однобокой вариации составов плагиоклаза определяются, с одной стороны, различным составом пемзовых обломков (от риодацитов до андезитов), а с другой - присутствием фрагментов полнокристаллических кластеров плагиоклаз-клинопироксенового и оливин-анортитового состава. Для пемзовых туфов О1-2 и О2-2 характерно присутствие двух групп умеренно зональных фенокристаллов. Первая, с составом ядер  $\text{An}_{34-44}$  характерна для наиболее кремнистых разностей пемзовых обломков, вторая, с составом ядер  $\text{An}_{46-54}$ , преобладает в пемзах дацитового состава. Фенокристаллы обеих групп присутствуют практически в каждом образце в разных соотношениях, иногда образуя зональные взаимоотношения между собой. Плагиоклазы содержат включения расплава, апатита, реже магнетита, ильменита, роговой обманки. В составе полнокристаллических сростков преобладает лабрадор-битовнит ( $\text{An}_{38-80}$ ) и анортит ( $\text{An}_{87-94}$ ).

В базальтовой тефре с повышенной концентрацией магния фенокристаллы плагиоклаза имеют состав битовнита ( $\text{An}_{87-90}$ ) (рис. 4, табл. 2), содержат включения высокожелезистого расплава и твердофазные включения клинопироксена. В краевых зонах количество анортита прогрессивно снижается до  $\text{An}_{68-66}$ . В базальтах повышенной кремнекислотности и андезитобазальтах наряду с высококальциевыми плагиоклазами ( $\text{An}_{78-85}$ ) встречаются неравновесные фенокристаллы натриевого состава ( $\text{An}_{36-45}$  и  $\text{An}_{55-58}$ ). Микровкрапленники и микролиты представлены Лабрадором ( $\text{An}_{57-70}$ ), реже битовнитом ( $\text{An}_{75-82}$ ).

**Пироксены.** Среди темноцветных минералов во всех пирокластических отложениях (за исключением П1) преобладают пироксены (рис. 5, табл. 2). Они встречаются в виде фенокристаллов (0.6-1.5 мм), микровкрапленников (100-300 мкм), в составе полиминеральных сростков (кластеров) и, реже, в виде твердофазных включений в других минералах. В свою очередь, они содержат кристаллические включения магнетита, ильменита, апатита, реже - плагиоклаза, сульфида-пирротина, циркона (в фенокристаллах из П2) и включения расплава.

В отложениях средне-кислого состава преобладает ортопироксен (гиперстен). Состав его значительно варьирует в пирокластике разных кальдер по соотношению степени железистости (fm) и марганца (рис. 5). Соотношение этих параметров очень индивидуально для отложений разных кальдер и является корреляционным признаком [7, 8]. В отложениях риодацитового состава степень железистости (fm) ортопироксена изменяется незначительно: 34-36 - в туфах П2 и 34-41 - в

отложениях О1-1 и Академии Наук (рис. 5, а, б, г). Содержание MnO в них варьирует в пределах 1-1.7%. Ортопироксены в туфах, развитых в юго-восточном борту кальдеры Половинка, расположены на диаграмме в стороне от основного ареала туфов Ш (порядка 50 анализов). Они отличаются низкой железистостью (27-34) при относительно повышенной концентрации марганца (рис. 5, а), что сближает их с дацитовыми игнимбритами кальдер северного сектора Карымского вулканического центра [7, 8, 14]. Фенокристаллы ортопироксена в риодацитовой пирокластике в основном незональные или слабозональные. В спекшихся туфах П2 встречаются редкие микровкрапленники с корродированными ядрами, окруженные каймами высокожелезистого гиперстена (fm 42-45) с концентрацией марганца порядка 2.0 %. Сравнительно однородны по составу вкрапленники гиперстена в туфах и игнимбритах кальдеры Однобокой (fm 29-36 и MnO 0.6-1.15 %).

