

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт вулканологии

В.Л.Леонов, Е.Н.Гриб

Структурные позиции и вулканизм
четвертичных кальдер Камчатки

Владивосток
Дальнаука
2004



© Леонов В.Л., Гриб Е.Н., 2004 г.

© Дальнаука, 2004 г.

УДК 551.21

(Institute of Volcanology. FEBRAS. Petropavlovsk-Kamchatski. 6930060).

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с. ISBN 5-8044-0480-6.

В работе приводится характеристика ряда кальдер Камчатки, с которыми связаны высокотемпературные гидротермальные системы. Проанализированы их структурные позиции, рассмотрено геологическое строение, приведены геологические карты, дано описание строения пирокластических потоков, сделана оценка объема извергнутой пирокластике. Восстановлены физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов: температура, фугитивность кислорода, давление водяного пара и общее давление. Проведен сравнительный анализ эволюции кальдерообразующих этапов этих структур. Предложена концептуальная модель развития зональных верхнекоровых магматических камер. Разработана новая концепция теплового питания высокотемпературных гидротермальных систем, связанных с кальдерами, в которой основное значение придается условиям проницаемости земной коры. Результаты проведенных работ могут быть полезны при геотермальных исследованиях, поисках и разведке геотермальных месторождений.

Ил. 53, табл. 16, библи. 182.

Ключевые слова: кальдера, магматический очаг, эволюция вулканизма, гидротермальная система, структурные позиции, Камчатка.

Утверждено к печати ученым советом ИВ ДВО РАН
Сводный темплан ДВО РАН (монографии)

Издание осуществлено с оригинал-макета,
подготовленного авторами

Ответственный редактор: канд. геол.-минерал. наук
В.И.Белоусов

Рецензент д-р геол.-минерал. наук А.В. Колосков

Leonov V.L., Grib E.N. The structural position and volcanism of the quaternary calderas, Kamchatka, Russia. Vladivostok: Dalnauka, 2004. 189 p. ISBN 5-8044-0480-6.

A comparative analysis of the evolution for a number of calderas in Kamchatka is presented. The structural position of quaternary calderas of Kamchatka are described and shown that calderas located in groups where volcanic belts are superimposed on deep basement depressions. The condition of calderas formation, geologic structure of calderas and associated pyroclastic deposits are discussed. The results include geologic maps, a brief description of pyroclastic flow structures, an estimate of the amount of discharged pyroclastics. The reconstruction of the physico-chemical environment of crystallization for ignimbrite-generating melts: the quantities include temperature, oxygen fugacity, steam pressure, and total pressures are made. A conceptual model is suggested for the evolution of zonal upper crustal magma chambers. The rate and periodicity of basalt supply to the base of upper crustal chambers are assumed to be the leading factors controlling the degree of caldera evolution.

The results of work are made would be useful for geologists and geothermics who investigate the structural position of geothermal and epithermal deposits in volcanic regions.

Ill. 53, tabl. 16, bibl. 182.

Key words: caldera, magma chamber, volcanic evolution, hydrothermal system, structural position, Kamchatka.

Лицензия ИД № 05497 от 01.08.2001 г.

Тираж 500 экз.

Заказ Отпечатано в типографии ГУП «Издательство
«Дальнаука» ДВО РАН

690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7.

Введение

Кислые коровые магматические очаги, с которыми обычно бывают связаны крупнообъемные игнимбритообразующие извержения и формирование кальдер, издавна привлекают внимание исследователей. Какие условия приводят к формированию таких очагов? Как они развиваются? Что приводит к катастрофическим взрывам и просадкам? Эти вопросы были и остаются в центре внимания вулканологов, петрологов и многих других исследователей, занимающихся изучением условий образования, внедрения и перемещения магм в недрах Земли (Федотов, 1980; Blake, 1981; Hildreth, 1981; Marsh, 1989; Lipman, 1984, 1997, 2000; и др.).

Многочисленные работы, проведенные в последние годы в различных районах земного шара, показывают, что большую роль в эволюции коровых магматических очагов играют базальтовые расплавы, которые поступают с более глубоких уровней земной коры, несут с собой тепло и могут быть инициаторами крупнообъемных извержений (Weibe, 1994; Akihiko, Eiichi, 1995; Geist et al., 1995; Laube, Springer, 1998). В некоторых случаях устанавливается, что важным фактором является скорость поступления базальтов снизу, которая, в свою очередь, определяется геодинамической обстановкой (Geist et al., 1995; Gudmundsson, 1995). В то же время есть примеры, когда расположенные рядом кальдерные комплексы, связанные с магматическими очагами и имеющие одинаковое геодинамическое положение, развиваются различным образом. Нам представляется, что сравнительное изучение расположенных по соседству магматических очагов, выявление особенностей их развития, могут помочь ответить на многие из поставленных выше вопросов.

Важным аспектом изучения кальдер является исследование связи с ними геотермальных систем. Неоднократно отмечалось, что гидротермальные системы располагаются в пределах вулканотектонических депрессий, кальдер, грабенов (Набоко, 1964; Vakin et al., 1970; Аверьев и др., 1971; Вулканизм..., 1974; Гидротермальные системы..., 1976; Комплексные геофизические..., 1985; Леонов, 1989). В ряде работ была рассмотрена связь высокотемпературных гидротермальных систем с долгоживущими вулканическими центрами (Белоусов, 1978; Масуренков, Комкова, 1978; Егоров, 1984). Тем не менее, в изучении условий геолого-структурной локализации гидротермальных систем остаётся ещё много неясного. Далеко не везде, где есть кальдеры, проявления кислого вулканизма, и где расположены долгоживущие вулканические центры, есть и гидротермальные системы. В ряде мест они, наоборот, встречаются в таких районах, где все эти признаки отсутствуют (Леонов, 2001). Выяснение условий геолого-структурной локализации гидротермальных систем важно для определения стратегии разведочных работ на геотермальных месторождениях. Стоимость этих работ может быть значительно снижена, если будут выявлены общие закономерности расположения геотермальных площадей и будут поняты условия миграции гидротермальных флюидов в их недрах.

Авторы в течение многих лет занимались изучением геологического строения гидротермальных систем Камчатки. Нами были составлены детальные геологические карты на все районы, где на поверхности вскрываются гейзеры, кипящие источники или мощные струи перегретого и насыщенного пара (Гриб и др., 1976; Леонов, 1981, 1986, 1989, 1991; Белоусов и др., 1983; Леонов и др., 1991; и др.). В результате этих работ были сделаны выводы, что высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки связаны не столько с локальными особенностями геологического строения тех или иных участков земной коры, а, главным образом, с процессами, происходящими на больших площадях, охватывающих до 200-250 км вулканического пояса. Гидротермальная деятельность фокусирует в себе длительные направленные процессы тектономагматической активности, наиболее ярко проявляющиеся в зонах крупных разломов северо-восточного простирания, которые секут под острым углом вулканические пояса (Леонов, 1991, 1998).

В настоящей работе нами рассматривается центральный участок Восточной Камчатки, где цепочкой, вытянутой в северо-восточном направлении, расположен ряд крупных вулканических центров, венчающихся кальдерными комплексами (Рис. 1). Геологическое строение этих центров изучено достаточно хорошо. Использование методов относительного и абсолютного датирования (литолого-стратиграфической корреляции, палинологического, диатомового, палеомагнитного, трекового, ураниевого и радиоуглеродного) позволило сделать возрастную привязку отдельных событий (Вулканический центр..., 1980; Флоренский, 1984; Гриб, Леонов, 1992, 1993; Леонов, 1989; Леонов, Гриб, 1991, 1998; Леонов и др., 1991, 2000). В последние годы большое внимание было уделено изучению пемзово-игнимбритовых покровов, окружающих кальдерные комплексы, особенностей их состава, выявлению корреляционных признаков, позволяющих отличать пирокластические отложения, относящиеся к разным кальдерным комплексам (Гриб, Леонов, 1992, 1993; Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000).

Продолжая эти исследования, мы в данной работе приводим общую сводку по четвертичным кальдерам Камчатки (Глава I), особо рассматриваем позицию кальдер на Восточной Камчатке (Глава II). В Главе III даем сравнительную характеристику отложений, сформировавшихся на кальдерообразующих этапах ряда кальдер, восстанавливаем физико-химические условия, существовавшие в магматических очагах, из которых происходили извержения, показываем их различие и рассматриваем возможные причины этих различий. В Главах IV и V рассматриваем особенности вулканизма, связанного с комплексами кальдер Узон-Гейзерного и южной части Карымского вулканических центров. В последней главе особое внимание

уделено вопросам теплового питания связанных с кальдерами геотермальных систем, тому, как развиваются близповерхностные магматические очаги и обсуждению того, могут ли они быть источником тепла для геотермальных систем.

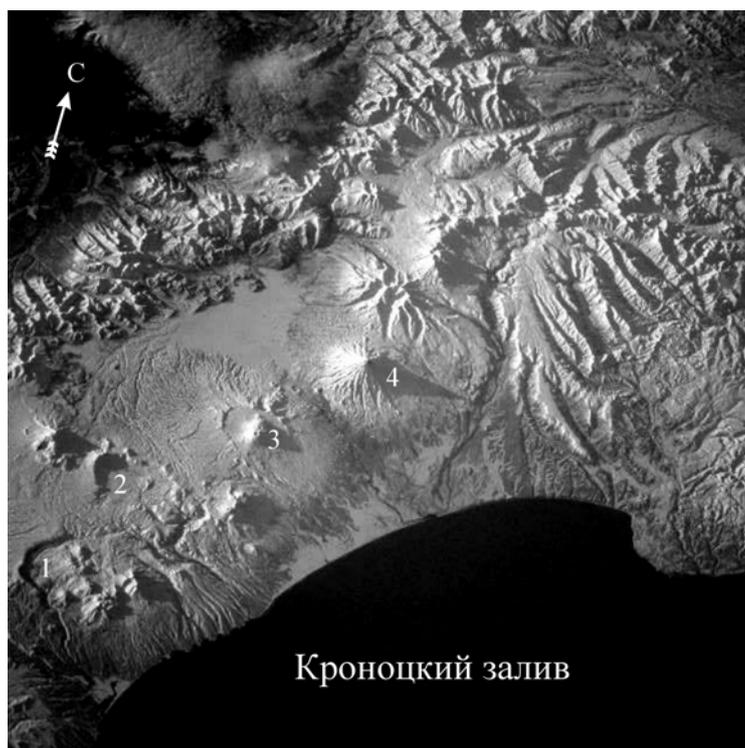


Рис. 1. Космический снимок восточного побережья Камчатки. В левой части снимка виден ряд кальдер и вулканов: 1 – кальдера Большого Семьячика, 2 – Узон-Гейзерная депрессия, 3 – вулкан и кальдера Крашенинникова, 4 – вулкан Кроноцкий.

Авторы в процессе работы неоднократно пользовались советами, консультациями, поддержкой В.И.Белоусова, В.М.Сугрובה, Е.А.Вакина, Г.Ф.Пилипенко, И.В.Мелекесцева, О.Н.Егорова, которым глубоко благодарны. Мы также выражаем благодарность А.Б.Перепелову, в соавторстве с которым написана Глава IV, А.В.Колоскову - за плодотворное обсуждение работы на всех этапах ее подготовки, В.М.Чубарову и Т.М.Философовой - за обеспечение качественного микронзондового анализа.

Работа выполнялась в рамках тем, исследования по которым в разные годы проводились в Институте вулканологии ДВО РАН: «Создание моделей развития магматической деятельности в недрах современных гидротермальных систем Камчатки, изучение структурных и геодинамических условий их существования» (1996-2000 гг.), «Эволюция современных гидротермально-магматических рудообразующих систем Курило-Камчатской островной дуги» (2001-2005 гг.) и других, а также в рамках работ по грантам Российского фонда фундаментальных исследований: №99-05-65371, №00-15-98609, №02-05-64979.

Глава I. Общие данные о четвертичных кальдерах Камчатки

С тех пор, как вышли в свет первые обобщающие работы по четвертичным кальдерам Камчатки (Зубин и др., 1971; Erlich et al., 1973) прошло более 30 лет. В работе (Erlich et al., 1973) на территории полуострова было выделено 15 кальдер, в том числе две кальдеры гавайского типа (связанные с базальтовым вулканизмом) и 13 кальдер типа Кракатау (связанных с извержениями пепла и пемзы). Взрывные воронки на вулканах, даже крупные, в данной работе в группу кальдер не включались.

Большая сводная работа по кальдерам была опубликована в 80-х годах XX в. в США (Newhall, Dzurisin, 1988). В ней на Камчатке было отмечено 24 кальдеры. При этом в список кальдер, к сожалению, попали и такие, которые были выделены ошибочно еще на раннем этапе изучения Камчатки (например, «кальдеры» вулканов Унана, Зимина, Белянкина и др.). В то же время не были упомянуты многочисленные четвертичные кальдеры, приуроченные к вершинам щитовых базальтовых вулканов Срединного хребта (Огородов и др., 1972). Единственная из кальдер Срединного хребта, упоминаемая всеми исследователями – это кальдера Уксичан, хотя и возраст, и происхождение ее до сих пор остаются дискуссионными (Леонов, 2003).

В 1991 г. была опубликована крупная двухтомная монография «Действующие вулканы Камчатки», в которой в отдельных статьях и на картах было отмечено 37 кальдер четвертичного возраста, но специально в этой работе кальдеры не рассматривались.

Из данных, приведенных выше, видно, что в настоящее время нет однозначных данных о количестве четвертичных кальдер на Камчатке, не проведена их систематизация, не определены типы. В то же время, как нам представляется, выяснение этих вопросов имеет большое значение как для лучшего понимания закономерностей развития вулканических и магматических процессов, так и для оценки опасности крупных катастрофических извержений, которые часто связаны с процессами кальдерообразования. Изучение поднятых вопросов – это большой труд. Мы в настоящей работе не ставили перед собой цели ответить на все вопросы, но попытались уточнить применение некоторых терминов, определить хотя бы примерно количество известных в настоящее время на Камчатке четвертичных кальдер, разбить их по типам, рассмотреть их структурную позицию.

Вопросы терминологии

Понятие «кальдера» (Рис. 1) не вполне определено, что отмечали И.В.Лучицкий (1971) и В.И.Влодавец (1984).

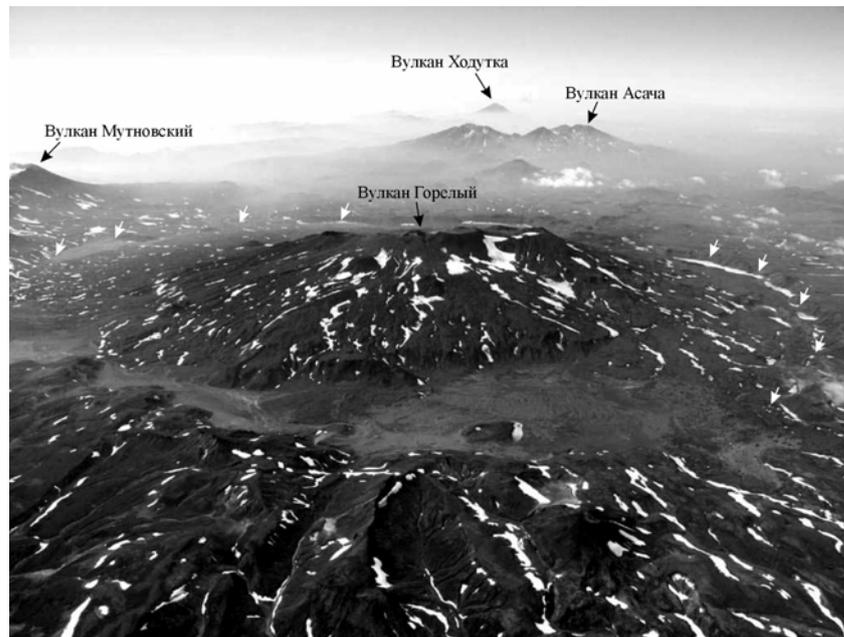


Рис. 1. Вулкан Горельий и его кальдера (границы кальдеры, имеющей размеры 9x12 км, отмечены белыми стрелками), вид с северо-востока. Фото А.Ю.Озерова.

В вышедшей недавно «Энциклопедии по вулканам» (Lipman, 2000) принято определение, данное еще Х.Вильямсом (Williams, 1941): «кальдеры - это крупные вулканические депрессии более или менее округлой формы, диаметр которых во много раз больше, чем заключенные в них жерла». Можно добавить, что кальдеры чаще всего завершают длительный и многоэтапный путь развития вулкана или вулканического центра и чаще всего бывают связаны со сложными вулканическими постройками.

Можно выделить несколько пунктов, по которым чаще всего возникают разногласия при отнесении тех или иных депрессионных форм к кальдерам. Относить ли к кальдерам крупные воронки взрыва и где провести границу между кратерами и взрывными кальдерами? Что относить к вулcano-тектоническим депрессиям? Рассматривать ли в качестве кальдер просадки не округлой, а линейной или полигональной формы? Относить ли к кальдерам просадки, которые произошли в районах, где вулканизма на докальдерном этапе не было, но после образования просадки он проявился активно, и, соответственно, можно предполагать связь образования просадки с предваряющими вулканическую деятельность глубинными перемещениями магмы? Как быть в тех случаях, когда с одной вулканической постройкой связано несколько кальдер - рассматривать ли в данном случае каждую кальдеру отдельно или выделять эту структуру как одну кальдеру сложного строения?

Далее мы попробуем найти ответ на каждый из поставленных вопросов, определить, что относить на Камчатке к кальдерам и сколько четвертичных кальдер на Камчатке.

О различии кратеров, кальдер и вулcano-тектонических депрессий

Отличие кратеров от кальдер – давний вопрос. Он обсуждался неоднократно с самого начала изучения кальдер. Исторический обзор различных точек зрения на эту тему дал И.В.Лучицкий (1971), который в итоге сделал вывод, что “нет ясных морфологически определенных границ между кратерами и кальдерами, как нет различий между эскарпами, ограничивающими кальдеру, и соммой вулкана” (стр. 343). Им же отмечалось, что рубеж, разделяющий кратеры и кальдеры, весьма условен, что “рассматривая различные вулканические постройки конической формы, можно найти располагающиеся близ их вершины углубления и депрессии весьма различных размеров – от десятков метров до многих сотен метров и километров” (Лучицкий, 1971; стр. 342). Соглашаясь с ним, мы считаем, что вопрос разграничения кратеров и кальдер может быть решен только принятием какого-то условного численного значения, разделяющего эти структуры по размеру.

Такие условные границы предлагались неоднократно. Так, американские исследователи (Макдоналд, 1975; и др.) относили к взрывным кальдерам вулканические депрессии, имеющие в поперечнике более мили (1,6 км). Японские исследователи (Katsui, 1969; Арамаки, 1977) проводили границу по диаметру 2 км – то, что меньше, относили к кратерам, а то, что больше, к кальдерам. В России было предложено относить к взрывным кальдерам вулканические впадины диаметром более 2,5 км (Геологический словарь, 1973; Влодавец, 1984).

В настоящей работе чтобы разделить кратеры и кальдеры на Камчатке мы также должны принять какой-то условный диаметр за границу между этими формами. По-видимому, наиболее правильным будет принять границу в 2,5 км, как предлагается в (Геологический словарь, 1973; Влодавец, 1984). При этом мы должны будем отнести к кратерам вершинные депрессии диаметром 2–2,5 км на вулкане Мутновский, такую же депрессию диаметром 2 км на вершине Северного конуса вулкана Крашенинникова (Рис. 1) или “взрывную кальдеру” вулкана Козельского. В то же время мы должны будем отнести к кальдерам “сомму” вулкана Авача, имеющую диаметр 4 км, или “сомму” вулкана Заречный, имеющую размеры 3,7×4,5 км.



Рис. 1. Вулкан Крашенинникова (на переднем плане), за ним виден борт кальдеры, в которой расположен вулкан. Диаметр кальдеры - 10 км. Диаметр самого крупного кратера на вершине северного конуса вулкана – 2 км. Фото Н.П.Смелова.

Подобно тому, как термин «кальдера» применяется к вулканическим впадинам, имеющим размеры значительно большие, чем заключенные в них жерла, так и термин «вулcano-тектоническая депрессия» обычно применяется к вулканическим впадинам, значительно превышающим по размерам кальдеру (Williams, 1941). В качестве типичных примеров вулcano-тектонических депрессий Х.Вильямс в свое время привел районы развития крупных просадок на Северном острове Новой Зеландии и на острове Суматра в Индонезии. Отмечалось, что формирование вулcano-тектонических депрессий связано с крупнообъемными извержениями кислой пирокластики, чем они отличаются от грабенов типа Рейнского или Восточно-Африканских. Хотя в дальнейшем было установлено, что практически во всех случаях извержения кислой пирокластики все же связаны с кальдерами (Lipman, 2000), тем не менее, термин «вулcano-тектоническая депрессия» сохраняется и применяется обычно для обширных просадок, включающих в себя вулканические постройки и часто группы кальдер.

На Камчатке впервые выделил подобные вулcano-тектонические просадки Э.Н.Эрлих, который писал, что это «крупные депрессии овальной или кольцевой формы с диаметром 20-60 км и амплитудой опускания в первые сотни метров, в пределах которых располагаются значительные группы вулканических аппаратов» (Эрлих, 1966; стр. 49). Выделенная им, в частности, депрессия в междуречье Жупановой и Нового Семьячика размером 50×60 км включала в себя целый комплекс более мелких кальдер. В дальнейшем

в центре этой структуры была обособлена еще одна более мелкая депрессия, названная Карымско-Семячинская кальдерная система (Селянгин, 1974). Подобная структура позднее была выделена и севернее, в районе кальдер вулканов Большой Семячик и Узон (Леонов, Гриб, 1998).

Расположенная на юге полуострова Паужетская депрессия на начальном этапе ее изучения рассматривалась некоторыми исследователями как кальдера (Мелекесцев и др., 1974). В опубликованной в США в 1988 г. сводке крупных кальдер мира она также названа «Паужетская кальдера» (Newhall, Dzurisin, 1988). В то же время детальное изучение этой структуры показало, что ее происхождение «нельзя объяснить кальдерообразующими процессами» (Кожемяка, Огородов, 1977). Депрессия имеет вид прямоугольника размером 20×25 км (а по кромке окружающих ее обрывов – 23×33 км). Она возникла на вершине крупного (диаметром около 40 км) куполообразного поднятия в завершающий этап мощного плиоценового преимущественно базальтового вулканизма, проявившегося в кольцевой зоне по краям купола. Границы депрессии прямолинейны и протягиваются вдоль зон региональных тектонических нарушений (Леонов, 1981). Выбросы кислой пирокластики произошли значительно позже формирования депрессии, при этом центры извержений находились, в основном, за пределами этой структуры и были рассредоточены на большой площади, т.е. имели ареальный характер (Кожемяка и др., 1980; Егоров, 1984; Леонов, 1989). В голоцене извержения кислой пирокластики продолжались, и внутри депрессии образовалась просадка Курильского озера, которую одни исследователи считают кальдерой (Мелекесцев и др., 1974), другие – вулcano-тектонической депрессией компенсационного типа (Кожемяка, Огородов, 1977; Кожемяка и др., 1980). Приведенная краткая характеристика Паужетской депрессии показывает, что по особенностям своего строения она ближе всего к вулcano-тектоническим депрессиям, выделенным Х.Вильямсом (Williams, 1941), и рассматривать ее как кальдеру, строго говоря, нельзя.

Термин «вулcano-тектоническая депрессия» традиционно, после работ Э.Н.Эрлиха (1966, 1974), применяется и к Узон - Гейзерной структуре (Шеймович, 1979; Белоусов и др., 1983). Э.Н.Эрлих, употребив данный термин, считал, что в образовании этой депрессии большую роль играла тектоника. Однако детальные работы по изучению бортов показали, что для выделения крупных разломов, формирующих границы этой структуры, нет оснований (Леонов и др., 1991; Леонов, Гриб, 1998) (Рис. 2).

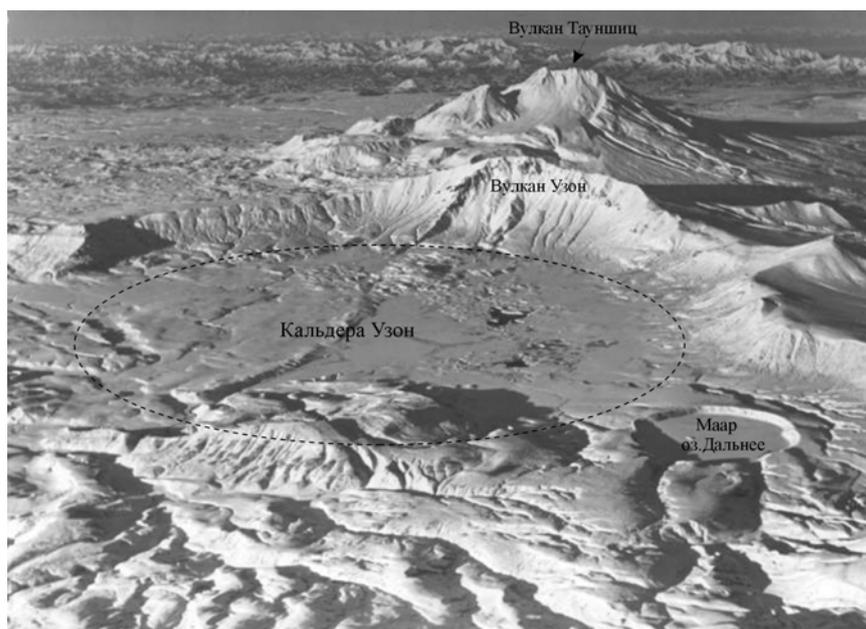


Рис. 2. Кальдера Узон (очерчена пунктиром), вид с востока. Фото Н.П.Смелова.

Границы депрессии, представляющей собой овальную впадину размером 9×18 км, вытянутую в широтном направлении, образованы фрагментами серии слившихся кальдер (Леонов, Гриб, 1998). Западная часть депрессии имеет собственное имя – кальдера Узон (Рис. 2). В связи с этим, в данном случае правильнее было бы применять термин «кальдерная система».

Этот же термин, по-видимому, имеет смысл применять и к таким сложным кальдерам как Призрак, Ксудач, Большой Семячик, Ушковский (Дальний Плоский). Кальдерообразование в этих случаях происходило неоднократно и, в итоге, сформировались сложные комплексы из серии слившихся кальдер. Так, на вулкане Ксудач выделяется до пяти кальдер позднеплейстоценового и голоценового возраста (Селянгин, 1989, 1991; Мелекесцев и др., 1995). Кальдерный комплекс Узон – Гейзерной депрессии состоит не менее чем из 6 отдельных кальдер (Леонов, Гриб, 1998), но их выделение и описание затруднено из-за того, что вся внутренняя часть этой впадины заполнена мощной толщей озерных отложений и

экструзивными куполами (Брайцева и др., 1974; Леонов и др., 1991). Также сложно в настоящее время выделить отдельные кальдеры на вулканах Призрак и Большой Семячик. Они изучены пока недостаточно. Можно отметить, что для вулкана Большой Семячик приводятся данные, по крайней мере, о двух кальдерах (Леонов, Гриб, 1991, 1998).

Ввиду существующей, описанной выше неопределенности мы в данной работе рассматриваем кальдерные системы как единые образования, не выделяя в них отдельные кальдеры.

Кальдеры, сформированные без участия вулканизма

Данный тип кальдер выделяли с самого начала их изучения. Так, Х.Рекк выделил группу «интрузивных кальдер», связанных с глубинными перемещениями магмы, а Х.Вильямс (Williams, 1941) выделил специальную группу «смешанных кальдер обрушения», которые, как он полагал, формируются при изменении формы или объема магматического тела на глубине.

Примеров подобного типа кальдер немного и чаще всего ссылаются на депрессию Сьерра-Морро в Аргентине – округлую кальдеру диаметром около 3 км, расположенную на вершине горы высотой 600 м. Стенки и внешние склоны этой кальдеры состоят преимущественно из древних кристаллических пород, главным образом слюдистых сланцев и гнейсов (Лучицкий, 1971). Такого же типа кальдера Босумтви в Гане, расположенная среди докембрийских сланцев и гнейсов, или кальдера бассейна Штейнгейм, окаймленная юрскими известняками (Лучицкий, 1971).

На Камчатке к подобному типу относится кальдера Хангар, расположенная в центральной части крупного гранито-гнейсового купола (Кутыев и др., 1976). Кальдера представляет собой впадину овальных очертаний размером 12×16 км. Стенки кальдеры сложены мигматитами, гнейсами, плагиогранитами и гранодиоритами. Вулканизм докальдерного этапа по одним данным в радиусе ста километров вокруг вообще отсутствует (Кутыев и др., 1976), по другим данным – имеются остатки игнимбритовых покровов (Мелекесцев и др., 1974), хотя их возраст, распространение и роль в образовании кальдеры не ясны. Остатков вулканических аппаратов, сформировавшихся на докальдерном этапе, вблизи этой структуры не обнаружено. После образования депрессии внутри нее сформировался крупный вулкан и множество экструзий преимущественно андезитового и дацитового состава. В голоцене в вершинной части вулкана произошел крупный взрыв, было выброшено более 14–15 км³ пирокластики, в результате чего возник огромный кратер, имеющий сейчас размеры 2,1×2,8 км (Мелекесцев и др., 1996). Таким образом, кальдера Хангар относится к совершенно особому типу кальдер, которые формируются на обширных тектонических куполах, где вулканизм на докальдерном этапе либо совсем не проявляется, либо проявляется, но незначительно. В то же время, активный вулканизм, имевший место после формирования кальдеры, может свидетельствовать о наличии в недрах магматического очага, подвижки магмы в котором и могли явиться причиной образования кальдеры.

Подходы, используемые при классификации кальдер

Классификации кальдер, предложенные на начальном этапе их изучения, были, в основном, генетическими. Обычно выделялись группы кальдер, связанные с эксплозиями, с обрушениями или опусканиями, с эрозией, а также иногда, как уже отмечалось, с глубинными перемещениями магмы (Лучицкий, 1971). В то же время, выяснить способ образования кальдер в конкретных случаях бывает не просто, разные способы могут действовать совместно (и чаще всего именно так и бывает). То есть, признак, по которому в предложенных генетических классификациях ведется классифицирование, не поддается однозначному определению, а значит, нарушается одно из основных правил классификации (Черкасов, 1986).

С самого начала изучения кальдер предлагались и другие виды классификаций. Так, А.Мак-Бирней и Х.Вильямс в 1969 г. разделили кальдеры по признаку их связи с вулканизмом разного состава. Они выделили две группы: 1) кальдеры, ассоциирующиеся с эксплозивными извержениями больших объемов кислой магмы, и 2) кальдеры, ассоциирующиеся с эффузивными извержениями базальтовой магмы (цитируется по И.В.Лучицкому (1971), стр. 388). Такое деление, благодаря однозначности и ясности, в дальнейшем применялось многими исследователями.

В некоторых классификациях в качестве классификационного признака бралось положение кальдеры относительно вулканической постройки. Такой подход мы находим в ранних классификациях кальдер Ф.Вольфа, Х.Танакадате, Р.Беммелена, а недавно В.И.Федорченко с соавторами по этому признаку разделили кальдеры Курильских островов. Подробнее о работах отмеченных авторов смотри в (Леонов, 2003).

Предложенная в (Lirman, 1997, 2000) классификация кальдер, основанная на характере просадки и строения дна кальдер, с нашей точки зрения не очень удачна, особенно для молодых кальдер, так как структуру дна таких кальдер удается наблюдать редко.

Подводя итог, можно отметить, что поскольку признак, берущийся в основу при классифицировании, не должен вызывать сомнений при делении совокупности объектов на классы, то наиболее приемлемым кажется разделение кальдер по таким признакам, как состав вулканизма, с которым связано формирование кальдер, и положение кальдер относительно вулканических построек.

Классификация четвертичных кальдер Камчатки

Принимая во внимание сделанные замечания о том, что относить на Камчатке к кальдерам, а что нет, и что взять за основу при их типизации, мы предложили для обсуждения список четвертичных кальдер Камчатки (табл. 1). Надо отметить, что в этот список не попали кальдеры, выделение которых проблематично (Леонов, 2003).

Расположение четвертичных кальдер на Камчатке показано на Рис. 1, где кроме кальдер нанесен также рельеф поверхности, отождествляемой с докайнозойским (верхнемеловым) комплексом (при составлении рисунка использованы данные Ю.Ф.Мороза, 1991). В качестве основных, наиболее крупных структур на Камчатке выделяются: Срединный массив, представляющий по своей геофизической характеристике наиболее жесткий и устойчивый к тектонической переработке блок земной коры, Камчатско-Корякский, Восточно-Камчатский и Тигильский антиклинории, Паланский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы. Антиклинории и прогибы осложнены структурами более высокого порядка.

Восточно-Камчатский вулканический пояс, в пределах которого расположено большинство кальдер, на юге полуострова наложен на Южно-Камчатский антиклинорий. Далее на северо-восток он пересекает Восточно-Камчатский прогиб, одноименный антиклинорий и заканчивается вулканами, расположенными в пределах Центрально-Камчатского прогиба. Центрально-Камчатский (Срединный) вулканический пояс наложен на Камчатско-Корякский антиклинорий, а в центральной части – на Паланский прогиб.

Таблица 1

Общие данные о четвертичных кальдерах Камчатки

№	Название кальдеры (* - кальдерная система)	Координаты		Возраст (тыс. лет)	Диаметр (км)	Тип (см. текст)
		с.ш.	в.д.			
1	Кошелевская	51,36	156,65	Q ₂₋₃	3	Б
2	в. Явинский	51,54	156,55	Q ₂	8,5	А
3	Курильского озера	51,45	157,1	Q ₄ (7,7)	7	В
4	Ильинская	51,5	157,2	Q ₄ (7,7)	6	Б
5	Желтовская	51,58	157,32	Q ₃ ⁴ - Q ₄ (15)?	4	Б
6	Призрак*	51,66	157,35	Q ₂₋₃	6	Б
7	Ксудач*	51,8	157,54	Q ₃ ⁴ -Q ₄ (40 -1,8)	8	В
8	в. Иголки	52,03	156,9	Q ₂	7	А
9	Опала	52,5	157,35	Q ₃ ⁴ (39-40)	15	В
10	в. Горелый	52,55	158,05	Q ₃ ⁴ (33-34)	9×12	В
11	в. Авачинский	53,25	158,82	Q ₃ ⁴ (29-30)	4	Б
12	Половинки (Крайняя)	53,95	159,44	Q ₂ (180-150)	11	В
13	в. Однобокий	53,98	159,46	Q ₂₋₃ (110-80)	4×6	Б
14	Академии Наук	53,99	159,46	Q ₃ ⁴ (28-48)	4	Б
15	Карымская	54,05	159,5	Q ₄ (7,9)	5	Б
16	в. Соболиный	54,14	159,52	Q ₂ (180-150)	9	В
17	в. Стена	54,1	159,7	Q ₂ (180-150)	12	В
18	Малый Семячик	54,11	159,65	Q ₃ ⁴ (~20)	7	Б
19	Большой Семячик*	54,31	159,85	Q ₂₋₃ (120-80)	10	В
20	Узон-Гейзерная депрессия*	54,5	160,00	Q ₃ ⁴ (~40)	9×18	В
21	Крашенинникова	54,61	160,25	Q ₃ ⁴ (35-38)?	10	В
22	Комарова	55,02	160,72	Q ₃ ³	2,5×4	А
23	Плоский Толбачик	55,81	160,38	Q ₄	3	А
24	в. Ушковский (Дальний Плоский)*	56,07	160,45	Q ₃ ⁴	5	А
25	в. Заречный	56,37	160,83	Q ₃ ⁴	3,7	А
26	в. Шивелуч	56,62	161,3	Q ₃ ⁴ (30)	9	Б
27	Хангар	54,75	157,4	Q ₃ ⁴ (?)	12×16	Г
28	в. Ичинский	55,7	157,75	Q ₃ ⁴	3×5	Б
29	Уксичан	56,08	158,4	Q ₂ (?)	18	Б (?)
30	в. Большой	56,45	157,75	Q ₁₋₂	3	А
31	в. Кекукнайский	56,47	157,95	Q ₂	5,5	Б (?)
32	в. Малая Кетепана	56,69	158,43	Q ₂	4	А
33	в. Тигильский	56,55	159,45	Q ₁₋₂	4	А
34	в. Большой Чекчебонай	56,8	159,08	Q ₁	5	А
35	в. Переваловый	56,74	159,42	Q ₂	8	А
36	в. Черный	56,83	159,68	Q ₂ (?)	6	А
37	в. Малый Чекчебонай	56,93	159,44	Q ₂	6	А

Примечание. При составлении таблицы использованы данные многих авторов (Зубин и др., 1971; Огородов и др., 1972; Мелекесцев и др., 1974; Эрлих, 1974; Шеймович, 1979; Действующие вулканы..., 1991; Брайцева и др., 1994; и многие др.). Подробнее см. (Леонов, 2003).

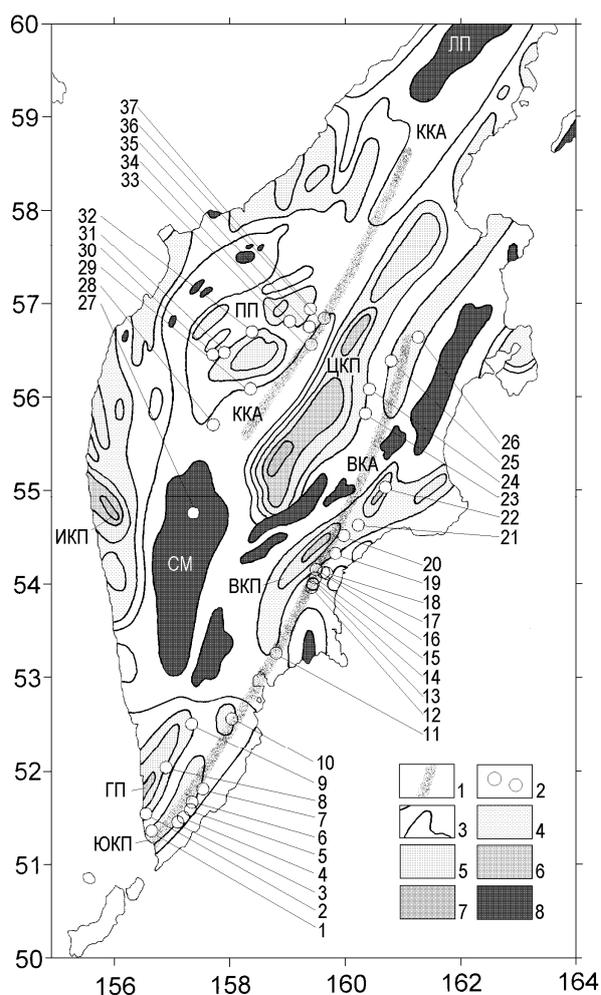


Рис. 1. Структурная схема фундамента (по Ю.Ф.Морозу, 1991) и четвертичные кальдеры Камчатки. 1 – осевые линии четвертичных вулканических поясов; 2 – четвертичные кальдеры Камчатки (1-37 – номера кальдер, см. табл. 1); 3 - 7 – изолинии глубин и глубина до пород докайнозойского комплекса, залиты районы с глубинами: 4 – от 2 до 3 км, 5 – от 3 до 4 км, 6 – от 4 до 5 км, 7 – более 5 км; 8 - выходы пород докайнозойского комплекса на поверхность. Буквами обозначены структуры фундамента: ЮКП – Южно-Камчатский прогиб, ГП – Голыгинский прогиб, ВКП – Восточно-Камчатский прогиб, СМ – Срединный массив, ИКП – Ичинско-Колпаковский прогиб, ВКА – Восточно-Камчатский антиклинорий, ККА – Камчатско-Корякский антиклинорий, ЦКП – Центрально-Камчатский прогиб, ПП – Паланский прогиб, ЛП – Лесновское поднятие.

Разделение кальдер на типы: **А**, **Б**, **В** и **Г** (табл. 1) проведено по признаку их связи с вулканизмом и позицией относительно вулканической постройки. В группу **А** отнесены кальдеры, связанные с базальтовым вулканизмом (все эти кальдеры приурочены к вершинам крупных щитовых вулканов или стратовулканов). В группы **Б** и **В** отнесены кальдеры, связанные с выбросами пирокластики кислого и среднего состава (приуроченные либо к одному вулкану - **Б**, либо к группе вулканов - **В**). В группу **Г** отнесены кальдеры в районах, где вулканизм на докальдерном этапе отсутствовал или был развит незначительно (на Камчатке в эту группу попадает лишь одна кальдера Хангар).

В табл. 2 приведены списки кальдер групп: **А**, **Б** и **В**. Отнесение кальдер к выделенным группам в большинстве случаев однозначное. Затруднения возникают лишь с кальдерой Уксичан, данные по которой, как уже отмечалось, очень противоречивые.

Таблица 2.