Наиболее значительные вариации железистости ортопироксена (27-44) отмечены в пирокластических отложениях завершающих этапов кальдерообразования (рис. 5, а-в). Во всех случаях это определяется гетерогенностью состава пирокластических отложений, что находит отражение и в вариациях концентраций MnO: 0.8-1.6%, 0.4-1.8%, 0.3-1.0% для П3, О1-2, О2-2, соответственно. В агломератовых пемзовых туфах кальдеры Однобокой наиболее низкие значения fm и MnO характерны для вкрапленников гиперстена, которые изредка встречаются в составе полиминеральных кластеров. В пемзовых туфах О2-2 они связаны с редкими обломками пемз андезитового состава, а также встречаются в ядрах зональных вкрапленников (рис. 5, в). В туфах и игнимбритах П3 преобладают высоко железистые разности (fm 40-45), которые ассоциируют с натровым андезином ( $\text{An}_{35-38}$ ). Вкрапленники с низкой железистостью встречаются совместно с клинопироксеном и кальциевым андезином ( $\text{An}_{46-48}$ ) (рис. 5, а).

В тефре базальтоидного состава ортопироксен редок и определяется в основном в андезитобазальтах в виде микровкрапленников с железистостью 28-31, реже 33-34. Магнезиально-железистый гиперстен (fm 21-22) встречается в виде твердофазных включений во внешних зонах кристаллов битовнита (рис. 5, г).

Фенокристаллы клинопироксена в пирокластике риодацитового и дацитового составов представлены авгитом и близки по соотношению главных компонентов (табл. 2). Железистость их варьирует в пределах 26-30, при этом более железистые разности характерны для дацитовых туфов. Авгиты в них ассоциируют с кальциевым андезином ( $\text{An}_{44-54}$ ) и гиперстеном. В туфах П2 и риодацитовых пемзах вулкана Академии Наук (АН) клинопироксен отличается повышенным содер-

жанием волластонита и встречается совместно с кислым плагиоклазом ( $An_{34-40}$ ), реже - гиперстенном. В игнимбритах ПЗ авгит (как и гиперстен) отличается повышенной железистостью (fm 35-36) и значительными вариациями главных компонентов.

В полнокристаллических кластерах из пемз О1-2 авгит магнезиально-железистый, однородный по составу (fm 25-28). В виде твердофазных включений содержит только плагиоклаз ( $An_{55-75}$ ) с пойкилоофитовыми структурными взаимоотношениями с вмещающим кристаллом.

В тефре базальтового состава клинопироксен (размером до 2.5-3.0 мм) является главным темноцветным минералом. В сложнзональных кристаллах ядра, а часто и внешние зоны, сложены диопсидом (fm 14-17) с повышенным содержанием хрома (0.2-0.65%). Магнезиально-железистые авгиты (fm 24-26) образуют ядра фенокристаллов с прямой зональностью и промежуточные зоны в фенокристаллах первого типа. Они характерны для более эволюционированных базальтов. В диопсидах встречаются кристаллические включения шпинели, а в авгитах — хромистого титано-магнетита, магнетита и битовнита ( $An_{83-86}$ ). Диопсид и хромсодержащий авгит встречаются также в ядрах микровкрапленников. Состав микролитов варьирует от железистого до субкальциевого авгита, реже пижонита.

*Амфибол.* Встречается в начальных продуктах каждой из кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Форма кристаллов удлиненно-шестоватая, размер от 1.5 до 2.5 мм, цвет черный. Практически все кристаллы отличаются правильными кристаллографическими формами и свежим обликом. Состав роговой обманки варьирует по содержанию алюминия, титана, щелочности и магния (рис. 6, табл. 2). В спекшихся туфах П2 встречено несколько зерен (микрофенокристаллов) амфибола, который по химическому составу относится к магнезиально-железистой обыкновенной роговой обманке. Однако, пониженная концентрация в них глинозема (4.5-5.8 %  $Al_2O_3$ ), титана (в пределах 1%), несколько повышенные кремния, магния и марганца, придают ей сходство с актинолитовыми роговыми обманками, кристаллизующимися в области низких давлений [18]. Роговые обманки из риодацитовых пемзовых отложений О1-1 и АН близки по составу и относятся к обыкновенной умеренно-глиноземистой (6.0-8.0 %  $Al_2O_3$ ) ее разновидности. Фенокристаллы роговой обманки (исключая микровкрапленники из отложений ПЗ) содержат твердофазные включения титаномагнетита, ильменита, апатита, реже - плагиоклаза  $An_{42-48}$  и включения расплава.