Списки кальдер групп **А**, **Б** и **В**

Кальдеры, связанные с базальтовым вулканизмом (группа А)	Кальдеры, связанные с выбросами пирокластики кислого и среднего состава	
	приуроченные к одному вулкану (группа Б)	секущие разные вулканические постройки (группа В)
1. в. Явинский	1. Кошелевская	1. Курильского озера
2. в. Иголки	2. Ильинская	2. Ксудач
3. в. Комарова	3. Желтовская	3. Опала
4. в. Плоский Толбачик	4. Призрак	4. в. Горелый
5. в. Ушковский	5. в. Авачинский	5. Половинка (Крайняя)
6. в. Заречный	6. в. Однобокий	6. в. Соболиный

7. в. Большой	7. Академии Наук	7. в. Стена
8. в. Малая Кетепана	8. Карымская	8. Большой Семячик
9. в. Тигильский	9. Малый Семячик	9. Узон-Гейзерная депрессия
10. в. Большой Чекчебонай	10. в. Шивелуч	10. Крашенинникова
11. в. Переваловый	11. в. Ичинский	
12. в. Черный	12. Уксичан (?)	
13. в. Малый Чекчебонай	13. в. Кекукнайский	

Рассмотрим такую характеристику, как диаметр кальдер (необходимо отметить, что диаметр во всех случаях измерялся по кромке уступа, ограничивающего кальдеру, т.е. это не структурная, а морфологическая характеристика). На Рис. 2, а показан диаметр кальдер группы **А**. Видно, что он колеблется в среднем в интервале 3 - 6 км. Немного больше (7 – 8 км) диаметр кальдер вулканов Явинский, Иголки и Переваловый.

На Рис. 2, б показан диаметр кальдер группы **Б**. Видно, что он также колеблется в среднем около 5 км. Выделяются своими размерами кальдера вулкана Шивелуч, диаметр которой достигает 9 км, и кальдера Уксичан, диаметр которой 18 км. В отношении кальдеры вулкана Шивелуч необходимо отметить, что она сильно расширена эрозионными и обвальными процессами (Мелекесцев и др., 1991), диаметр ее по структурной границе значительно меньше. Кальдера Уксичан включена в группу **Б** условно, поскольку, как уже отмечалось, данные по этой кальдере очень противоречивы.

На Рис. 2, в приведены данные о диаметре кальдер группы **В**. Видно, что он значительно больше, чем у кальдер групп **А** и **Б** и колеблется в среднем около 10 км. Выделяются своими размерами кальдера Опала и Узон-Гейзерная депрессия, которые имеют удлиненную форму и по длинной оси достигают, соответственно, 15 и 18 км.

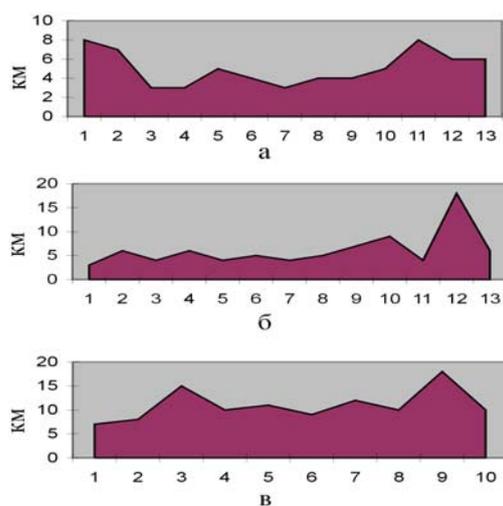


Рис. 2. Диаметр кальдер: а - группы А; б - группы Б; в - группы В. По осям абсцисс – номера кальдер соответствующих групп (см. табл. 2).

Данные о возрасте кальдер, приведенные в табл. 1, показывают, что большинство кальдер имеют средневерхнечетвертичный возраст. Наиболее древними являются кальдеры щитовых базальтовых вулканов, расположенных на Срединном хребте и в западной зоне Южной Камчатки; наиболее молодыми – кальдеры, сформировавшиеся в голоцене: Курильского озера, Ильинская, Желтовская, часть кальдер вулкана Ксудач, Карымская и вулкана Плоский Толбачик. Подробные данные о возрасте позднеплейстоценовых и голоценовых кальдер Камчатки можно найти в работе (Брайцева и др., 1994).

Структурная позиция и условия формирования кальдер на Камчатке

На рис.5 видно, что кальдеры размещаются на Камчатке группами и в основном приурочены к тем местам, где фундамент погружен. Рассмотрим размещение кальдер более подробно, отдельно на Южной Камчатке, на центральном участке Восточной Камчатки, в пределах Центральной Камчатской депрессии и на Срединном хребте.

На Южной Камчатке многие исследователи выделяют два крупных прогиба фундамента – Голыгинский и Южно - Камчатский (Зубин, 1980; Апрельков, Попруженко, 1984; Апрельков, Ольшанская, 1989; Мороз, 1991). Вулканы образуют ряды, вытягивающиеся вдоль этих прогибов и глубинных разломов, ограничивающих их (Кожемяка и др., 1980; Огородов и др., 1980). В размещении кальдер также отчетливо видна связь с разломами, ограничивающими прогибы фундамента. Кальдеры западной подзоны (вулканов Явинский, Иголки и Опала) приурочены к юго-восточной границе Голыгинского прогиба. По данным С.Е.Апрелькова и О.Н.Ольшанской (1989) эта граница имеет тектонический характер, что подтверждается резкой гравитационной ступенью и ступенчатообразным подъемом поверхности докайнозойского основания. Кальдера вулкана Кошелевский расположена в зоне разломов, ограничивающих с северо-запада Южно-Камчатский прогиб. Большинство кальдер Южной Камчатки (Курильского озера, Ильинская, Желтовская, Призрак, Ксудач, вулкана Горелый) расположено вдоль юго-восточной границы Южно-Камчатского прогиба.

На центральном участке Восточной Камчатки почти все кальдеры (кроме кальдеры вулкана Комарова) приурочены к юго-восточной границе Восточно-Камчатского прогиба. Причем большинство кальдер расположено здесь очень компактно, на участке длиной всего около 100 км. Кальдера вулкана Комарова приурочена к северо-восточному окончанию прогиба, к его северо-западной границе.

Кальдеры на вулканах, расположенных в пределах Центральной Камчатской депрессии, в целом расположены вдоль юго-восточной границы Центрально-Камчатского прогиба, но ввиду того, что прогиб здесь осложнен более мелким прогибом второго порядка, связь кальдер с конкретными глубинными границами здесь менее определена.

Большинство кальдер на Срединном хребте Камчатки расположено также на участке, где зафиксировано погружение пород фундамента (рис.5). Единственное исключение – кальдера Хангар, которая расположена на Срединном массиве – блоке поднятых пород фундамента. Паланский прогиб, к которому приурочены почти все кальдеры Срединного хребта, имеет сложное строение. Максимально погружена его юго-восточная часть и именно здесь, вдоль границ этой наиболее погруженной части прогиба, расположено большинство кальдер.

В целом, как мы видим, четвертичные кальдеры Камчатки (за единственным исключением – кальдеры Хангар) имеют одинаковую структурную позицию: они расположены там, где вулканический пояс наложен на крупные прогибы фундамента, при этом в большинстве случаев кальдеры расположены вблизи юго-восточных границ этих прогибов.

Как показывают приведенные выше данные о размещении четвертичных кальдер на Камчатке и их связи с прогибами фундамента, наличие таких прогибов и заполняющих их отложений (осадочно-вулканогенного чехла) – это, по-видимому, необходимое условие формирования близповерхностных магматических очагов и связанных с ними кальдер. В целом, как нам представляется, кальдерообразование может произойти, если соблюдены следующие условия: 1) происходит подъем магмы с глубоких уровней земной коры к поверхности, 2) существует зона проницаемости в фундаменте, 3) существует достаточно мощный слабопроницаемый чехол, перекрывающий зоны проницаемости в фундаменте, 4) существует зона проницаемости в чехле.

Эти условия соблюдаются в тех местах, где четвертичные вулканические пояса (зоны подъема магмы к поверхности) наложены на глубокие прогибы фундамента. Границы прогибов, представленные в большинстве случаев крупными зонами разломов, являются основными структурами повышенной проницаемости, вдоль которых происходит подъем магмы к поверхности. В то же время с прогибами связаны и наиболее мощные накопления осадочно-вулканогенных отложений, которые создают относительно слабо проницаемый чехол, перекрывающий зоны разломов в фундаменте и способствующий накоплению магмы на сравнительно небольшой глубине.

В тех районах, где вулканические пояса пересекают зоны поднятий, и где отсутствует осадочно-вулканогенный чехол, как, например, на участках пересечения Восточно-Камчатским вулканическим поясом Начикинской складчато-глыбовой зоны или Восточно-Камчатского антиклинория, или на большей части Центрально-Камчатского (Срединного) вулканического пояса, где он наложен на Камчатско-Корякский антиклинорий, условия для кальдерообразования, по-видимому, неблагоприятны. На этих участках, хотя и формируются вулканы (например, вулканы Вилючинский и Кизимен на Восточной Камчатке, вулкан Алней-Чашаконджа и все вулканы севернее его на Срединном хребте), но кальдер на них не образуется. Мы считаем, что это связано с тем, что в таких районах из-за отсутствия осадочно-вулканогенного чехла не созданы условия для накопления более-менее значительных объемов магмы в верхних этажах земной коры.

Неоднократное возобновление вулканизма и кальдерообразования на отдельных участках, формирование комплексов телескопированно вложенных друг в друга кальдер свидетельствуют, что большую роль в этих процессах играет также проницаемость осадочно-вулканогенного чехла, наличие в нем разломов, узлов их пересечения. В таких узлах формируются устойчивые, длительно существующие зоны подъема магмы к поверхности, и вулканизм возобновляется при каждой очередной активизации.

На Рис. 7 в схематичном виде показана та ситуация, в которой, как можно предполагать из вышесказанного, происходит формирование верхнекоровых магматических очагов и связанных с ними кальдер на Камчатке.

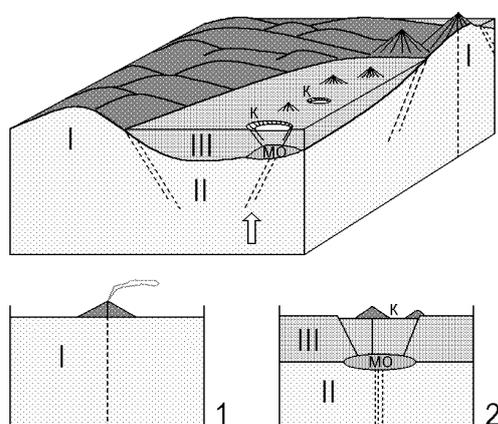


Рис. 7. Блок-диаграмма, показывающая структурные условия, при которых магма достигает поверхности на Камчатке. I – зоны поднятий докайнозойского фундамента, II – прогибы фундамента, III – породы осадочно-вулканогенного чехла, заполняющие прогибы фундамента и современные депрессии. Стрелка показывает зону подъема магмы в недрах вулканического пояса. Пунктирные линии – зоны проницаемости в земной коре (разломы фундамента). Буквами обозначены: МО – магматические очаги, К – кальдеры. 1, 2 – два режима поступления магмы на поверхность (1 – в районах структурных поднятий, 2 – в районах прогибов, где зоны проницаемости в фундаменте перекрыты осадочно-вулканогенным чехлом и созданы условия для формирования верхнекоровых магматических очагов и кальдер).

Магма, поднимаясь по проницаемым зонам в фундаменте, в верхних этажах земной коры встречает экран – осадочно-вулканогенный чехол. В основании этого чехла или глубже, вблизи границы мелового и кристаллического фундамента, магма накапливается и, таким образом, образуются магматические очаги, над которыми в дальнейшем при наличии проницаемых зон в чехле формируются кальдеры. Не исключено, что разделение кальдер на две группы, отличающиеся по диаметру (соответственно, 3-5 и 9-10 км, см. табл. 1), связано с тем, что эти кальдеры формируются над магматическими очагами, расположенными на двух уровнях. Эти уровни соответствуют, с одной стороны, границе осадочно-вулканогенного чехла и мелового фундамента, а, с другой стороны, границе мелового и кристаллического фундамента.

В некоторых случаях мы обнаруживаем расположение кальдер группами. На Южной Камчатке на небольшом расстоянии друг от друга расположены кальдеры Курильского озера, Ильинская, Желтовская, Призрак и Ксудач. На центральном участке Восточной Камчатки также близко друг от друга расположены кальдеры Половинки, Стены, Соболиного, Большого Семьячика, Узон-Гейзерная, Крашенинникова. Выяснение условий кальдерообразования на таких участках представляет особый интерес, так как здесь наглядно видно, что причины кальдерообразующих процессов имеют не локальный, а региональный характер.

Глава II. Особенности расположения кальдер на Восточной Камчатке

Роль поперечных и продольных структур и их влияние на вулканизм

На Рис. 8 приведены основные особенности строения центрального участка Восточной Камчатки, поперечные поднятия, прогибы, положение Восточно-Камчатской вулканической зоны и, в нижней части, поперечные к отмеченным поднятиям профили.

Один профиль проведен вдоль Восточного хребта (график *А*), второй - через полуострова (график *Б*). Как можно видеть, профили однотипны – поднятия полуостровов прослеживаются и в морфологии Восточного хребта, хотя амплитуда их уменьшается примерно в два раза. Пояс вулканов Восточно-Камчатской зоны наложен на эти поднятия и на прогиб между ними. Многие различия в характере вулканизма центральной и краевых частей зоны, с нашей точки зрения, связаны именно с наличием этих поперечных поднятий и прогиба.

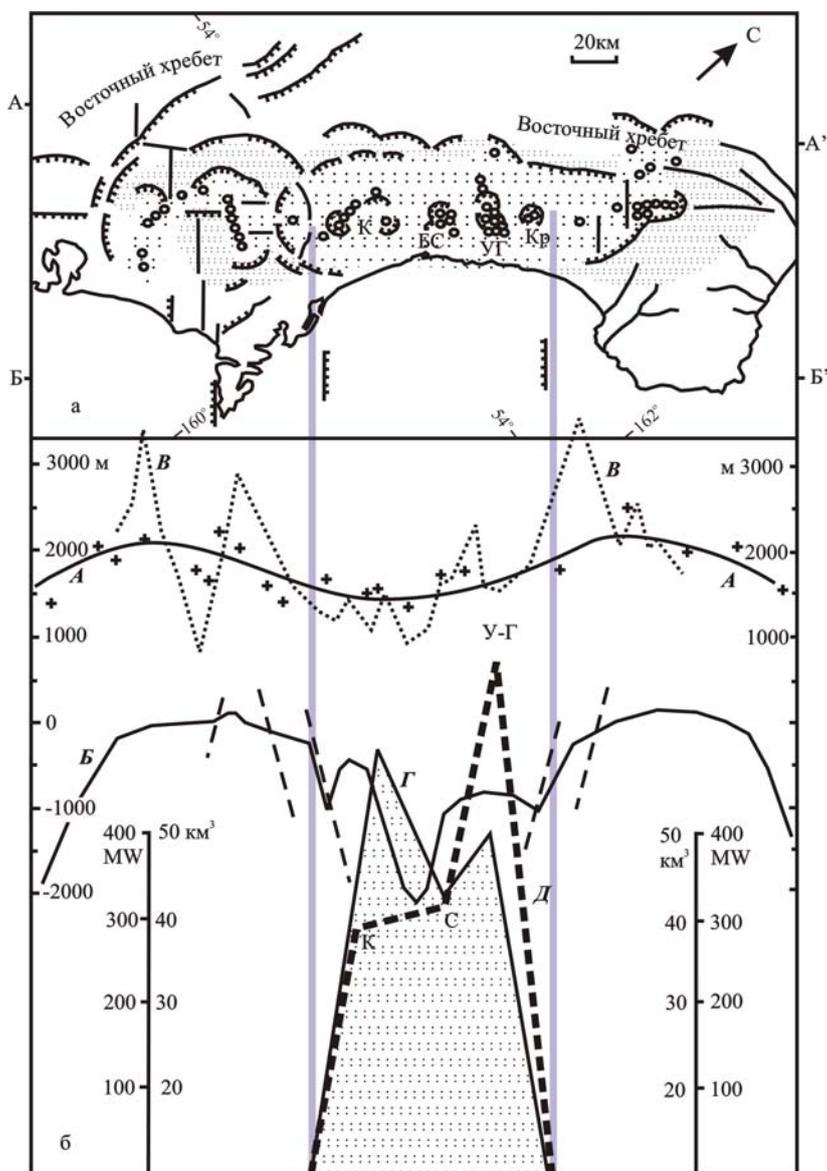


Рис. 8. Основные особенности современной структуры центрального участка Восточной Камчатки.

а – схема расположения четвертичных вулканов (кружочки) Восточно-Камчатской вулканической зоны и разломов, обрамляющих эту зону (линии с бергштрихами). Крапом показаны области распространения вулканических пород четвертичного (редкий крап) и плиоценового (частый крап) возраста. Буквами обозначены кальдеры и кальдерные системы: К - Карымская, БС - Большесемьячинская, УГ - Узон-Гейзерная, Кр - Крашеннинникова. *б* – графики: *А* – линия тренда наиболее высоких вершин Восточного хребта (в 10-километровой полосе вдоль линии А – А' на схеме «а»); отдельные вершины показаны крестиками). *Б* – профиль по линии Б – Б' на схеме «а» (пунктирными линиями показаны основные сбросы, формирующие опускание в центре района); *В* – линия высот четвертичных вулканов в Восточно-Камчатской зоне; *Г* – объем магмы, выброшенной в виде кислой пирокластики при кальдерообразующих извержениях в позднечетвертичное время; *Д* – тепловая мощность геотермальных систем, в MW (Сугротов,

Яновский, 1991; Вакин, Пилипенко, 2001), буквами обозначены гидротермальные системы: К – Карымская, С – Семячичская, У–Г – Узонская и Гейзерная. Серые вертикальные линии показывают границы поперечной зоны относительного опускания и центрального участка Восточно–Камчатской зоны четвертичного вулканизма.

Камчатка - яркий пример взаимодействия продольных и поперечных структур (Заварицкий, 1955; Эрлих и др., 1974; Шанцер, 1979). Основными продольными структурами на Камчатке являются вулканические хребты, система узких горст-антиклиналей и грабен–синклиналей, протягивающихся вдоль полуострова в северо-восточном направлении. К поперечным структурам относят систему разрывов, а также поднятых и опущенных блоков, имеющих северо–западное простирание.

Наиболее ярко поперечные структуры выражены на восточном побережье Камчатки, где на расстоянии примерно 200 км один от другого расположены три крупных залива (Авачинский, Кроноцкий и Камчатский) и три далеко вдающихся в океан полуострова (Шипунский, Кроноцкий и Камчатский). Продолжением полуостровов являются подводные хребты, которые рассматривают как сводовые поднятия. В новейшее время продольные и поперечные структуры развиваются одновременно (Эрлих и др., 1974), что позволяет рассматривать тектоническую систему Камчатки на современном этапе, как систему поперечного сочленения перекрестного типа (Боровиков, 1971).

Исследователи, изучавшие Восточную Камчатку ранее, отмечали, что вулканизм в центральной ее части по многим параметрам отличается от вулканизма краевых частей. Так, согласно (Эрлих, 1966), в центре этой зоны широко развиты крупные вулканотектонические депрессии, породы по составу образуют полный ряд от базальтов до риолитов, молодые вулканические постройки располагаются внутри депрессий. В то же время по краям зоны - кольцевые структуры отсутствуют, основной формой вулканических аппаратов являются стратовулканы, состав вулканических пород колеблется от базальтов до андезитов, преобладают базальты.

Ю.П.Масуренков (1991), выделяя в этой зоне ряд крупных вулканических центров, также отмечал, что те центры, которые расположены по краям (Налачевский и Гамченский), по строению, развитию, составу вулканических пород существенно отличаются от центров, расположенных в средней части зоны (Карымского и Узонского). В краевых центрах более ярко выражены тектонические поднятия и проявлена структура продольного глубинного разлома (названного Ю.П.Масуренковым «Термальным рифтом»). В то же время в Карымском и Узонском центрах более ярко проявлен среднекислый вулканизм и покровное игнимбритообразование. Отмечалось также, что вулканизм последнего верхнеплейстоцен-голоценового этапа проявился гораздо больше в краевых центрах (объем вулкаников этого этапа в Налачевском и Гамченском центрах составляет 110 км^3 , а в Карымском и Узонском – 30 км^3).

Причину столь резких различий в строении и вулканизме краевых и центрального участков Восточно-Камчатской зоны названные исследователи понимали по разному. Э.Н.Эрлих (1966) исходил из цикличности вулканизма и считал, что в центральной части зоны еще не закончился вулканизм предыдущего цикла, а в краевых частях уже начался новый цикл развития. Ю.П.Масуренков (1991) различия связывал с особенностями развития вулканических центров и отмечал, что Налачевский и Гамченский центры находятся в узлах пересечения продольных и поперечных структур Камчатки, и именно узловое положение этих центров определяет их отличие от центров, расположенных между ними (Карымского и Узонского). Обе рассмотренные выше точки зрения связывают особенности развития вулканизма в различных частях Восточно-Камчатской зоны с самим вулканизмом – становлением и развитием вулканических центров, цикличностью вулканического процесса и т.д. В то же время отмеченные различия, как нам представляется, могут быть связаны совсем с другими причинами, с тем, что Восточно-Камчатский вулканический пояс, протягиваясь в северо-восточном направлении, наложен на систему поперечных поднятий и прогибов.

На графике **В** (Рис. 8) показаны абсолютные высоты вулканических построек. Видно, что наиболее высокие из них расположены на тех участках, где вулканическая зона наложена на поперечные поднятия – здесь средняя высота вулканов составляет около

2000 м (наиболее крупные имеют высоту более 3000 м). На центральном участке средняя высота вулканов составляет всего 1500 м. В то же время к центральному участку зоны приурочены все наиболее крупные позднеплейстоценовые кальдеры. По краям зоны, на участках наложения ее на поднятия, крупные кальдеры отсутствуют. Здесь известны лишь небольшие вершинные кальдеры на вулканах Авачинском и Комарова. С крупными кальдерами центрального участка связаны обширные поля пирокластики, имеющей состав дацитов и риодацитов. Объем кислой магмы, поступившей здесь на поверхность при кальдерообразующих извержениях в позднем плейстоцене, оценивается в 220 км³ (Леонов и др., 2000).

Распределение кислых пород позднечетвертичного возраста вдоль Восточно-Камчатской вулканической зоны показано на графике *Г* (Рис.). На центральном участке рассматриваемой зоны, там, где расположены крупнейшие кальдеры, известны и наиболее крупные на Камчатке высокотемпературные гидротермальные системы – Карымская, Семячинская, Узонская, Гейзерная (график *Д*). В краевых частях зоны, там, где она наложена на поднятия, известны лишь средне- и низкотемпературные термальные источники и фумаролы в привершинных частях действующих вулканов. Общая позиция высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке, связь их с крупными прогибами мел-палеогенового фундамента была рассмотрена нами недавно отдельно (Леонов, 2001).

На поднятиях, имеющих северо-западное простирание, расположение четвертичных вулканов жестко контролируется разрывами северо-западного простирания. Такие разрывы по рядам вулканов Авачинско-Корякской, Дзэндзур-Жупановской групп и вулканам Гамчен – Конради - Кизимен выделял еще А.Н.Заварицкий (1955). В центральной части Восточно-Камчатской зоны ряды вулканов выражены не так отчетливо, а те, которые выделяются, имеют иные простирания, чаще всего меридиональные и субширотные.

Приведенные данные, как нам представляется, свидетельствуют в пользу того, что характер вулканизма в Восточно-Камчатской зоне в большой мере определяется поперечными структурами. Только на тех участках, где вулканические зоны пересекают прогибы, в позднечетвертичное время широко проявился кислый вулканизм, и сформировались наиболее крупные гидротермальные системы. С этих позиций отличие выделенных на Камчатке Ю.П.Масуренковым (1991) Налачевского и Гамченского вулканических центров (или крайних частей вулканической зоны, наложенных на поперечные поднятия) от Карымского и Узонского центров (или средней части рассматриваемой вулканической зоны, наложенной на прогиб) очень существенное, и это не связано с развитием самих центров. Соответственно, перспективность этих центров в плане нахождения в них геотермальных месторождений и рудопроявлений также разная, и вряд ли правомерно считать, что в Налачевском центре можно обнаружить столь же крупную гидротермальную систему, какие известны в Карымском и Узонском центрах (Масуренков, Комкова, 1978; Масуренков и др., 1987). То же относится, с нашей точки зрения, и к оценке перспективности вулканогенно-рудных центров (Василевский и др., 1974) или центров эндогенной активности (Егоров, 1984). Во всех случаях необходимо учитывать структурную неоднородность фундамента, на который наложены вулканические пояса и который может существенно влиять на вулканизм, гидротермальную и рудообразующую деятельность, протекающую в этих поясах.

Структурные позиции кальдер на центральном участке Восточной Камчатки

Как отмечалось выше, на Восточной Камчатке плиоцен-четвертичный вулканический пояс накладывается на крупный прогиб земной коры (рис. 9). Прогиб вытянут в северо-восточном направлении почти на 300 км, ширина его меняется от 30 до 50 км. По данным Ю.Ф. Мороза (1991) кровля мелового фундамента в пределах этого прогиба погружена на 3-4 км, кровля кристаллического фундамента – на 6-7 км. Северо-западная граница прогиба отчётливо выражена в рельефе – это одновременно юго-восточная граница Восточного хребта Камчатки, в пределах которого породы докайнозойского основания выходят на поверхность. Юго-восточная граница прогиба в рельефе не проявлена. Её перекрывают широко развитые на центральном участке Восточной Камчатки вулканогенные породы преимущественно позднечетвертичного возраста. В поле развития этих пород отчётливо проявлены лишь молодые, позднеплейстоцен-голоценовые разрывы. Они имеют северо-северо-восточное простирание, образуют несколько групп, расположенных кулисообразно друг относительно к другу, и в целом вытягиваются полосой северо-восточного простирания, примерно совпадающей с юго-восточной границей прогиба.

В этой же полосе расположены наиболее крупные вулканические центры, с которыми связаны комплексы кальдер и обширные поля пемз и игнимбритов (Рис. 9). С тремя из этих центров – Карымским, Больше-Семячичским и Узон-Гейзерным – связаны высокотемпературные гидротермальные системы (Карымская, Семячичская, Гейзерная и Узон).

На расположение термопроявлений в пределах гидротермальных систем здесь оказывают влияние крупные структуры, занимающие секущее положение по отношению к разломам, ограничивающим прогиб. В Карымском центре – это разлом меридионального простирания. В Больше-Семячичском центре – северо-западного простирания, в Узон-Гейзерном центре – субширотный разлом.

Узлы пересечения этих разломов с глубинными проницаемыми зонами северо-восточного простирания и являются местами сосредоточения наиболее интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности. Термопроявления известных гидротермальных систем, расположенных в этих узлах, вытянуты в большинстве случаев вдоль секущих разломов (Рис. 9).

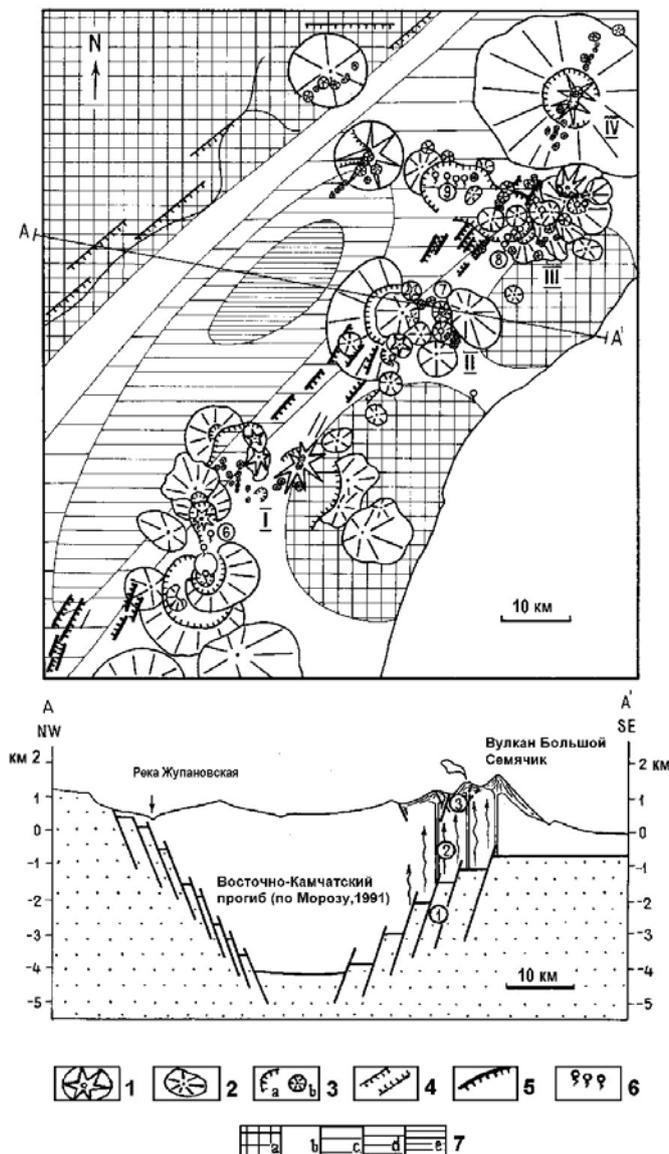


Рис. 9. Карта и разрез, показывающие расположение вулканов, высокотемпературных гидротермальных систем и позицию прогибов фундамента на Восточной Камчатке, по (Леонов, 2001).

1 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканы; 2 – средне-верхнеплейстоценовые вулканы; 3 – кальдеры (а), мелкие вулканы и шлаковые конусы (b); 4 – крупные разломы северо-восточного простирания; 5 – позднеплейстоцен-голоценовые трещины и сбросы; 6 – термопроявления; 7 – глубина поверхности мелового фундамента, км (по Ю.Ф.Морозу, 1991): а – менее 1; б – 1-2; с – 2-3; d – 3-4; e – более 4. Цифрами обозначены вулканические центры: I – Карымский, II – Больше-Семячикский, III – Узон-Гейзерный, IV – Крашенинникова. Цифры в кружочках – высокотемпературные гидротермальные системы (6 – Карымская, 7 – Больше-Семячикская, 8 – Гейзерная, 9 – Узон; по В.М.Сугробову, Ф.А.Яновскому, 1991). А - А' - линия разреза. На разрезе точечным крапом показан фундамент (докайнозойский комплекс), цифрами в кружочках отмечены зоны: 1 – зона разломов, ограничивающих прогиб и являющихся глубинными ловушками для магмы и гидротермальных флюидов, 2 – зона подъема магмы и гидротермальных флюидов к поверхности, 3 – зона развития позднеплейстоценовых трещин и сбросов на поверхности.

На Рис. 10 отражены некоторые закономерности кальдерообразующих процессов на центральном участке Восточной Камчатки. Мы можем видеть здесь кустовое расположение кальдер, которые концентрируются на отдельных участках. Кальдерообразующие процессы постепенно распространялись со временем все дальше на северо-восток – от Карымского центра к вулкану Большой Семячик, затем к Узон-Гейзерной депрессии и далее к кальдере вулкана Крашенинникова (игнимбриты, связанные с этими центрами, последовательно перекрывают друг друга). На фоне этого в Карымском центре кальдерообразование возобновлялось вновь и вновь на всех этапах активизации вулканизма в этом районе. В итоге здесь образовались наиболее сложные комплексы вложенных друг в друга кальдер. Здесь же сформировалась наиболее молодая из кальдер центрального участка Восточной Камчатки – Карымская. Необходимо отметить, что для кальдер, сформировавшихся на первом этапе в Карымском центре (Половинка, Соболиная, Стена), известен общий объем выброшенной магмы (около 100 км^3), но не известно, сколько магмы было выброшено при формировании каждой из этих кальдер. Приведенные на рисунке цифры – по 33 км^3 магмы для каждой кальдеры, приняты условно. Для кальдеры Половинка объем выброшенной магмы по нашим оценкам (см. Главу V) составляет около 42 км^3 .

Имеющиеся данные, а именно: формирование кальдер группами, образование сложных просядков, развивающихся и на площадях, значительно удаленных от кальдер (Леонов, Гриб, 1998), свидетельствуют, что магматические очаги, с которыми было связано кальдерообразование, могли иметь размеры, значительно превышающие размеры отдельных кальдер. Об этом же свидетельствует, по-видимому, последовательное смещение процессов кальдерообразования на центральном участке Восточной Камчатки в северо-восточном направлении. Это смещение может быть связано с тем, что в глубоких очагах (или едином очаге?) магма со временем постепенно распространялась все дальше на северо-восток (Леонов, 1991).

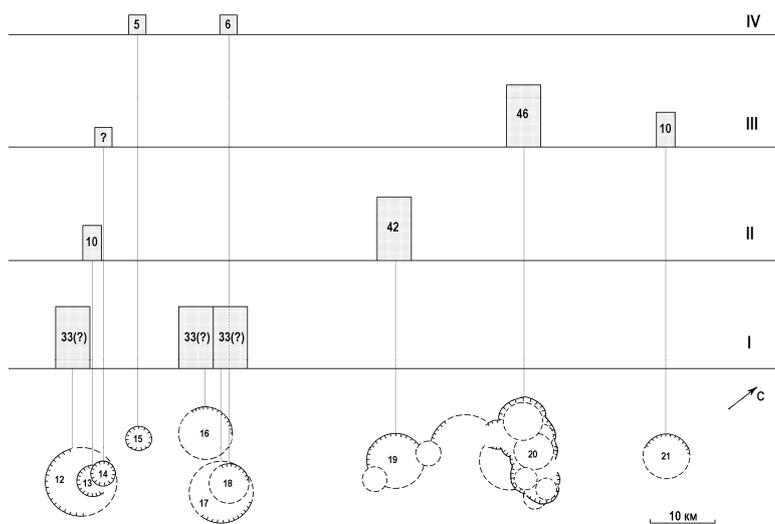


Рис. 10. Этапы кальдерообразующих извержений и объемы магмы, выброшенной при образовании кальдер на центральном участке Восточной Камчатки. В нижней части рисунка показано расположение кальдер. Номера кальдер соответствуют номерам в табл. 1. I–IV – этапы кальдерообразующих извержений (возрастные границы этапов: I – 180-140 тыс. лет, II – 120-80 тыс. лет, III – 60-35 тыс. лет, IV – 20-0 тыс. лет). Прямоугольники отражают примерное соотношение объемов магмы, выброшенной при кальдерообразующих извержениях. Цифры в прямоугольниках – объем магмы в км^3 (по Масуренков и др., 1980; Леонов и др., 2000).

Глава III. Пирокластические отложения, связанные с кальдерами центрального участка Восточной Камчатки

Краткая характеристика кальдер и связанных с ними пирокластических отложений

В этом разделе рассматриваются пирокластические отложения (главным образом игнимбриты), связанные с тремя кальдерными комплексами, приуроченными, соответственно, к Карымскому, Большесемячичскому и Узонскому вулканическим центрам Восточной Камчатки (табл. 3, 4, Рис. 11). Кальдеры этих центров располагаются цепочкой северо-восточного простирания и находятся на расстоянии примерно 20-25 км друг от друга.

Среди кальдер Карымского центра рассматриваются игнимбриты, связанные с двумя слившимися и образовавшимися, по-видимому, субодновременно позднечетвертичными кальдерами, срезающими постройки плиоцен-нижнечетвертичных базальтовых вулканов Стена и Соболиный (далее называются - кальдеры Стены-Соболиного). В Большесемячичском центре рассматриваются игнимбриты, связанные с кальдерой, срезающей постройку среднечетвертичного андезито-базальтового вулкана Борт (далее - кальдера Большой Семячик).

Таблица 3.

Общие сведения о кальдерах центрального участка Восточной Камчатки

Кальдеры	Размеры, диаметр, км	Возраст, тыс.лет	Объем магмы, выброшенной при образовании кальдер, км ³ (Леонов и др., 2000)
Стены-Соболиного	20x10 (две слившиеся кальдеры)	180-140 (по Вулк. центр..., 1980; Селянгин, 1987)	100
Большой Семячик	10	120-80 (по Гриб, Леонов, 1992)	42
Узон-Гейзерная депрессия	16x8 (несколько слившихся кальдер)	80-40 (по Леонов, Гриб, 1998; Флоренский, 1984)	46

В Узонском центре рассматриваются игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессией (ВТД), которую мы далее называем также иногда условно кальдерой. Депрессия имеет сложное строение и срезает разнообразные вулканические постройки преимущественно среднечетвертичного возраста (Леонов и др., 1991). Состав лав, слагающих эти вулканические постройки, также разнообразный - на западе это преимущественно базальты и андезитобазальты, на востоке - андезиты, дациты и риодациты.

Ниже приводится краткая характеристика пирокластических отложений, связанных с названными кальдерными комплексами.

Таблица 4.

Средние составы игнимбритов (мас.%)

Пирокластические потоки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
Кальдеры Стены-Соболиного											
I	64,14	1,01	15,76	2,95	3,40	0,18	1,82	4,28	4,40	2,06	7
II	63,83	1,04	15,63	3,07	3,26	0,18	1,74	4,80	4,32	2,13	8
III в	63,44	1,01	16,06	2,98	3,97	0,20	1,65	4,59	4,15	1,95	4
III н	68,92	0,75	14,99	1,78	2,28	0,10	1,10	2,80	4,80	2,48	5
Кальдера Большой Семячик											
I п	74,02	0,22	13,90	0,73	1,32	0,10	0,50	2,04	3,90	3,24	4
I а	71,62	0,40	14,68	0,85	2,09	0,13	0,62	2,62	4,23	2,76	6
I б	63,57	0,86	16,65	2,76	3,20	0,13	1,81	5,23	4,27	1,64	6

IIa	69,57	0,66	15,37	1,48	2,26	0,12	0,84	2,80	4,82	2,07	9
IIб	71,00	0,63	14,76	1,46	2,25	0,10	0,75	2,14	4,57	2,33	4
IIв	68,61	0,71	15,25	1,72	2,66	0,13	0,90	3,09	4,92	2,01	4
IIг	54,32	1,31	15,74	7,37	5,09	0,24	3,90	7,99	3,07	0,96	2
IIIa	64,97	0,89	15,30	3,65	3,37	0,14	1,44	4,38	3,80	2,06	6
IIIб	61,36	1,02	15,60	3,90	4,27	0,15	2,44	5,72	3,70	1,84	3

Кальдера Узон-Гейзерная

ЮП игн	70,16	0,81	14,25	1,71	2,01	0,10	1,26	2,95	4,07	2,68	4
ЮП игн	65,71	0,89	15,77	3,14	2,19	0,09	1,60	4,38	3,93	2,30	7
ЮП шл	56,74	1,17	16,31	1,43	8,38	0,17	3,56	7,41	3,86	0,96	3
СП игн	68,55	0,97	14,36	2,26	2,70	0,10	1,22	3,20	3,90	2,64	3
СП игн	66,52	1,07	15,68	1,84	3,43	0,16	1,51	3,86	3,78	2,15	6
СП агл	63,34	0,80	15,73	2,86	3,93	0,14	2,24	5,20	3,77	1,98	2
пл.ШЗ	68,18	0,83	14,01	2,11	2,83	0,19	1,35	3,72	4,78	2,00	1

Примечание: цифры для кальдер Стены-Соболиного – номера пирокластических потоков (в – верхняя часть потока, н – нижняя часть потока); цифры для кальдер Большого Семьячика – этапы развития кальдеры, буквы – индексы, обозначающие пирокластические потоки; для Узон-Гейзерной кальдеры: ЮП и СП – южное и северное поля, соответственно; пл.ШЗ – наиболее молодой пирокластический поток плато Широкое; игн – игнимбриды, шл – шлаки, агл – аглутинаты.

Кальдеры Стены-Соболиного. Наиболее полные разрезы игнимбридов этих кальдер обнажаются вблизи северных и северо-западных бортов депрессии (Рис. 12). На юго-востоке, где борт кальдерной депрессии пропиливает река Карымская, вскрываются три пирокластических потока, которые последовательно перекрывают друг друга. Общая мощность отдельных потоков варьирует от 10 до 50 м. Состав двух нижних пирокластических потоков - андезитодацитовый (62-64% SiO₂).