В пемзовых агломеративных туфах О1-2 амфибол встречается в виде удлиненно-шестоватых фенокристаллов, реже - в составе полнокристал-

лических авгит-лабрадор-битовнитовых кластеров. Амфибол в этих пемзах слабозонален, отличается высокой глиноземистостью (9-11, реже 12-13%  $Al_2O_3$ ), титанистостью и относится к паргаситовому типу [18]. Железистость его варьирует в пределах 34-37. В слабозональных кристаллах глиноземистость к периферии снижается. Фенокристаллы содержат такие же твердофазные включения, как и умеренно глиноземистые роговые обманки, при этом состав включений плагиоклаза отвечает Лабрактору ( $An_{55-62}$ )- Микролиты роговой обманки скелетного облика в рыхлых пемзовых агрегатах имеют лейстовидную форму. От фенокристаллов они отличаются повышенной железистостью (fm 43-49), меньшей щелочностью и низкой концентрацией MgO. Амфиболы повышенной глиноземистости встречаются также в пемзовых обломках андезитового состава в О2-2 (рис. 6, табл. 2).

*Оливин.* В пирокластических отложениях кальдер оливин довольно редок. Впервые он появляется в туфах и игнимбритах андезитового состава ПЗ, завершающих процесс формирования кальдеры Половинка (табл. 2). Микролиты оливина ( $Fo_{62-63}$ ) имеют скелетный облик и встречаются во фьямме. Микровкрапленники ( $Fo_{69-71}$ ) часто окружены рыхлой каймой, отвечающей по составу микролитам. В больших количествах (до 1.5%) оливин присутствует в туфах и игнимбритах второго этапа кальдеры Однобокой (О2-1 и, в меньшей степени, в О2-2). Они представлены двумя типами. К первому относятся осколки крупных фенокристаллов (до 1.5-2.0 мм), часто встречающиеся совместно с анортитом и представляющие собой кристаллические фрагменты оливин-анортитовых включений. Второй тип представлен микровкрапленниками (400-500 мкм) округлой формы, иногда с каймой скелетного облика. Они встречаются в слабоспекшихся туфах О2-1 во фьямме андезитового состава, микробомбочках базальта, в основной массе туфов, где часто окружены каймой вспененного дацитового стекла. Состав фенокристаллов и микровкрапленников оливина одинаков -  $Fo_{79-81}$ .

В базальтовой тефре (БТ) оливин является вторым по значимости темноцветным минералом. Фенокристаллы (1-2.5 мм) довольно однородны по составу: в ядрах  $Fo_{75-80}$ , в краевых зонах -  $Fo_{70-72}$ . В редких случаях наблюдается обратная зональность. В ядрах отмечаются кристаллические включения хромсодержащих титаномагнетитов. В базальтовой тефре извержений 1996 г. и 4800 л.н. встречаются фенокристаллы, а в последних - и полнокристаллические оливиновые кластеры с повышенным содержанием  $Fe$  минала (82-85). Наиболее магнезиальные оливины ( $Fo_{85}$ ) отмечены в центральных частях этих обособлений и содержат твердофазные кристаллические включе-

ния хромистой шпинели. По периферии кумулятивных кластеров состав оливинов отвечает составу фенокристаллов ( $Fo_{74-77}$ ). Местами такие неравновесные скопления кристаллов оливина окружены симплектитовой каймой титаномагнетита. В более эволюционированных базальтах и андезитобазальтах оливин встречается реже, в основном в виде микровкрапленников состава  $Fo_{74-77}$ .

*Биотит* присутствует в качестве единственного темноцветного минерала в наиболее эволюционированных продуктах - в туфах и игнимбригах П1, которые были выброшены в начальный этап формирования кальдеры Половинка. Он образует хорошо выраженные гексагональные призматические кристаллы без признаков распада. Размер их изменяется от 0.8 до 2.0 мм в диаметре, толщина достигает 0.3 мм, цвет темно-коричневый. Степень железистости ядер вкрапленников биотита довольно постоянна (39-40), увеличиваясь незначительно (41.6) в краевых зонах (табл. 2). В виде пойкилитовых включений биотит встречается в фенокристаллах кварца, где его железистость соответствует нижнему пределу. В то же время сам биотит содержит редкие кристаллические включения циркона и титаномагнетита.