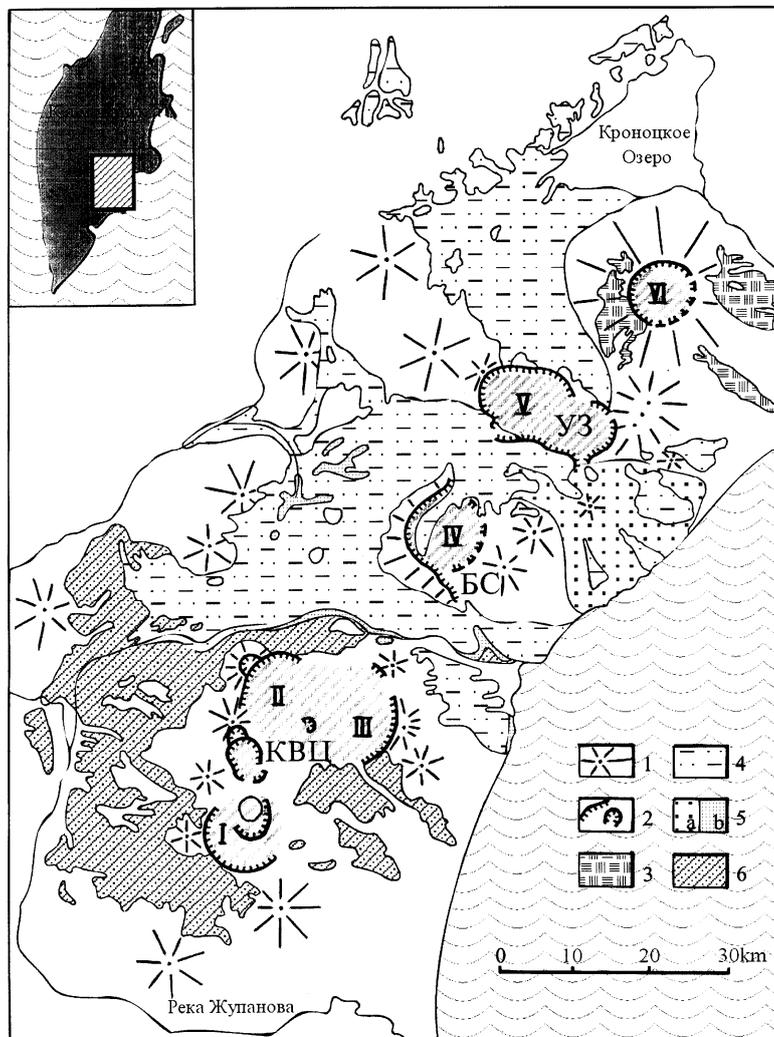


Рис. 11. Кальдеры и связанные с ними поля игнимбридов и пемзовых туфов центрального участка Восточной Камчатки. 1 – вулканы, сформировавшиеся на докальдерном этапе; 2 – кальдеры (I – Половинка (Крайняя), II – Соболиного, III – Стены, IV – вулкана Большой Семьячик, V – Узон-Гейзерная, VI – Крашенинникова); 3 – пемзовые туфы, связанные с формированием кальдеры Крашенинникова; 4 – игнимбриды, связанные с Узон-Гейзерной депрессией; 5 – игнимбриды (а) и пемзовые туфы (б), связанные с кальдерой Большой Семьячик; б – игнимбриды, связанные с кальдерами Стены, Соболиного и Половинки (Крайней). Буквами обозначены вулканические центры: КВЦ – Карымский; БС – Большесемьячский; УЗ – Узонский.

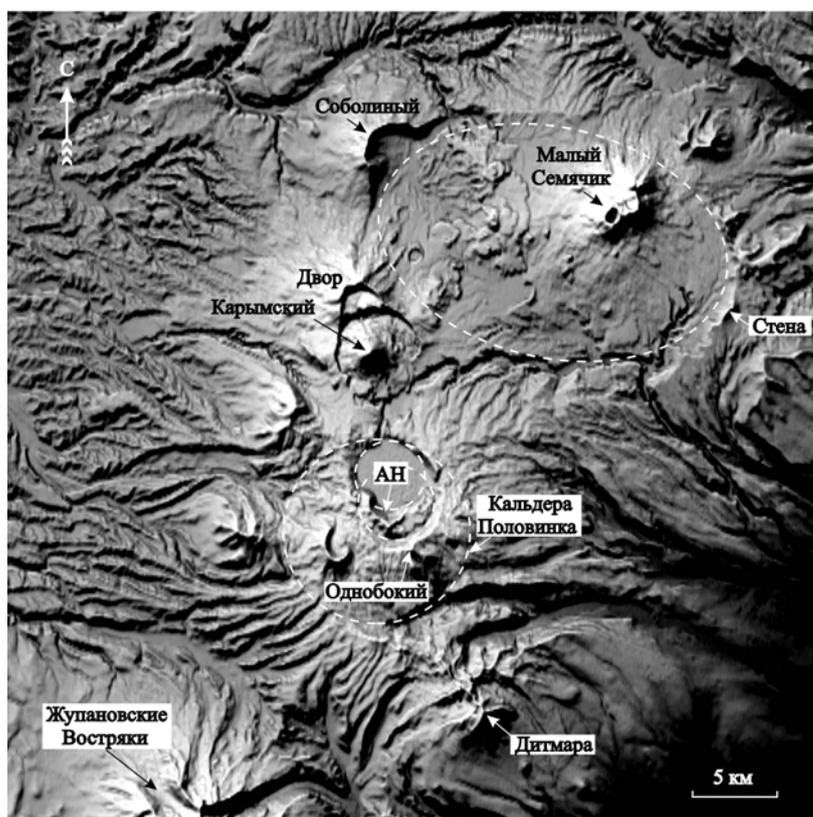


Рис. 12. Космический снимок центральной части Карымского вулканического центра, пунктирными линиями обозначены кальдеры. АН – вулкан и кальдера Академии Наук (кальдера заполнена Карымским озером). На севере расположена сложная система кальдер Стены-Соболиного, которая очерчена общим овалом.

Верхний, самый молодой пирокластический поток, наиболее дифференцированный по составу. В нижней его части отмечен слой риодацитов, которые выше по разрезу сменяются андезиодацитами. Отличительной особенностью игнимбритов кальдер Стены-Соболиного является преобладание в разрезах фациальных типов лавоподобного облика, что обусловлено высокой степенью спекания. В основании каждого пирокластического потока отмечена зона не спекшихся пемзовых туфов с обломками черного обсидианового стекла и прослоями грубозернистых песков и гравелитов.

Кальдера Большой Семячик. Пирокластические потоки, связанные с этой кальдерой, большей частью распространились на восток в сторону океана и в настоящее время слагают береговые обрывы Кроноцкого залива (Рис. 13). В отдельных местах они вскрываются также к западу и северу от кальдеры. Игнимбриты кальдеры Большой Семячик перекрывают карымские игнимбриты и, в свою очередь, перекрываются узонскими игнимбритами.



Рис. 13. Обнажения игнимбритов, связанных с кальдерой Большой Семячик, на берегу Кроноцкого залива. Видно, что игнимбриты сnivelировали рельеф и образовали обширные, полого наклоненные к океану плато. Фото В.Л.Леонова.

Разрез семячикских игнимбритов состоит из серии пластов собственно игнимбритов, разделенных слоями пемзовых, озерных и ледниковых отложений (рис. 14). Отдельным пластам игнимбритов в (Гриб, Леонов, 1992) были присвоены индексы, на которые приводятся ссылки ниже.

К наиболее ранним относятся игнимбриты риолитового, риодацитового (72-73% SiO₂) состава (пласт I, а), которые встречаются в основании береговых обрывов. Характерной особенностью их является присутствие фенокристаллов кварца.

Риодацитовые игнимбриты перекрываются массивными игнимбритами андезитодацитового (63-64% SiO₂) состава с дисковидными фьямме (пласт I, б) и большим количеством пироксена. Тесная пространственная взаимосвязь их с кварцсодержащими игнимбритами позволяет относить эти породы к одному (первому) этапу игнимбритообразования. Ему предшествовало извержение риолитовых агломератовых туфов и умеренно спекшихся игнимбритов с кварцем и биотитом, которые встречаются на юге и западе Большесемячичского центра. Ими, вероятно, и начинался процесс кальдерообразования в этой структуре.

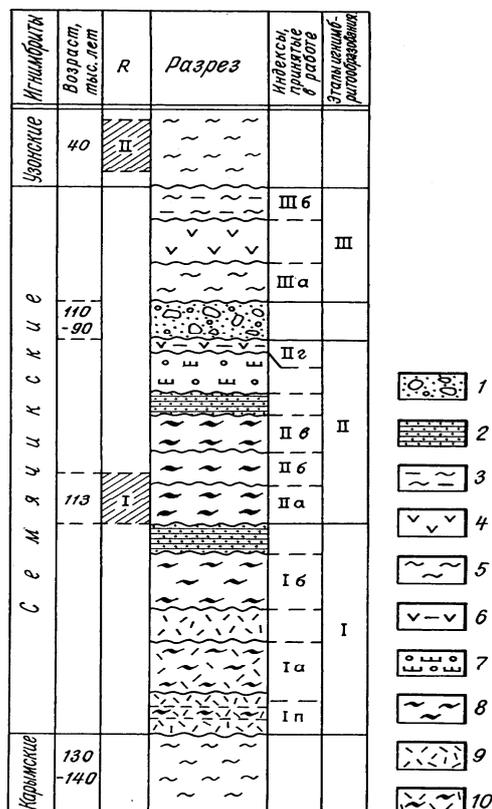


Рис. 14. Сводная стратиграфическая колонка игнимбритов, связанных с кальдерой Большой Семячик (по Гриб, Леонов, 1992, с уточнениями). 1 – ледниковые отложения (валунники, галечники); 2 – игнимбритоподобные породы андезитобазальтового состава; 3 – 8 – игнимбриты (3 – андезитового состава, 4 – андезитодацитового состава, 5 – дацитового состава, 6 – риодацитового состава, 7 – риолитового состава, 8 – нерасчлененные, изменяющиеся по составу от андезитодацитов до риолитов); 9 – слоистые пемзовые отложения (отложения пирокластических волн?); 10 – неспекшиеся пемзовые отложения; 11 – агломератовые шлаковые туфы; 12 – лавы андезитового, дацитового состава; R – зоны обратной полярности магнитного поля: I – Блейк (113 тыс. лет), II – Олби-Лашам (35-44 тыс. лет).

Следующий (второй) этап отличается поступлением на поверхность пирокластических отложений преимущественно риодацитового (69-71% SiO₂) состава. В отдельных разрезах они перекрывают игнимбриты пласта Iб андезитодацитового состава. Выделяется, по крайней мере, три пирокластических потока (пласты II, а, б, в), среди которых преобладают лавоподобные игнимбриты. Отмечается тенденция к снижению содержания кремнекислоты в последнем пирокластическом потоке. Второй этап заканчивается извержением игнимбритоподобных пород состава основного андезита, андезитобазальта (пласт II, г). Третий этап начался после первой фазы верхнеплейстоценового оледенения. Первые пирокластические потоки (пласт III, а) имели дацитовый состав (64-65%SiO₂). Вблизи восточного борта депрессии они сменяются игнимбритами андезитового (61-62%SiO₂) состава (пласт III, б). Последние отличаются значительной неоднородностью: наряду с фьямме дацитового состава, в них присутствуют развальцованные включения шлаков андезитобазальтового состава.

Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия. Игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной депрессией, образуют два поля – северное и южное (Рис. 11). Ввиду молодого возраста, пирокластические потоки слабо эродированы, что позволяет восстановить направления их перемещения. Отложения северного поля (СП) простираются от границ депрессии к северу и северо-западу на расстояние до 40 км и достигают берегов Кроноцкого озера. Игнимбриты южного поля (ЮП) расчленяются на несколько рукавов, которые скатились в верховья рек Левая и Правая Жупанова и достигли долины реки Новый Семячик,

распространившись от кальдеры на расстояние до 60 км. Обширный поток затек в кальдеру Большой Семячик, заполнив верхнюю часть долины реки Старый Семячик. Площадь распространения игнимбритов, связанных с Узон-Гейзерной ВТД, составляет 1700 км², мощность их меняется от 5 до 50 м. Узонские игнимбриты имеют в основном дацитовый состав, однако, в основании некоторых разрезов отмечены реоигнимбриты риодацитового состава. Вблизи северного и восточного бортов депрессии с игнимбритами ассоциируют агглютинаты андезитового состава, слагающие верхи разрезов.

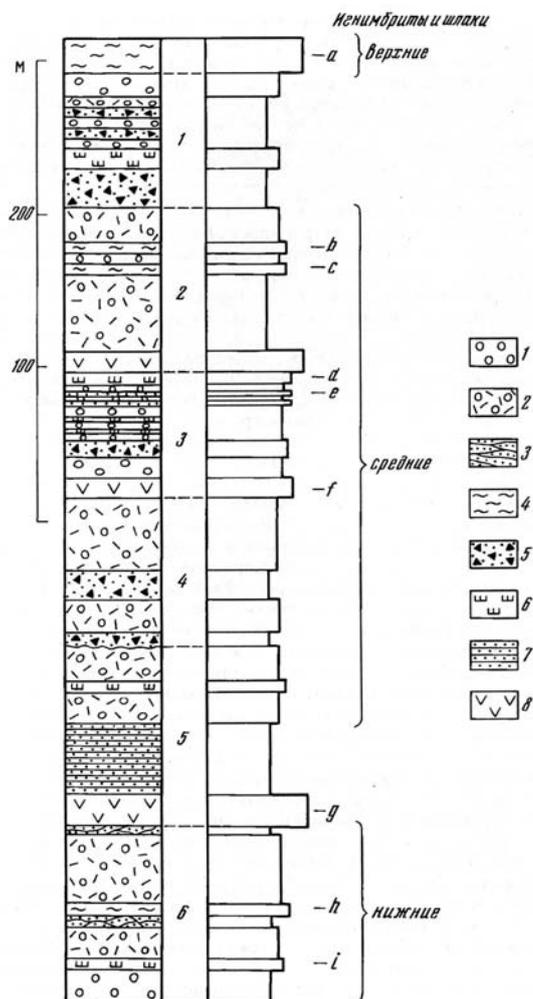


Рис.16. Стратиграфическая колонка отложений, вскрытых на юго-восточных склонах плато Широкое (Леонов, Гриб, 1998). Справа от колонки показана схема слоев, выделяющихся по плотности (b-i); 1-6 – части разреза, отличающиеся по составу отложений. 1 – пемзовые отложения, 2 – отложения пирокластических потоков, 3 – отложения пирокластических волн, 4 – игнимбриты, 5 – брекчии, 6 – шлаки, 7 – озерные отложения (туфопесчаники, туфоалевролиты), туфы, 8 – лавы.

Наиболее глубоко эродированы игнимбриты южного поля (ЮП). Их полные разрезы были описаны на юго-восточных склонах плато Широкого (рис.15). В составе этого комплекса, представленного мощной толщей пемзовых агломеративных туфов, вложенных в палеодолину, выделяются три пласта игнимбритов и маломощные слои в различной степени спекшихся шлаков андезитового и андезитобазальтового состава.

Игнимбриты северного поля (СП) эродированы слабо, подошва потоков нигде не вскрыта. Обычно выделяется два-три пласта слабо и умеренно спекшихся разностей, разделенных слоями не спекшихся пемзовых туфов.

Сравнительная петрография и минералогия

Породообразующие минералы в пирокластических отложениях рассмотренных кальдер представлены в основном одинаковым минеральным парагенезисом: плагиоклаз, орто- и клинопироксен, магнетит, ильменит.

Исключением являются пемзовые агломератовые и слабоспекшиеся туфы начальной фазы игнимбритообразующего извержения в кальдере Большой Семячик, где наряду с плагиоклазом присутствует кварц, а темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой (в последних порциях появляется ортопироксен). В андезитовых разностях семячских игнимбритов встречаются единичные неравновесные вкрапленники оливина, окруженные пироксеновой каймой. Наименьшее количество кристаллической фазы отмечено в пирокластике риодацитового состава (от 8-10 до 15-20%); в игнимбритах дацитового и андезитового составов степень кристалличности увеличивается до 28-30%.

Большой объем аналитического материала по составам игнимбритов, полученный на микроанализаторе "САМЕВАХ" (Институт вулканологии ДВО РАН), свидетельствует, что пирокластические отложения разных кальдер, кальдерообразующих этапов и отдельных пирокластических потоков отличаются между собой составом вкрапленников и остаточных стекол (Рис. 16; табл. 5-10). Детальное описание минералогических особенностей игнимбритов отдельных кальдер приводилось нами в предыдущих работах (Гриб, Леонов, 1992, 1993; Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000). Здесь будет дан их сравнительный анализ.

П л а г и о к л а з преобладает во всех типах игнимбритов. Фенокристаллы (0,8-1,5 мм) и микровкрапленники (100-350 мкм) не отличаются заметно по составу. Они обычно не зональны или слабо зональны, часто сохраняют первичные кристаллографические очертания. Процент обломочных кристаллов незначителен; доля их увеличивается в разностях игнимбритов с эвтакситовыми текстурами и минимальна в реоигнимбритах и лавоподобных разностях.

Состав плагиоклаза определяется, в основном, составом расплава, не отличаясь значимо в игнимбритах разных кальдер, но близких по содержанию кремнекислоты. Для начальных этапов игнимбритообразующих извержений характерно унимодальное распределение составов этого минерала; в последующих, более основных порциях пирокластических потоков - би- и полимодальное, с широким диапазоном составов (Рис.16, табл. 5).

В игнимбритах риолитового и риодацитового состава вкрапленники представлены преимущественно андезином (An 30-40), дацитового - андезин - лабрадором (An 45-58).

В разрезах игнимбритов кальдер Стены-Соболиного, отличающихся значительной мощностью, были проанализированы пробы из верхней и нижней частей разреза. Оказалось, что в первом и втором пирокластических потоках при сравнительно однородном валовом химическом составе (низкокремнистые дациты) и узком диапазоне составов вкрапленников в нижней части разрезов преобладает андезин, а в верхней - лабрадор (Рис.16,в).

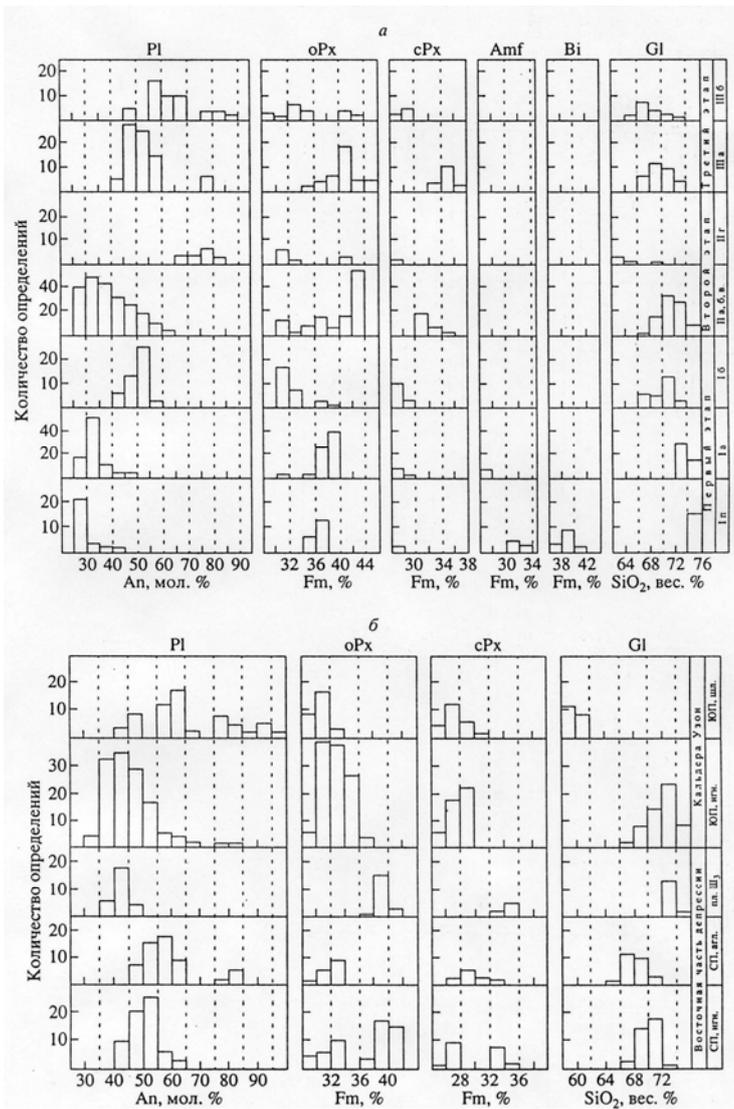


Рис.16. Распределение составов фенокристаллов и остаточных стекол в пирокластических отложениях, связанных с кальдерой Большой Семячик (а), Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессией (б), кальдерами Стены-Соболиного (в). Pl – плагиоклаз; oPx – ортопироксен; cPx – клинопироксен; Amf – амфибол; Bi – биотит; Gl – остаточное стекло; An – аноритовый минал в плагиоклазах, мол. %; Fm – степень железистости феррических минералов, ат.%. Индексы пирокластических потоков см. в тексте.

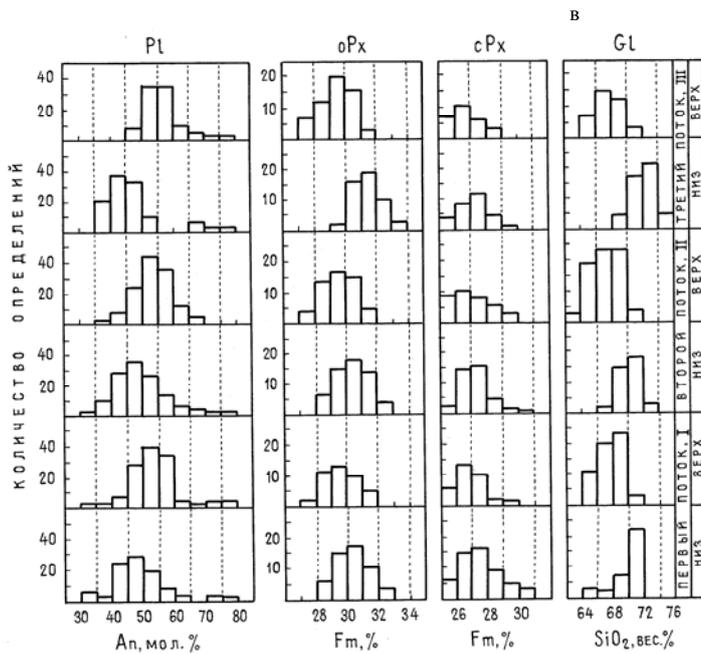


Рис.16. Окончание.

В игнимбритах андезитового состава с полимодальным распределением составов плагиоклаза, большая часть фенокристаллов представлена лабрадор-битовнитом (An 55-65), однако, наряду с этим присутствуют как более кислые, так и более основные разновидности этого минерала. Высококальциевые составы (An 70-90) фиксируются в ядрах и промежуточных зонах фенокристаллов, реже в виде вкрапленников и микролитов.

Пироксен в игнимбритах является главным темноцветным минералом и представлен ромбической и моноклинной разновидностью. Распределен он в пирокластических потоках крайне неравномерно, увеличиваясь от 0,5-1,5% в риодацитах до 2,5-3,0% в дацитах; часто встречается в ассоциации с плагиоклазом и титаномагнетитом. Ортопироксен (гиперстен) отличается значительными вариациями железистости (рис. 16, 17; табл. 6). Наиболее широкий диапазон железистости (28-47) отмечен в пироксенах игнимбритов кальдеры Большой Семячик (Гриб, Леонов, 1992; Леонов, Гриб, 1998). На протяжении каждого этапа происходит смена железистого пироксена в риодацитах и дацитах, которыми начинались игнимбритообразующие извержения, магнезиально-железистыми и магнезиальными членами - в андезитах завершающих стадий. Если в сравнительно низкокремнистых игнимбритах каждого из трех игнимбритообразующих этапов железистость гиперстенов имеет близкие значения (28-34) (что характерно и для других кальдер), то в высококремнистых отложениях она возрастает по мере формирования структуры.

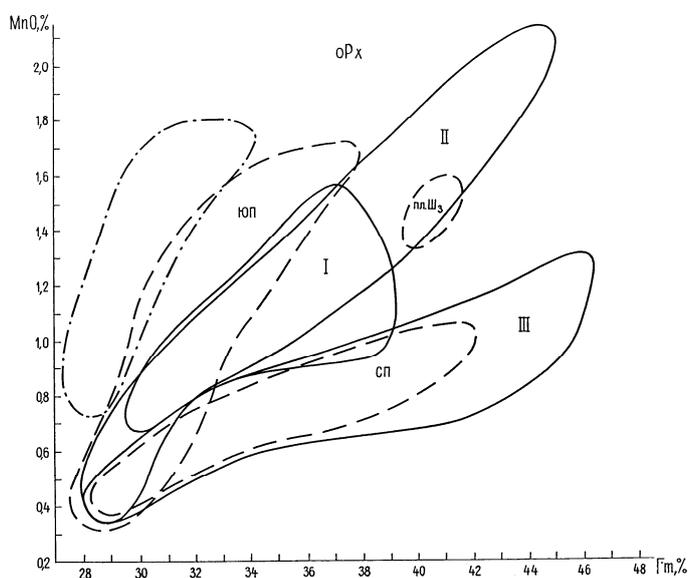


Рис.17. Зависимость степень железистости – концентрация марганца в ортопироксенах пирокластических отложений. Овалами очерчены ареалы распределения полей фигуративных точек. Сплошной линией – ареалы распределения полей фигуративных точек пироксенов пирокластических отложений кальдеры Большой Семячик (римские цифры – этапы кальдерообразования). Пунктирной линией – ареалы распределения полей фигуративных точек пироксенов пирокластических отложений Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии (ЮП и СП – пирокластические потоки, расположенные к югу и северу от депрессии, пл.Ш₃ – наиболее молодой пирокластический поток риодацитового состава, вскрывающийся на юго-восточном борту депрессии). Штрих-пунктирной линией – ареалы распределения полей фигуративных точек пироксенов пирокластических отложений кальдер Стены-Соболиного.

Степень железистости ортопироксенов Узон-Гейзерной депрессии варьирует в более узком диапазоне (28-41). При этом пироксены пирокластических отложений, развитых к югу и северу от депрессии, значительно отличаются по этому показателю, который составляет, соответственно, 31-34 и 38-41 (Гриб, Леонов, 1993; Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000). Пироксен из агглютинатов и спекшихся шлаков в разрезах узонских игнимбритов представлен магнезиальным гиперстеном и железистым бронзитом (28-30). Необходимо отметить, что редкие вкрапленники магнезиальных пироксенов встречаются и в игнимбритах.

Таблица 5.

Представительные анализы плагиоклазов (мас.%)

Компонент	Кальдеры Стены-Соболиного			Узон-Гейзерная депрессия					
				ЮП игн.	ЮП шл.		СП игн.	СП агл.	пл.Ш ₃
SiO ₂	56,07	55,22	57,79	55,68	53,17	45,59	55,41	53,24	58,20
Al ₂ O ₃	27,42	26,93	25,86	27,06	29,42	34,89	28,28	28,93	25,40
FeO	0,57	0,70	0,55	0,56	0,51	0,31	0,71	0,68	0,26

CaO	11,19	10,62	8,25	10,17	12,55	18,60	11,31	11,87	7,92
Na ₂ O	4,45	5,64	5,73	6,35	3,60	0,68	4,66	4,40	6,45
K ₂ O	0,33	0,24	0,34	0,15	0,04	0,00	0,18	0,17	0,23
Сумма	100,03	99,35	98,47	99,97	99,32	100,08	100,58	99,69	98,46
An	56,98	50,31	43,37	46,59	65,67	93,76	56,67	59,22	38,85
Ab	41,01	48,32	54,47	52,62	34,10	6,24	42,24	39,72	58,79
Or	2,01	1,37	2,16	0,79	0,24	0,00	1,09	1,06	1,37

Кальдера Большой Семьячик

	І п	І а	І б	І а, б, в		ІІ г	ІІІ а	ІІІ б	
SiO ₂	60,59	60,54	55,41	56,76	55,78	48,65	53,88	53,76	46,49
Al ₂ O ₃	23,42	24,76	28,64	27,13	26,73	32,55	28,66	29,23	34,42
FeO	0,15	0,01	0,60	0,26	0,45	0,64	0,58	0,71	0,66
CaO	5,31	7,04	10,81	8,33	9,82	15,06	11,15	11,33	17,33
Na ₂ O	8,90	7,12	4,84	6,70	6,20	2,67	5,10	4,36	1,45
K ₂ O	0,61	0,50	0,16	0,24	0,16	0,05	0,19	0,16	0,00
Сумма	99,07	99,82	100,56	99,94	99,15	99,63	99,62	99,64	100,35
An	23,98	34,33	54,74	41,56	46,25	75,51	54,09	58,37	86,84
Ab	72,71	62,79	44,30	57,08	52,84	24,19	44,80	40,63	13,16
Or	3,31	2,88	0,96	1,36	0,91	0,31	1,11	1,00	0,00

Примечание: FeO – суммарное железо; остальные условные обозначения см. табл. 4.

Наиболее низкой железистостью (28-31) отличаются ортопироксены игнимбритов, связанных с кальдерами Стены-Соболиного в Карымском вулканическом центре. В сравнительно однородных андезитодацитовых пирокластических потоках сохраняется тенденция изменения состава минералов-вкрапленников по разрезу, отмеченная ранее для вкрапленников плагиоклаза: в основании разрезов преобладают более железистые гиперстены, а вверх по разрезу возрастает доля кристаллов с повышенной магниальностью. Эти различия в степени железистости пироксенов более выражены в последнем пирокластическом потоке, где в основании выделяется слой игнимбритов риодацитового состава.

Таблица 6.

Представительные анализы ортопироксенов (мас.%)

Компонент	Кальдеры Стены-Соболиного			Узон-Гейзерная депрессия				
	ЮП игн	ЮП шл	СП игн	СП агл	пл.Ш ₃			
SiO ₂	53,92	54,62	53,94	54,15	53,89	53,26	53,43	53,22
TiO ₂	0,27	0,36	0,24	0,17	0,41	0,27	0,23	0,17
Al ₂ O ₃	1,06	1,10	0,47	0,54	1,73	0,55	0,63	0,35
FeO	17,43	17,88	18,66	19,39	17,48	22,55	20,24	22,96
MnO	0,98	1,17	1,50	1,30	0,43	0,95	0,83	1,55
MgO	24,14	24,05	23,63	22,58	23,90	20,86	22,34	19,75
CaO	1,52	1,66	1,28	1,46	1,90	1,77	1,70	1,52
Сумма	99,40	100,89	99,79	99,59	99,63	100,26	99,41	99,51
Wo	3,13	3,39	2,63	3,05	3,90	3,66	3,94	3,23
En	68,94	68,17	67,48	65,43	68,14	59,97	63,99	58,57
Fs	27,93	28,44	29,89	31,53	27,96	36,37	32,52	38,20
Fm	28,84	29,44	30,69	32,52	29,10	37,75	33,70	39,48

Кальдера Большой Семьячик

	І п	І а	І б	ІІ а,б	ІІ в	ІІ г	ІІІ а	ІІІ б
SiO ₂	52,96	53,25	54,43	51,26	51,99	52,79	51,11	53,68
TiO ₂	0,10	0,08	0,22	0,07	0,16	0,26	0,22	0,10
Al ₂ O ₃	0,30	0,38	0,63	0,23	0,44	1,09	0,42	0,61
FeO	22,36	23,05	19,91	25,44	23,43	18,37	26,53	20,05
MnO	1,48	0,94	0,80	2,00	1,46	0,49	1,21	0,44
MgO	21,26	22,21	23,36	18,68	19,60	23,80	17,52	24,02
CaO	1,09	1,03	1,48	1,27	1,46	1,70	1,75	1,40
Сумма	99,56	99,96	100,82	98,97	98,65	98,51	98,76	100,31
Wo	2,27	2,12	2,98	2,69	3,10	3,45	3,75	2,77
En	61,46	60,81	65,63	55,17	58,00	67,38	52,04	66,21
Fs	36,27	37,08	31,39	42,15	38,90	29,17	44,22	31,02
Fm	37,11	37,88	32,35	43,31	40,14	30,21	45,94	31,90

Примечание: условные обозначения см. табл. 4, 5.

Клинопироксен в игнимбритах представлен авгитом. В нем сохраняется отмеченное ранее для ортопироксенов соотношение железистости во вкрапленниках разных кальдерных комплексов и кальдерообразующих этапов (Рис.16,в; табл. 7).

В авгитах семячских игнимбритов диапазон железистости наиболее широк (27-42), достигая самых высоких значений в риодацитах и дацитах в начале второго и третьего этапов. В клинопироксенах узонских и карымских игнимбритов степень железистости ниже и находится в пределах, соответственно, 27-36 и 26-30.

Таблица 7.

Представительные анализы клинопироксенов (мас.%)

Компонент	Кальдеры Стены-Соболиного			Узон-Гейзерная депрессия			
				ЮП игн.	ЮП шл.	СП игн.	СП агл.
SiO ₂	52,01	52,38	52,56	53,21	53,22	51,86	51,88
TiO ₂	0,60	0,54	0,45	0,17	0,43	0,37	0,44
Al ₂ O ₃	2,40	1,72	1,24	0,79	1,34	1,08	1,70
FeO	9,91	9,54	9,00	9,77	8,56	12,44	10,54
MnO	0,26	0,53	0,67	0,65	0,37	0,64	0,33
MgO	14,76	14,99	14,63	13,77	14,78	13,04	14,70
CaO	19,32	20,39	20,61	20,38	20,84	19,15	19,86
Na ₂ O	0,39	0,06	0,23	0,32	0,20	0,10	0,19
K ₂ O	0,08	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,73	100,15	99,44	99,06	99,75	98,67	99,67
Wo	40,60	41,87	42,95	43,20	43,35	40,75	40,92
En	43,15	42,83	42,42	40,60	42,76	38,59	42,14
Fs	16,25	15,30	14,63	16,17	13,89	20,66	16,94
Fm	27,35	26,31	25,62	28,48	24,51	34,87	28,94
	Кальдера Большой Семячик						
	И п	И а	И б	II а,б,в	II г	III а	III б
SiO ₂	53,56	52,95	51,79	52,97	52,39	51,91	52,44
TiO ₂	0,15	0,13	0,43	0,28	0,31	0,46	0,38
Al ₂ O ₃	0,75	0,58	1,64	0,97	1,26	1,19	1,35
FeO	8,99	9,44	9,82	11,18	9,72	12,74	9,89
MnO	0,62	0,44	0,39	0,84	0,34	0,65	0,43
MgO	13,64	14,05	14,39	13,98	13,96	13,77	14,01
CaO	21,47	21,63	20,15	19,69	20,47	18,89	20,21
Na ₂ O	0,38	0,27	0,30	0,30	0,29	0,28	0,20
K ₂ O	0,02	0,08	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Сумма	99,57	99,58	98,95	100,15	98,76	99,89	98,90
Wo	45,22	44,55	42,13	41,15	39,37	39,37	42,62
En	40,00	40,27	41,86	40,63	40,90	39,92	41,11
Fs	14,78	15,18	16,02	18,21	15,99	20,72	16,27
Fm	27,00	27,38	27,68	30,90	28,10	34,17	28,36

Примечание: условные обозначения см. табл. 4, 5.

Из малых элементов в пироксенах наибольший интерес представляет распределение марганца. Отмечена прямая зависимость содержания этого компонента от валового химического состава игнимбритов (Гриб, Леонов, 1992). Оно варьирует в пределах 1,3-2,0% MnO в риодацитах, 1,2-0,8% - в дацитах и 0,7-0,4% - в андезитах и андезитобазальтах пирокластических отложений кальдерных комплексов. В игнимбритах кальдер Стены-Соболиного, пироксены из разных частей разреза, незначительно отличаясь степенью железистости, существенно различаются концентрацией марганца. Она выше в более железистых пироксенах из игнимбритов в основании разрезов.

В клинопироксенах концентрация марганца ниже, тем не менее, так же прослеживается изменение ее в зависимости от состава игнимбритов, а именно, от 0,7-1,0% в риодацитах до 0,27% в андезитобазальтах.

Зависимость между железистостью и концентрацией марганца в ортопироксенах использовалась нами в качестве значимого корреляционного признака при расчленении пирокластических потоков (Гриб, Леонов, 1992; Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000). На диаграмме Fm-MnO выделяются обособленные поля, в которые группируются фигуративные точки пироксенов отдельных кальдер, кальдерообразующих этапов и пирокластических потоков (Рис. 17).

На основе этой зависимости были "привязаны" отдельно расположенные фрагменты пирокластических потоков разных этапов развития кальдеры Большой Семячик (Гриб, Леонов, 1992). Для игнимбритов, связанных с Узон-Гейзерной депрессией, было установлено, что основной их объем связан с западной частью депрессии - кальдерой Узон. К ним относятся два пирокластических потока (вскрытых в разрезах плато Широкого), скатившихся в южном направлении: один - по долине реки Новый Семячик, другой - в верховья реки Правая Жупанова (Леонов, Гриб, 1998). Детальные исследования последних лет показали, что слабоспекшиеся игнимбриты распространены к северу от депрессии (верхи разреза), возможно, также связаны с кальдерой Узон. Ортопироксены в них отличаются низкой железистостью и высокой концентрацией марганца. Вниз по разрезу эти показатели резко меняются: возрастает железистость пироксенов и снижается содержание марганца в них. Это позволяет сделать предположение, что с восточной

частью депрессии связан, очевидно, небольшой объем более ранних порций пирокластических отложений, распространившихся в северном направлении. Повышенной железистостью отличаются также пироксены наиболее молодого пирокластического потока риодацитового состава (пл. Ш₃), бронирующего плато Широкое и примыкающего непосредственно к юго-восточному борту депрессии.

А м ф и б о л является редким минералом в игнимбритах. В виде единичных вкрапленников он присутствует в пемзовых агломератовых туфах, в разрезах пирокластике, связанной с Узон-Гейзерной ВТД. В семьячских игнимбритах амфибол встречается в умеренно спекшихся пемзовых туфах первого этапа (до 1,0%), где он кристаллизуется совместно с биотитом и представлен обыкновенной роговой обманкой с железистостью порядка 31-33 и низкой (5-6%) глиноземистостью (табл. 8, Рис.16,а).

Б и о т и т развит, как уже было отмечено выше, только в пемзовых и слабоспекшихся туфах, которые извергались в начальный этап формирования кальдеры Большой Семьячик. Количество биотита меняется от 2-3% в пемзовых агломератовых туфах до 1,0% в умеренно спекшихся разностях.

Таблица 8.

Представительные составы биотита и амфибола из игнимбритов (мас.%)

Минерал, поток	Компонент											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сум-ма	Fm
Bi, I п	39,42	5,41	14,00	14,68	0,23	13,26	0,11	0,10	8,59	4,08	99,92	38,5
Amf, I п	49,50	3,07	5,64	12,85	1,01	14,67	10,77	1,45	0,25	2,04	98,33	33,0
Amf, ЮП	48,60	0,89	5,42	12,55	0,45	15,87	10,70	2,03	0,80	2,01	99,08	31,0

Примечание: Bi – биотит, Amf – амфибол; остальные условные обозначения см. табл. 4, 5.

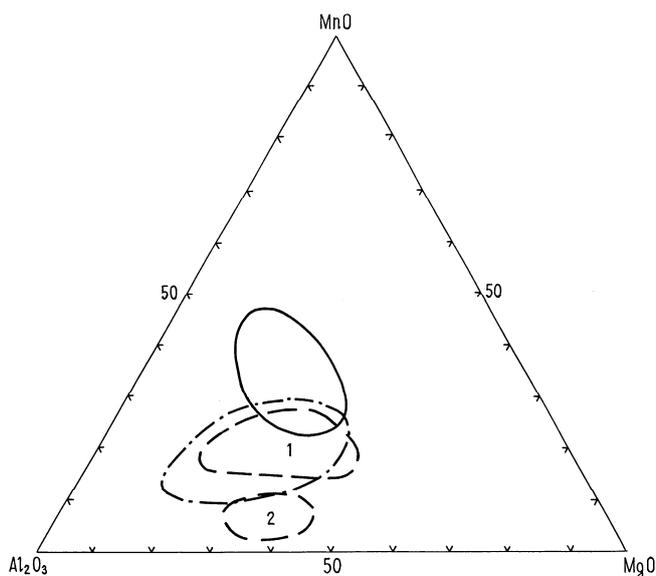


Рис. 18. Соотношение Al₂O₃-MnO-MgO в титаномagnetитах (вкрапленниках и кристаллических включениях) из пирокластических отложений. Ареалы распределения полей фигуративных точек см. на Рис.. 1 – ареал распределения титаномagnetитов в игнимбритах; 2 – то же в агглютинатах и спекшихся шлаках.

Состав минерала довольно однородный: железистость колеблется в пределах 37-41% (среднее 38.5%), содержание калия - 8-9%, титана - 3-4% (Рис., табл. 8). Биотит и роговая обманка образуют иногда сростания с плагиоклазом, в то время как редкие вкрапленники ортопироксена в более поздних порциях пемзовых туфов контактируют только со стеклом основной массы.

Р у д н ы е м и н е р а л ы представлены в основном титаномagnetитом, в меньшей степени ильменитом. Они кристаллизуются одновременно с темноцветными минералами и образуют в них включения. Титаномagnetит часто содержит фигуры распада, однако, наряду с этим, встречаются и однородные зерна, особенно в слабоспекшихся разностях игнимбритов. Концентрация титана во вкрапленниках варьирует от 8 до 12% и мало зависит от состава пород (табл. 9). Исключением являются титаномagnetиты из риолитовых пемз плинианской фазы кальдеры Большой Семьячик, которые отличаются низкой титанистостью (4-7%). Это связано, по-видимому, с близкой во времени кристаллизацией содержащих титан биотита и ильменита.

Таблица 9.