*Рудные минералы* представлены титаномагнетитом и ильменитом, количество которых варьирует от долей процента до 1.5-2.0 %. Минимальные содержания их характерны для пирокластике риодацитового состава и значительно увеличиваются в риодацитовой и дацитовой пирокластике. Присутствуют они в виде твердофазных включений во вкрапленниках пироксена и амфибола (в меньшей степени - плагиоклаза и кварца), в составе полиминеральных сростков. Размер вкрапленников изменяется от 100 до 300 мкм, кристаллических включений - от первых мкм до 100-150 мкм. В отложениях П2, О1 и О2 крупные включения рудных минералов в большом количестве захватываются внешними зонами пироксенов, реже роговых обманок. Концентрация титана в титаномагнетитах изменяется от 4-5% в высококремнистых риодацитовых пемзах и туфах до 8.5-10% в пирокластике средне-кислого состава (табл. 2). В базальтовой тефре повышенной магнезиальности хромосодержащий титаномагнетит (0.4-1.9%  $Cr_2O_3$ ) встречается в основной массе и захватывается внешними зонами темноцветных минералов. В более эволюционированных базальтах и в андезитобазальтах магнетит встречается и в виде вкрапленников.

Ильменит также присутствует в виде вкрапленников и кристаллических включений в пироксенах и амфиболах из пирокластических отложений риодацитового и дацитового составов, но в меньшем количестве, чем магнетит, хотя в некоторых фенокристаллах он преобладает. Концент-

рация титана в ильменитах изменяется от 40-43% в дацитовых пемзах до 44-45% - в риодацитовых, увеличиваясь в мелких зернах основной массы до 47% (табл. 2). Высокая концентрация титана в ильменитах (47-48%) отмечается в андезито-дацитовых туфах и игнимбригах П3.

*Шпинель* встречается только в базальтовой тефре повышенной магнезиальности (извержения 1996 года и 4800 л.н.) в виде кристаллических включений в оливинах  $Fo_{75-85}$ . Содержание  $Cr_2O_3$  при этом изменяется от 15-17% до 46% (табл. 2) по мере возрастания в оливине  $Fo$ . В более железистых оливинах ( $Fo_{71-73}$ ) кристаллические включения представлены хромосодержащим титаномагнетитом. В базальтовой тефре 4800 л.н. в центре оливиновых кластеров в межзерновом пространстве встречаются микровкрапленники (30-100 мкм) шпинели с содержанием хрома 45-46%.

*Кварц* отмечен в основном в туфах и игнимбригах риодацитового и дацитового состава кальдеры Половинка. В биотит-содержащих туфах П1 его достаточно много. Фенокристаллы размером до 3.0 мм сильно трещиноваты, содержат редкие расплавные включения вспененного стекла и пойкилитовые включения биотита. В пемзовых туфах П2 кварц редок, представлен мелкими (200-300 мкм) слегка оплавленными вкрапленниками бипирамидального облика.

*Акцессорные минералы* представлены апатитом и цирконом, которые встречаются в виде твердофазных включений в пироксенах, роговой обманке, рудных минералах, реже в плагиоклазе из наиболее кислых разностей пирокластических отложений. В спекшихся рудных минералах отмечаются редкие включения сульфида - пирротина. В туфах П2 апатит образует микровкрапленники размером до 100 мкм.

*Остаточные стекла.* Состав остаточных стекол пирокластических отложений рассматриваемых кальдер в основном определяется составом последних (табл. 2). Среди пирокластике риодацитового состава наиболее высококремнистые стекла характерны для туфов кальдеры Половинка Ш и П2 - 76-78% и 74-75%  $SiO_2$ , соответственно. В аналогичных по составу пемзах кальдер Однобокой и Академии Наук содержание кремнекислоты в остаточных стеклах ниже и находится в пределах 72-74%. Для слабо спекшихся туфов О2 характерны неоднородности (на макро- и микроуровнях), выраженные в присутствии гнезд, фьямме, тонких прослоев, каемок вокруг зерен оливина и плагиоклаза стекол андезитового и дацитового состава (59-64%  $SiO_2$ ), при преобладании риодацитовых (69-70%  $SiO_2$ ). В туфах и игнимбригах П3 кальдеры Половинка эти неоднородности имеют выраженный бимодальный характер с преобладанием низкокремнистых высокожелези-

стых дацитовых стекол (64-65% SiO<sub>2</sub>). Риодацитовые стекла в этих туфах также отличаются высоким содержанием железа, что согласуется с повышенной железистостью пироксенов.