Представительные анализы пар железо-титанистых окислов (мас. %), оценка температур кристаллизации и летучести кислорода

Компонент	Кальдеры Стены-Соболиного		Узон-Гейзерная депрессия							
			ЮП игн		ЮП игн		ЮП игн		пл.ШЗ	
TiO ₂	11,04	42,04	12,30	44,13	11,33	42,98	12,12	42,24	12,05	46,75
Al ₂ O ₃	1,93	0,00	2,28	0,35	2,20	0,41	2,25	0,24	1,54	0,05
Fe ₂ O ₃	45,04	20,47	44,04	17,41	44,46	20,12	43,23	21,38	43,66	10,78
FeO	39,96	34,11	39,27	35,64	39,19	33,55	39,39	32,25	40,69	39,18
MgO	1,09	1,64	1,96	2,07	2,10	2,98	2,16	3,22	0,45	0,91
MnO	0,44	0,73	0,80	0,43	0,89	0,96	0,83	0,72	0,89	1,25
T°C	935,7		885,8		933,9		965,8		817,7	
fO ₂	10,7		11,8		10,5		10,0		13,5	
Кальдера Большой Семячик										
Компонент	I п		I а		I б		II а		III а	
TiO ₂	7,61	41,47	9,64	44,35	10,17	42,37	12,58	45,20	11,17	42,92
Al ₂ O ₃	1,33	0,22	0,69	0,03	1,11	0,00	0,76	0,04	0,82	0,06
Fe ₂ O ₃	52,33	21,22	50,11	16,48	50,06	19,50	44,80	15,60	48,42	20,31
FeO	36,74	34,92	38,45	36,43	37,89	34,33	39,40	34,79	38,42	31,34
MgO	0,37	0,78	0,67	1,27	0,88	1,39	1,43	2,52	0,88	2,81
MnO	0,75	1,07	0,75	1,19	0,60	1,20	1,27	1,34	0,82	1,31
T°C	858		811,7		869,7		839,8		882	
fO ₂	11,6		12,9		11,7		12,6		11,5	

Примечание. Первый анализ в паре – титано-магнетит, второй – ильменит; остальные условные обозначения см. табл. 4.

На Рис.18 показано соотношение Al₂O₃ - MnO - MgO в титаномагнетитах (вкрапленники и кристаллические включения) из игнимбритов разных кальдер. Фигуративные точки этого минерала (как и пироксенов) образуют совокупности, характерные для отдельных кальдер, что может также рассматриваться как корреляционный признак (Леонов и др., 2000). Прежде всего, обращает внимание влияние состава игнимбритов на перераспределение элементов.

С ростом кремнекислотности игнимбритов во вкрапленниках титаномагнетитов уменьшается содержание глинозема, магния и увеличивается концентрация марганца. Наиболее высокое содержание последнего (до 1,3%) отмечено во вкрапленниках рудного минерала из игнимбритов Iп и Iа кальдер Большой Семячки. От риолитов к дацитам в магнетитах этой структуры возрастает относительное содержание магния и понижается - марганца. В игнимбритах кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной более определяющими параметрами являются глинозemosность и магнизиальность титаномагнетитов. Вкрапленники и кристаллические включения в низкокремнистых игнимбритах отличаются повышенной глинозemosностью (1,5-3,0%). При увеличении кремнекислотности пирокластических отложений она резко снижается в титаномагнетитах при умеренном возрастании марганца.

Вкрапленники рудного минерала из агглютинатов и спекшихся шлаков андезитового и андезитобазальтового составов в разрезах узонских игнимбритов характеризуются умеренным содержанием глинозема и магния и самыми низкими концентрациями марганца.

Ильменит является относительно редким минералом в игнимбритах. Концентрация титана изменяется от 43 до 45% (табл. 9). Обращает внимание повышенное содержание ильменита в виде кристаллических включений в пироксене из поздних слабоспекшихся игнимбритов, связанных с кальдерой Узон (южное поле). В таких пироксенах, наряду с рудными минералами, встречаются редкие включения сульфидов (пирротин).

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы представлены апатитом и цирконом. Апатит обычно встречается в виде кристаллических включений в рудных и магнизиально-железистых минералах и только в дацитовых игнимбритах третьего этапа кальдеры Большой Семячки он образует самостоятельные микровкрапленники в основной массе. Циркон очень редок. Он образует кристаллические включения в биотитах и, в меньшей степени, в амфиболах из пемзовых туфов Iп.

О с т а т о ч н ы е с т е к л а в игнимбритах представлены микрофьямме и пепловыми частичками. Состав их меняется от 60 до 76% SiO₂ и, в основном, определяется валовым составом игнимбритов. При этом часто отмечается их неоднородность, выраженная в присутствии фрагментов стекол разного состава (Рис., табл. 10). Особенно это характерно для карымских игнимбритов.

Таблица 10.

Представительные анализы остаточных стекол игнимбритов (мас.%)

Пиро-кластические потоки	Компонент								Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
I	Кальдеры Стены-Соболиного								
	68,62	0,75	14,59	3,64	0,83	2,30	4,45	4,32	99,50
II	66,36	0,72	15,01	3,75	1,03	2,27	2,89	6,64	98,67
	68,90	0,82	14,60	4,16	0,73	2,49	4,83	3,23	99,76

Ш в	66,09	0,82	14,83	4,38	1,15	2,91	3,39	6,22	99,79
	69,31	0,80	13,80	4,61	0,60	2,50	5,81	2,61	100,04
	65,43	1,01	14,99	4,75	1,34	3,54	3,37	4,81	99,24
Ш н	71,52	0,50	13,63	2,86	0,44	1,59	4,07	3,48	98,09
	Кальдера Большой Семячик								
И п	76,34	0,00	11,60	0,30	0,00	0,27	3,00	6,03	97,54
И а	74,80	0,00	12,03	0,52	0,05	0,36	3,10	5,35	96,98
И б	72,01	0,51	12,80	2,30	0,75	2,28	3,40	4,75	99,50
П а	74,70	0,01	12,40	0,37	0,00	0,44	5,83	3,35	97,10
П б	74,87	0,18	12,23	0,94	0,14	0,68	4,22	4,54	97,77
П в	73,89	0,33	13,50	2,10	0,26	1,38	4,58	2,54	98,58
П г	59,50	1,01	15,08	8,29	2,94	6,70	4,00	1,42	98,98
Ш а	71,83	0,52	13,68	3,58	0,41	2,43	4,50	2,77	99,72
Ш б	67,70	0,65	14,63	5,08	1,46	3,23	5,02	1,69	99,46
Узон-Гейзерная депрессия									
ЮП игн	72,12	0,50	13,82	2,27	0,52	1,68	2,51	5,44	98,86
	70,09	0,86	13,84	2,96	0,75	2,61	4,06	2,90	98,32
ЮП шл	60,82	1,05	15,63	8,71	2,24	5,63	3,70	2,33	100,11
СП игн	71,06	0,63	13,87	3,94	0,60	1,80	2,60	3,30	97,80
	70,30	0,74	13,62	3,87	0,64	2,14	4,22	3,71	99,24
СП агл пл.ШЗ	68,40	0,78	14,35	4,52	0,94	2,43	4,56	3,28	99,26
	72,92	0,38	13,52	2,57	0,33	1,71	4,99	2,62	99,04

Примечание: условные обозначения см. табл. 4, 5; два анализа означают две разности остаточных стекол.

Наиболее стабильными компонентами в стеклах игнимбритов являются железо, алюминий, магний, титан. Соотношение щелочей в них вследствие процессов девитрификации существенно меняется. Высококремнистые (77-76% SiO₂) остаточные стекла отмечены в игнимбритах Ип и Иа кальдеры Большой Семячик. Они отличаются наиболее низкими (до 1%) концентрациями перечисленных выше стабильных элементов. С понижением кремнекислотности игнимбритов в остаточных стеклах повышается глиноземистость и содержания железа, магния, кальция и титана. Отмечены отличия в распределении ряда элементов в остаточных стеклах отдельных кальдер. Прежде всего, это касается железа. Так, среди низкокремнистых риодацитовых стекол из игнимбритов дацитового состава максимальные значения суммарного железа (3-5%) наблюдаются в остаточных стеклах семячских игнимбритов Ш а и узонских игнимбритов в основании разрезов северного поля.

Повышенная железистость стекол согласуется с высокой железистостью вкрапленников пироксена из этих игнимбритов. В спекшихся шлаках андезитобазальтового состава остаточные стекла имеют андезитовый состав (60-64% SiO₂), а концентрация железа, магния и титана в них достигает, соответственно, 6,0, 2,0 и 1,0%.

Физико-химические условия кристаллизации игнимбрито-образующих расплавов

Температура игнимбритообразующих расплавов и окислительно-восстановительные условия. Температура магматических расплавов оценивалась с помощью магнетит-ильменитового геотермометра (Chiorso, Carmichael, 1981). Согласно времени выделения рудных минералов, эти температуры наиболее реально отражают температурный режим в преруптивной магматической камере. Mt - Ilm геотермометр позволяет определять и фугитивность кислорода.

Для пемзовых агломератовых туфов I п, которыми начинался процесс кальдерообразования в структуре Большого Семячика (табл. 4), температура оценивалась по магнетит-ильменитовым парам в ортопироксене, встречающемся в ассоциации с биотитом и амфиболом в более поздних порциях пемзовых туфов. Она составила 845-860°C при фугитивности кислорода почти на два порядка выше буфера NNO (Рис. 19, а, табл. 11).

В биотите не было обнаружено пар железо-титанистых окислов. Однако, зная железистость биотита (в среднем - 38,5%) и примерное расположение минеральной ассоциации в пемзовых туфах относительно буфера NNO, можно по диаграмме Д.Р.Уонза и Х.П.Эйгстера (Wones, Eugster, 1965) приблизительно оценить температуру кристаллизации биотита, которая является функцией соотношения железа и магния в минерале (Рис. 9, б). Она составляет ~800°C при активности кислорода -12,4, что, очевидно, наиболее приближено к температуре и окислительно-восстановительной обстановке игнимбритообразующего расплава на преруптивной стадии.

Магнетит-ильменитовые пары (вкрапленники) в кварцсодержащих риолитовых игнимбритах пласта Ia дают температуры в интервале 812-820°C, а в андезитодацитовых игнимбритах пласта Ib - 860-870°C. При этом фугитивность кислорода снижается и становится на порядок выше буфера NNO. Фигуративные точки магнетит-ильменитовых пар из игнимбритов второго (риодациты) и третьего (дациты, андезиты) этапов образуют компактные группы, располагающиеся вдоль линии, отвечающей буферу NNO, а рассчитанные температуры составляют соответственно 825-850°C и 910-935°C.

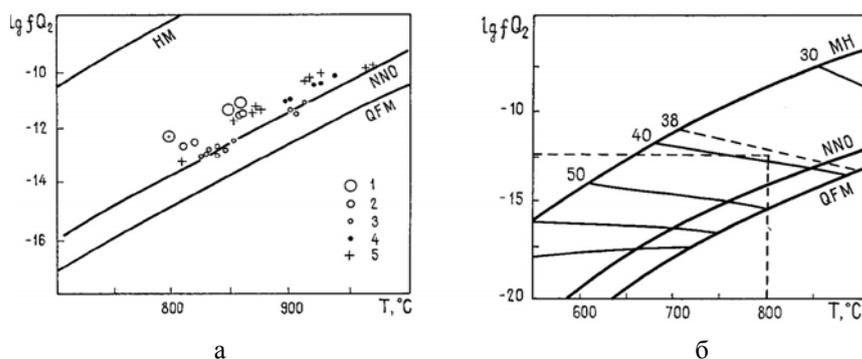


Рис. 19. Фугитивность кислорода и температура кристаллизации, рассчитанные для: а – железо-титанистых окислов в пирокластических отложениях (по Chiorso, Carmichael, 1981), б – вкрапленников биотита из пемзовых туфов плинианской фазы (I п) кальдеры Большой Семячик (по Wones, Eugster, 1965). Условные обозначения: 1-3 - игнимбриты кальдеры Большой Семячик: 1-2 - первый этап игнимбритообразования (1- пемзовые туфы Iп плинианской фазы, 2 – игнимбриты Ia и Ib), 3 – игнимбриты второго (II а, б, в) и третьего (III а, б) этапов игнимбритообразования); 4 – игнимбриты кальдер Стены-Соболиного; 5 – игнимбриты Узон-Гейзерной депрессии. Большой кружок с точкой в центре – fO_2 и T , °C, рассчитанные по биотиту.

Активность кислорода в игнимбритообразующих расплавах кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной согласно расположению точек пар железо-титанистых окислов на диаграмме $\text{Log } fO_2 - T$ °C на порядок выше буфера NNO и сопоставима с таковой в игнимбритах пластов Ia и Ib кальдеры Большой Семячик. При этом для узонских игнимбритов она несколько выше, чем для карымских. Точки пар окисных минералов в карымских игнимбритах образуют непрерывный ряд в области высоких температур (900-940°C).

Для отложений Узон-Гейзерной депрессии температуры по магнетит-ильменитовым парам получены преимущественно для игнимбритов, развитых к югу от кальдеры Узон (Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000). Они образуют три обособленные группы в интервалах 850-870°C, 910-930°C и 960-965°C (Рис. 19, а). Наиболее высокотемпературные вкрапленники кристаллизуются при более низкой активности кислорода в расплаве. В игнимбритах, связанных с восточной частью депрессии, пар железо-титанистых окислов не встречено. Исключение составляют наиболее молодые спекшиеся туфы риодацитового состава, образующие самый верхний пласт (пл. Ш₃) игнимбритов в разрезе плато Широкое, которые предположительно связаны с восточной частью депрессии (Леонов, Гриб, 1998). Магнетит-ильменитовая пара микровкрапленников в пепловой основной массе туфов кристаллизовалась при температуре ~820°C и низкой активности кислорода.

Компонент	Кальдеры Стены-Соболиного		Узон-Гейзерная депрессия							
			ЮП игн		ЮП игн		ЮП игн		пл.Ш ₃	
TiO ₂	11,04	42,04	12,30	44,13	11,33	42,98	12,12	42,24	12,05	46,75
Al ₂ O ₃	1,93	0,00	2,28	0,35	2,20	0,41	2,25	0,24	1,54	0,05
Fe ₂ O ₃	45,04	20,47	44,04	17,41	44,46	20,12	43,23	21,38	43,66	10,78
FeO	39,96	34,11	39,27	35,64	39,19	33,55	39,39	32,25	40,69	39,18
MgO	1,09	1,64	1,96	2,07	2,10	2,98	2,16	3,22	0,45	0,91
MnO	0,44	0,73	0,80	0,43	0,89	0,96	0,83	0,72	0,89	1,25
T°C	935,7		885,8		933,9		965,8		817,7	
fO ₂	10,7		11,8		10,5		10,0		13,5	
Кальдера Большой Семячик										
	I п		I а		I б		II а		III а	
TiO ₂	7,61	41,47	9,64	44,35	10,17	42,37	12,58	45,20	11,17	42,92
Al ₂ O ₃	1,33	0,22	0,69	0,03	1,11	0,00	0,76	0,04	0,82	0,06
Fe ₂ O ₃	52,33	21,22	50,11	16,48	50,06	19,50	44,80	15,60	48,42	20,31
FeO	36,74	34,92	38,45	36,43	37,89	34,33	39,40	34,79	38,42	31,34
MgO	0,37	0,78	0,67	1,27	0,88	1,39	1,43	2,52	0,88	2,81
MnO	0,75	1,07	0,75	1,19	0,60	1,20	1,27	1,34	0,82	1,31
T°C	858		811,7		869,7		839,8		882	
fO ₂	11,6		12,9		11,7		12,6		11,5	

Примечание. Первый анализ в паре – титано-магнетит, второй – ильменит; остальные условные обозначения см. табл. 4.

Давление водяного пара и содержание воды в игнимбритообразующих расплавах. Определенную информацию о водосодержании расплава несут ассоциации минералов-вкрапленников в вулканических породах. Абсолютное преобладание среди фемических минералов биотита и амфибола, как это наблюдается в пемзовых туфах пласта Ia кальдеры Большой Семячик, указывает на высокое содержание воды в расплаве и значительную степень эволюционированности магматической системы. А.Эварт с соавторами (Ewart et al., 1975) на основании термодинамических расчетов установили, что в пирокластических отложениях вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия), содержащих биотит и роговую обманку, концентрация воды в расплаве может достигать 5-8%, а в пироксеносодержащих - 4,5%.

Прямые определения воды в расплавных включениях в минералах с помощью ионного микроанализатора, осуществляемые в последние годы, во многом подтвердили эти расчеты. Так, в высококремнистой тефре Обсидианового купола вблизи кальдеры Лонг-Вэлли (США) содержание воды определялось в различных минералах (Hervig et al., 1989). В полевых шпатах расплав во включениях содержал 4,1% H₂O, в пироксенах - 3,4%. Наиболее высокие значения получены для вкрапленников амфибола - 4,8% H₂O. Анализы стекла основной массы по сравнению с фенокристаллами дали наиболее низкие (0,4 - 1,5%) значения концентрации воды, что объясняется, по-видимому, явлениями дегазации расплава в процессе извержения.

В нашем случае при отсутствии прямых определений содержания воды в игнимбритообразующих расплавах, качественные оценки этого показателя можно осуществить на основании сопоставления температур и P_{H₂O} кристаллизации плагиоклаза и пироксена, рассчитанных по геотермометрам (Kudo, Weill, 1970; Well, 1977; Brey, Kohler, 1990). Для игнимбритов кальдеры Большой Семячик совместная кристаллизация этих минералов происходила при температурах 900 - 930°C в риолитах Ia и ~1000°C в андезитодацитах Ib и давлении воды, соответственно, 2,0 и 1,5 кбар (результаты экстраполяции). Но уже в риодацитах второго этапа (II а, б, в) температура возрастает (950-970°C), P_{H₂O} снижается и находится в пределах 0,5-1,0 кбар. Дацитовый расплав в магматической камере перед началом третьего этапа был еще более сухим. При температуре совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена 950-1000°C в игнимбритах III а, б давление воды составляло 0,5 кбар. Таким образом, для кальдеры Большой Семячик отмечается снижение P_{H₂O} в игнимбритообразующем расплаве по разрезу и во времени, что согласуется с одновременным снижением активности кислорода и может указывать на снижение обводненности расплава в процессе формирования кальдеры. Подтверждением этому может служить увеличение степени железистости пироксенов в игнимбритах риодацитового (II а, б, в) и дацитового (III а, б) составов. Осушению расплава, наряду с явлениями декомпрессии в результате каждого предшествовавшего этапа игнимбритообразования, могут способствовать также периодические инъекции базальтов в основание магматической камеры.

Для игнимбритов кальдер Стены-Соболиного совместная кристаллизация плагиоклаза и пироксена происходила в интервале 930-950°C и 970-1000°C, соответственно, для риодацитов и андезитодацитов и P_{H₂O} 1 кбар. В случае игнимбритов Узон-Гейзерной депрессии совместная кристаллизация этих минералов происходила в интервалах 900-940°C (риодацит), 960-970°C (дацит) и 1000-1010°C (андезит). Давление водяного пара составило 0,5-1,0 кбар.

Используя имеющиеся в литературе прямые определения концентрации воды в кислых расплавах, и учитывая полученные нами величины P_{H_2O} и активности кислорода, можно сделать ориентировочные оценки концентрации воды в кислых магмах рассматриваемых кальдер. Для высокоэволюционированного риолитового расплава плиннианской фазы кальдеры Большой Семячик, в которой темноцветные минералы представлены преимущественно биотитом и роговой обманкой, содержание воды может быть ~5-6 %, что, согласно (Рябчиков, 1975), является концентрацией насыщения в кислых магмах. В игнимбритах Ia и Ib, учитывая повышенную активность кислорода, но пироксенсодержащую ассоциацию фемических минералов, содержание воды в расплаве может быть принято, соответственно, 4 и 3%. Для пирокластических отложений второго и третьего этапов отмечается резкое снижение активности кислорода в расплаве и P_{H_2O} . Согласно (Рябчиков, 1975) значениям P_{H_2O} 0,25-0,75 кбар в гранитоидной магме при температуре 800-900°C и Робщ 1-2 кбар отвечает содержание воды 1-3%.

В предэруптивных камерах кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной активность кислорода в магмах андезитового и дацитового составов относительно высокая - на порядок выше буфера NNO и соответствует таковой для игнимбритов Ia и Ib (кальдера Большой Семячик). Это позволяет принять концентрацию воды в расплаве соответственно 3 и 4%. Об относительно повышенной обводненности расплава свидетельствует низкая железистость пироксенов (при ранней кристаллизации титаномагнетита) в игнимбритах указанных кальдер. Для Узон-Гейзерной депрессии это, прежде всего, относится к игнимбрикам, связанным с кальдерой Узон. Можно отметить также повышенное содержание железотитанистых окислов в этих игнимбритах, относительно пирокластики, связанной с восточной частью депрессии. Повышенная железистость пироксенов и незначительное количество вкрапленников рудных минералов в последних указывают на "сухость" расплава под этой частью кальдеры, что может быть связано с более высоким положением кровли очага (Гриб, 1997).

Общее давление. Общее давление находится в соответствии с глубиной становления магматических очагов. Глубина расположения верхней кромки малоглубинных магматических камер может быть ориентировочно оценена на основании анализа геологического строения толщ, вмещающих интрузивное тело, моделирования напряжений в кровле над возмущающим источником, использования эмпирических зависимостей, связанных с вариациями концентраций отдельных компонентов в минералах при изменении давления в вулcano-плутонических формациях, а также геофизическими методами.