**Заключение.** На основе анализа работ предыдущих исследователей и собственных данных мы пришли к выводу, что в истории Карымского вулканического центра в четвертичное время можно выделить три основных этапа: 1) этап базальтового и андезитобазальтового вулканизма, продолжительностью более 500 тыс. лет; 2) этап катастрофических игнимбритообразующих извержений и формирования среднеплейстоценовых кальдер, продолжительностью, по-видимому, несколько десятков тысяч лет [5] и 3) этап формирования новейших, верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканических построек и кальдер, начавшийся после окончания среднеплейстоценового оледенения и длящийся примерно 130 тыс. лет. На первом этапе в районе было сформировано несколько относительно небольших вулканических построек, рассредоточенных по всей рассматриваемой площади. На втором этапе произошло кальдерообразование, которое не было связано с какими-то отдельными постройками - кальдеры срезали разнообразные вулканические сооружения, сформировавшиеся на первом этапе, и имели размеры, значительно превышающие размеры отдельных вулканов первого этапа. На третьем этапе вулканизм развивался исключительно внутри кальдер, сформировавшихся на втором этапе. Конец среднего плейстоцена, когда на поверхность стали поступать производные кислой магмы и сформировались крупные кальдеры (произошло вскрытие верхнекоровых магматических очагов), является основным рубежом, разделившим историю развития Карымского вулканического центра в четвертичное время на два периода, из которых первый отличался преимущественно основным, а второй - кислым составом продуктов.

Среди пирокластических потоков, связанных с образованием кальдер южного сектора Карымского вулканического центра преобладают неспекшиеся пемзовые агломератовые туфы. Исключение составляют отложения кальдеры Половинка, что определяется сближенным во времени извержением большого объема пирокластического материала. В незначительном количестве игнимбриты встречены также в отложениях, связанных с кальдерой вулкана Однобокого. Отложения пирокластических потоков имеют зональное строение: первые порции в основании разрезов отличаются риодацитовым составом, а последующие - дацитовым и андезитовым. Формирование кальдеры Половинка завершилось извержением тефры базальтоидного состава. В дальнейшей истории развития кальдер южного сектора Карымского вулканического центра слои базальтовой тефры (иногда в

ассоциации с базальтовыми туфами) периодически встречаются в разрезах пирокластических отложений, связанных с образованием кальдер и в виде следов отдельных фреатомагматических извержений. Пространственно они приурочены к северо-западному сектору кальдерной структуры и связаны с зоной субмеридионального глубинного разлома, проходящего через озеро. Судя по фациальному составу эти отложения являются аналогами субаквального фреатомагматического извержения в оз. Карымском в 1996 г. Пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер, отличаются ассоциациями минералов (особенно туфы и игнимбриты П1), их минеральным составом, степенью кристалличности, текстурными особенностями, которые позволяют различать продукты отдельных этапов кальдер. Зависимость  $f_{\text{MnO}}$  - MnO в ортопироксенах, используемая нами при расчленении пирокластических отложений, связанных с северными кальдерами центрального участка Восточно-Камчатского вулканического пояса [7, 8], проявила себя как корреляционный признак и в данной структуре. Большое количество определений (порядка 100 для каждой единицы) демонстрирует, что фигуративные точки ортопироксена отложений пирокластических потоков образуют на диаграммах строго определенных поля, независимо от места отбора пробы. Этот анализ показал, что все пемзы, развитые в разрезах и на бортах кальдеры Академии Наук, связаны с вулканом Однобоким. Были выделены этапы и отдельные пирокластические потоки, связанные с формированием кальдер Однобокой. Такие же отличия характерны и для других минералов, особенно темноцветных и рудных. Показано, что при формировании каждой из кальдер расплав в верхнекоровом очаге был в достаточной степени эволюционирован и обогащен водой, о чем свидетельствует присутствие водосодержащих минералов в начальных порциях пирокластических отложений. Для пирокластических заключительных этапов формирования кальдер характерна неоднородность состава, как на микро, так и на макроуровнях. Физико-химические условия кристаллизации расплавов и эволюция кальдерных комплексов будут рассмотрены в следующей части статьи.

Авторы выражают благодарность А.В. Колоскову за полезное обсуждение статьи, а также В.М. Чубарову и Т.М. Философовой за обеспечение качественного микрозондового анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 02-05-64079, № 00-15-98609 и проекта № 30-334.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. №4-5. С. 5-32.
3. Влодавец В.И. Карымская группа вулканов // Бюл. вулканол. станций. 1939. № 7. С. 3-45.
4. Влодавец В.И. Вулканы Карымской группы // Труды Камчатской вулканостанции. 1947. Вып. 3. С. 3-48.
5. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). Отв. ред. Масуренков Ю.П. М.: Наука, 1980. 292 с.
6. Гриб ЕМ. Петрология продуктов извержения 2-3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
7. Гриб Е.Н., Леонов ВЛ. Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология. 2001. №4. С. 3-17.
8. Гриб Е.Н., Леонов ВЛ. Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 18-28.
9. Иванов Б.В. Игнимбриты района вулканов Карымской группы // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 105-109.
10. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
11. Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1\_2. С. 48-63.
12. Кожмяка Н.Н. Четвертичные полигенные вулканы Камчатки: масштабы вулканизма, баланс вещества, динамика интенсивности и продуктивности в отдельных типах построек, вулканических зонах и по региону в целом // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 3-21.
13. Леонов ВЛ. Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями, произошедшими в Карымском вулканическом центре 1-2 января 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 113-130.
14. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А. Расчленение игнимбритов и реконструкция масштабов игнимбритообразующих извержений // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3-18.
15. Леонов ВЛ., Иванов В.В. Землетрясения Карымского вулканического центра и их связь с тектоникой // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 24-40.
16. Масуренков Ю.П. Вулканический центр, как проекция эндогенной динамической системы // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 275-290.
17. Масуренков Ю.П. Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Восточной Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 8-13.
18. Минералы. Справочник. Том III. М.: Наука, 1981. С. 397.
19. Селянгин О.Б. Карымская группа вулканов. Вулканы Карымский и Малый Семячик // Вулканы и геотермальные системы Камчатки (Материалы IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 107-137.
20. Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 187-201.
21. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулкано-структур. М.: Наука, 1987. 146 с.
22. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3-38.
23. Федотов С.А., Озеров А.Ю., Магуськин М.А. и др. Извержение Карымского вулкана в 1998-2000 гг., связанные с ним сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы, их воздействие на окружающую среду // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Том 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики. М.: 2002. С. 117-160.
24. Sparks S.R., Sigurdsson H. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption // Nature. 1977. V. 267. P. 315-318.

**The Evolution of Magma Chambers which Feed Calderas  
of the Southern Sector of the Karymskii Volcanic Center.**

**Part I. Geology, Structure and Composition of the Pyroclastic Flows**

**E. N. Grib, V. L. Leonov**

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

New data is presented relating to the geologic structure of the southern sector of the Karymskii volcanic center. We highlight the main phases in its evolution, demonstrate the role of the Middle Pleistocene glaciation and its relation to phases of caldera formation for three embedded calderas: Polovinka, Odnobokoya and Akademii Nauk. Phases of ignimbrite production have been identified. It is shown that the pyroclastic deposits are dominated by agglomerate pumice tuffs, the deposits in the Polovinka caldera being tuffs and ignimbrite. In sections across the northern wall of this feature we identified layers of basalt tephra among pumice deposits, the layers being related to the Middle Pleistocene-Holocene phreatomagmatic eruptions. We have studied the composition of mineral phases in pumice and ignimbrite related to caldera-forming processes. The pyroclastic deposits related to caldera formation differ in mineral associations, their composition, the degree of crystallization, structure features, which allow differentiation among products of individual caldera-forming phases.