Для гранитоидных магматических тел установлена эмпирическая зависимость содержания алюминия в роговых обманках от величины общего давления (Hollister et al., 1987). М.Джонсоном и М.Рутенфордом (Jonson, Rutherford, 1989) эта зависимость была усовершенствована и использована для оценки глубины корового магматического очага под кальдерой Лонг-Вэлли в Калифорнии, то есть, применена для вулканических пород. В пемзовых туфах (Ip) плиннианской фазы кальдеры Большой Семячик амфибол отличается низкой глиноземистостью (5-6%), что согласно этой зависимости отвечает общему давлению 1-1,5 кбар. или глубинам 3-5 км. Немного большие величины общего давления (1,5-1,7 кбар) получены по соотношению алюминия и кремния в сосуществующих плагиоклазе и роговой обманке из тех же пемзовых туфов в соответствии с методикой (Ферштатер, 1990). Единичные вкрапленники роговой обманки в пемзовых туфах, связанных с кальдерой Узон, имеют близкие содержания глинозема.

Для восточной части Узон-Гейзерной депрессии глубина верхней кромки коровой магматической камеры была рассчитана по системе даек, связанных с дуговыми разломами ограничения кальдеры (Гриб, Леонов, 1985) и составила 7-8 км. Конечно, все эти оценки являются ориентировочными, однако, они согласуются с глубинами верхнекоровых магматических камер (5-8 км), полученных при проведении геофизических исследований в кальдерных комплексах (Hill et al., 1985).

Зональность магматических камер

Опыт изучения продуктов крупнообъемных кальдерообразующих эксплозивных извержений в различных районах мира убеждает в том, что верхнекоровые магматические резервуары, из которых происходили эти извержения, имеют зональное строение (Hildreth, 1981; Lipman, 1984; Marsh, 1989). На существование зональности указывает изменение валового состава игнимбритов (от высококремнистых разностей в основании пирокластических потоков до андезитов - в верхних частях), изменение по разрезу составов фенокристаллов, их ассоциаций и остаточных стекол. Считается, что изменение состава пирокластических потоков снизу вверх представляет собой инверсию зональной магматической камеры на период, предшествующий эксплозивному извержению. Идея зонального магматического тела, в котором относительно эволюционированная охлажденная магма с низкой плотностью располагается над более плотной силикатной жидкостью базальтоидного состава, в настоящее время хорошо обоснована. Наиболее общепринятым механизмом возникновения слоев контрастных составов является конвективное фракционирование в условиях относительно закрытой системы с привлечением пристенной кристаллизации и всплывания легких остаточных жидкостей с накоплением их в верхней части магматической системы (McBirney et al., 1985; Spera, Crisp, 1981). Тесная пространственная ассоциация в кальдерных комплексах Восточно-Камчатского вулканического пояса высокоглиноземистых базальтов с проявлениями кислого вулканизма указывает на их генетическую связь. Экспериментальные исследования (Кадик и др., 1989) показали, что отделение высокоглиноземистых базальтов при дифференциации более примитивных магнезиальных расплавов и перемещение на глубины порядка 10 - 20 км создает благоприятные условия для их дальнейшей эволюции (отсадка магнетитсодержащих ассоциаций) в известково-щелочном направлении. Очевидно, что в формировании зональности принимают участие и продукты плавления базальтами вмещающих пород и смешивания контрастных расплавов на границе слоев (Жариков и др., 1991; Федотов, 1980; Huppert, Sparks, 1988). В рассматриваемых нами кальдерных комплексах степень зональности пирокластических потоков различна.

Магмы верхнекоровой системы Большого Семячка представляют собой наиболее яркий пример высокоэволюционированного расплава. Согласно результатам геолого-минералогических исследований в предэруптивной магматической камере существовало, по крайней мере, три зоны, различающиеся по составу, температуре и концентрации H_2O : высокофлюидизированная риолитовая, риодацитовая и андезиодацитовая (табл. 4, Рис.20).

Формирование шапки высокофлюидизированных риолитов в апикали очага, относительно однородный состав вкрапленников, их слабо выраженная зональность являются показателем длительных и спокойных в тектоническом отношении условий кристаллизации расплава. Судя по однородному валовому и минеральному составам игнимбритов, мощность отдельных зон была значительная. В процессе извержения зональность в магматической камере была разрушена. К началу второго этапа нарушенная зональность восстановилась и состав расплава в очаге (или в верхней его части) отвечал риодацитам.

Снижение в каждом последующем пирокластическом потоке кислотности, появление более магнезиальных пироксенов, плагиоклазов повышенной кальциевости, возрастание железистости и глиноземистости остаточных стекол, отражает постепенное изменение состава по вертикали и дренирование все более глубоких зон магматической камеры. Извержение в конце второго этапа игнимбритоподобных пород и спекшихся шлаков андезиобазальтового состава указывает на внедрение базальтоидных расплавов с более глубоких уровней, а широкий диапазон составов вкрапленников в игнимбритах риодацитового состава отражает процессы смешивания расплавов верхних уровней в

коровом очаге. Относительное истощение верхнего риолитового слоя в течение первых двух этапов и значительная конвекция в очаге после поступления в него базальтовой магмы привели к выравниванию состава расплава и извержению в начале третьего этапа игнимбритов преимущественно дацитового состава. Первые их порции отличает несколько повышенная кремнекислотность, а в последнем пирокластическом потоке она снижается до андезитов. В игнимбритах Шб появляются развальцованные включения шлаков андезитобазальтового состава, что указывает на смешивание расплавов в процессе извержения.

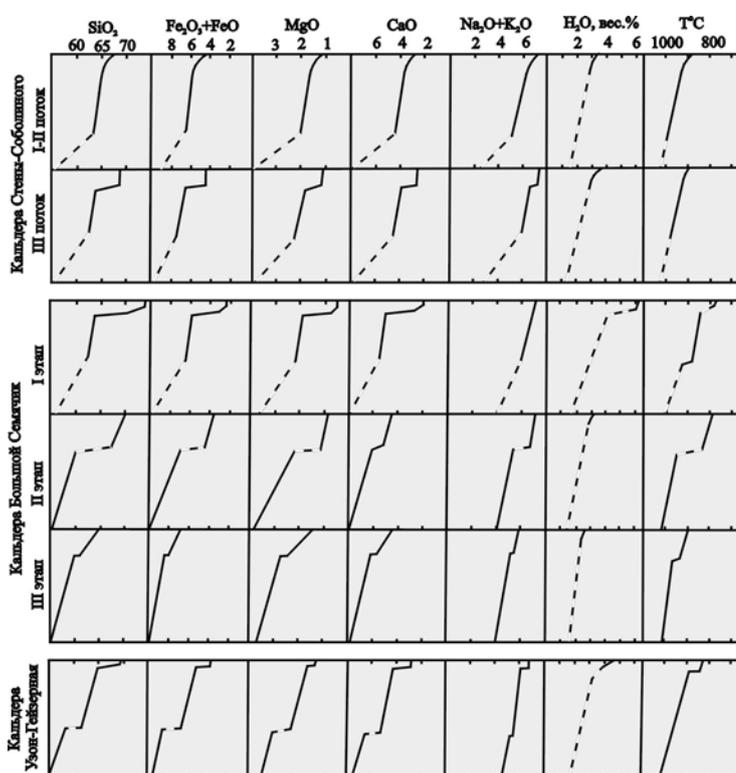


Рис. 20. Распределение основных петрогенных окислов, температуры и концентрации H₂O в зональных магматических очагах рассмотренных в статье кальдерных структур. Пунктиром показано предполагаемое распределение параметров.

Повышение основности каждого последующего пирокластического потока кальдеры Большой Семячич с возрастанием степени неоднородности, выраженной в виде кристаллических фрагментов, а в последующем и развальцованных включений базальтовой магмы, свидетельствует о том, что в процессе формирования кальдеры кислая магма в объеме очага, участвующего в извержении, была замещена поступающими снизу базальтоидными расплавами. Новый посткальдерный этап вулканической деятельности снова начался излиянием внутри кальдеры андезитобазальтовой магмы, пополнившей опустошенную часть магматической камеры после извержения игнимбритов. Она эволюционировала во времени с образованием внутри кальдеры вулканических построек от андезитового до риодацитового состава.

Детальное изучение минералогии семячичских игнимбритов, отличающихся широким диапазоном составов, показало, что концентрация марганца в магнезиально-железистых и железо-титанистых минералах является чувствительным индикатором кислотности магматических расплавов (Гриб, Леонов, 1992). Изменение содержания этого компонента во вкрапленниках по разрезам пирокластических потоков отражает расслоенность расплава в очаге перед извержением. Этот показатель возрастает во вкрапленниках от основных пород к кислым. В андезитобазальтах в ортопироксене

содержание марганца составляет 0,4-0,5%, в андезитах - 0,6-0,8%, в дацитах и риодацитах, соответственно, 0,8-1,1% и 1,3-2,0%.

Для магматической камеры кальдеры Большой Семячик зональность, связанная с изменением состава по разрезу, сопряжена со значительными градиентами в распределении температуры и концентрации воды в расплаве по вертикали (Рис.). Градиент в распределении летучих с глубиной внутри магматического тела в предэруптивный период был, очевидно, высоким, что следует из смены в процессе извержения водосодержащей минеральной ассоциации в пемзовых агломератовых туфах Iп начальной фазы на безводную в игнимбритах I а, б.

В пирокластике, связанной с кальдерами северного сектора Карымского вулканического центра и Узон-Гейзерной депрессии значительной стратификации расплава не обнаружено (рис.20; табл. 4). Игнимбриты первого и второго пирокластических потоков кальдер Стены-Соболиного не отличаются между собой существенно ни химическим, ни минеральным составами, что может указывать на последовательное их извержение из разных каналов одной из кальдер (кальдера Стена?). Несмотря на сравнительно однородный химический состав по разрезу потоков, на уровне составов минералов и остаточных стекол обнаруживается тенденция к расслоению расплава в очаге на предэруптивной стадии (см. рис. 14, 16). В первых порциях (низы разрезов) преобладают более натровый плагиоклаз, ортопироксен повышенной железистости и марганцевистости, а среди остаточных стекол - риодацитовые маложелезистые разности. Значительные различия в концентрации марганца (0,7-1,8%) в ортопироксенах могут свидетельствовать о существовании в магматической камере преобладающего дацитового и маломощного риодацитового слоев расплава, которые были перемешаны в процессе извержения. Присутствие промежуточных по составу вкрапленников указывает на постепенное изменение состава расплава. Третий пирокластический поток без значительного перерыва начался извержением пирокластике риодацитового состава. Направленная эволюция расплава противоречит представлению о дренировании последовательных глубинных уровней зональной магматической камеры. Более вероятным кажется извержение из смежной магматической камеры, которая до этого не включилась в процесс кальдерообразования (кальдера Соболиная?) и где продолжался процесс дифференциации расплава. Последние порции пирокластического материала имеют андезитодацитовый состав.

Извержение пирокластике в кальдерах Стены-Соболиного завершилось изливанием андезитобазальтовой магмы. Это позволяет предполагать, что большая часть объема среднекислых расплавов, образовавшихся при дифференциации базальтоидной магмы, в ходе этих извержений была вытеснена на поверхность.

Верхнекоровый магматический очаг Узон-Гейзерной депрессии по степени зональности занимает промежуточное положение (Рис. 20). Пространственная приуроченность и особенности минерального состава пирокластических отложений (рис. 11, 16) указывают на то, что основной объем пирокластике связан с западной частью депрессии - кальдерой Узон. Это, по-видимому, и обусловило значительные просадки кровли магматического очага в этой части структуры. С восточной частью депрессии связан, очевидно, небольшой объем наиболее ранних пирокластических отложений, распространившихся в южном и восточном направлениях. При этом образовалась депрессия (кальдера Гейзерная) без видимых вертикальных смещений, ограниченная дугowymi разломами. О существовании зональности в очаге на предэруптивной стадии свидетельствует маломощный слой риодацитов в основании ранних пирокластических потоков. Состав пемзовидных фьямме из верхних частей разрезов, отражающий состав игнимбритообразующего расплава, варьирует от риодацитов до дацитов с преобладанием последних. Ниже дацитового слоя в коровом очаге возможно существовала зона андезитового расплава. На это указывает андезитовый состав поздних порций пирокластического материала - поток слабо спекшихся игнимбритов, вложенных в долину

реки Новый Семячик, агглютинаты вблизи северного борта депрессии (Леонов и др., 2000). Сосредоточение эксплозивной деятельности преимущественно в западном секторе верхнекорового очага (кальдера Узон), способствовало продвинутой эволюции расплава в восточном его секторе (или отдельном магматическом очаге). Аналогичная картина наблюдалась в сдвоенных кальдерах Карымского вулканического центра. Отражением этого процесса является риодацитовый состав наиболее молодого пирокластического потока Ш₃ (верхняя часть разреза плато Широкое), а также кислый состав эксплозивного и экструзивного материала, извергавшегося в этой части структуры в последующий период. Агглютинаты андезитового состава вблизи восточного борта депрессии, среди которых встречаются гетеротакситовые пемзы с риодацитовыми прослоями, по времени извержения близки последнему пирокластическому потоку.

Сравнительно высокие значения фугитивности кислорода для пирокластических отложений кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной могут указывать на то, что на предэруптивной стадии эволюция расплава с обособлением малоплотной силикатной жидкости в верхней части очага происходила с возрастанием концентрации растворенной в расплаве воды. Тем не менее, безводная ассоциация фемических минералов говорит о том, что расплав был недосыщен ею.

Присутствие в разрезах пирокластике, связанной с кальдерой Узон, слоев спекшихся шлаков андезитобазальтового состава свидетельствует о существовании под кальдерой более глубоких высокотемпературных расплавов. Они могут представлять собой нижние части зональных верхнекоровых магматических резервуаров или самостоятельные очаги, расположенные ниже. Инъекции их носят эпизодический характер. Ввиду своей повышенной плотности они могли прорываться к поверхности по периферии кислых резервуаров, как бы обтекая их с боков, смешиваясь при этом с кислым материалом. Насыщенная летучими высоко-флюидизированная пенная масса из глубоких частей резервуара распространялась тонким слоем на большие расстояния, образуя низкремнистые игнимбритоподобные породы лавового облика. Подобные образования встречены также в разрезах семячских игнимбритов (Гриб, Леонов, 1992). Среди пирокластических отложений кальдер Стены-Соболиного спекшихся шлаков андезитобазальтового состава не обнаружено. В то же время низкремнистые разности остаточных стекол и ассоциирующие с ними микровкрапленники высококальциевых плагиоклазов, могут представлять собой фрагменты перегретых (субафировых) базальтов, “распыленных” под большим давлением газовыми струями в дацитовом расплаве и понизивших его кислотность. Поступая в основание магматической камеры базальты не в состоянии прорваться к поверхности через менее плотный кислый расплав. Они накапливаются в придонной части очага, вызывая разогрев и конвекцию в верхних его слоях и, по мнению многих исследователей, могут провоцировать крупнообъемные эксплозивные извержения (Sparks, Sigurdsson, 1977).

Сравнительный анализ развития кальдерообразующих процессов

Рассмотренные кальдеры (Стены-Соболиного, Большой Семячик и Узон-Гейзерная) образуют цепочку, вытянутую в северо-восточном направлении. Существующие на настоящее время датировки свидетельствуют о последовательном омоложении возраста структур в направлении с юго-запада на северо-восток. Пирокластические отложения, связанные с кальдерами, последовательно перекрывают друг друга. Все это указывает на миграцию процесса кальдерообразования в позднем плейстоцене на данном участке в северо-восточном направлении (см. рис. 11). При этом отмечается также тенденция к уменьшению объема пирокластических отложений, связанных с отдельными кальдерами. Формирование кальдер в каждом вулканическом центре происходило в несколько этапов и продолжалось, согласно существующим датировкам, в течение порядка 40 тысяч лет.

Все пирокластические потоки имеют зональное строение как по составу, так и по текстурным особенностям. Преобладают пемзово-игнимбритовые отложения дацитового состава. В основании разрезов обычно развиты более кислые (риодациты) и менее спекшиеся разности пирокластических отложений. Для более ранних кальдер (Стены-Соболиного и Большой Семячик) характерны литоидные лавоподобные игнимбриты, что определяется, очевидно, в первую очередь большей мощностью пирокластических потоков и объемом выброшенного материала. Пемзово-игнимбритовые отложения Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии очень отличаются по степени спекания, которая варьирует от слабо спекшихся пемзовых агломератовых туфов до обсидианоподобных реоигнимбритов (Рис.21). Это объясняется строением пирокластических потоков, состоящих обычно из нескольких последовательно извергавшихся порций пирокластического материала, и незначительной общей мощностью потоков. Реоигнимбриты залегают в основании разрезов.

Кальдера Большой Семячик отличается наиболее сложной историей формирования, широким диапазоном составов пирокластических отложений и возрастанием степени их неоднородности по мере развития структуры.

На основании изучения минеральных ассоциаций игнимбритов было установлено, что отложения разных кальдер и этапов кальдерообразования отличаются составом вкрапленников и остаточных стекол. Особо значимым корреляционным признаком оказалась железистость пироксенов (в большей степени ортопироксенов). Наиболее широким диапазоном железистости (28-47%) отличаются пироксены игнимбритов кальдеры Большой Семячик. Этот показатель возрастает во вкрапленниках по мере формирования кальдеры. Степень железистости пироксенов узонских и карымских игнимбритов существенно ниже и варьирует в более узком диапазоне (соответственно, 28-41 и 28-31%). Важным показателем является концентрация МпО в пироксенах. Она возрастает в более кислых разностях игнимбритов. Маложелезистые пироксены с низкой концентрацией марганца обычно связаны со шлаками андезитобазальтового состава и встречаются в качестве неравновесных минералов в игнимбритах. Пирокластические отложения разных кальдер отличаются также соотношением $Al_2O_3 - MnO - MgO$ во вкрапленниках титаномагнетита, не подвергшихся распаду, что также может являться корреляционным признаком при расчленении потоков игнимбритов. Все эти различия в составах пироксенов и титаномагнетитов из отложений разных кальдер обусловлены, очевидно, как составом расплава, так и различной окислительно-восстановительной обстановкой в магматических резервуарах.



Рис. 21. Общий вид разреза игнимбритов, связанных с Узон-Гейзерной депрессией, на плато Широком. Более плотные слои, выделяющиеся в средней части разреза, представлены спекшимися шлаками и игнимбритами. Фото В.Л.Леонова.

Проведенный сравнительный анализ физико-химических условий эволюции расплава в верхнекоровых очагах ряда кальдерных комплексов Восточной Камчатки позволяет выделить два типа зональных магматических камер. К первому типу - высокоэволюционированных магматических очагов – относится очаг, связанный с кальдерой Большой Семячик. Он отличается высокими градиентами составов, температуры и концентрации воды по вертикали на предэруптивной стадии, что свидетельствует о длительных условиях эволюционирования расплава. Отделяющиеся при этом летучие (прежде всего вода), накапливаются в апикальной части очага, достигая пределов насыщения. Об этом свидетельствует преобладание среди фемических минералов пемзовых отложений начальной фазы извержения биотита и амфибола. Продолжение кристаллизации расплава должно сопровождаться отделением летучих в самостоятельную фазу, что, в свою очередь, приводит к возрастанию избыточного флюидного давления в магматическом очаге. Увеличение его до некоторой критической величины может вызвать нарушение сплошности перекрывающих пород и привести к началу кальдерообразующего извержения (Кадик и др., 1975). Согласно (Наумов и др., 1991) давление воды в кислых магмах может достигать 8 кбар при температуре 850°C.

К другому типу относятся “незрелые” магматические очаги (подобные связанным с кальдерами Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной), для которых характерна слабо выраженная зональность. Присутствие безводной минеральной ассоциации в игнимбритах этих кальдер свидетельствует о недосыщенности расплава летучими (водой). По этому типу происходила, очевидно, эволюция расплава и в верхнекоровом очаге под кальдерой Большой Семячик в последующие (II и III) этапы развития структуры. В таких системах крупнообъемные эксплозивные извержения могут происходить в результате внешних причин, таких как инъекции базальтов в основание верхнекоровых магматических очагов (Sparks, Sigurdsson, 1977) или же сейсмотектонические явления.

Геологические и петрологические данные позволяют считать, что верхнекоровые очаги изученных кальдерных комплексов действовали как “проточные” системы (Федотов, 1980; Уткин и др., 1999). В них периодически поступали новые порции базальтоидных расплавов, а на поверхность изливались главным образом продукты их дифференциации и смешения с остаточными расплавами. На завершающих этапах кальдерообразования базальты, пополняющие магматические камеры, могут, по-видимому, заместить значительную часть объема магматического очага, освободившегося после извержения пироклаستيкулы, что мы наблюдаем в кальдерах Стены-Соболиного и Большой Семячик. В пределах Узон-Гейзерной депрессии на посткальдерном этапе базальты изливались в основном у границ депрессии и за ее пределами, что может указывать на существование слоя высококремнистого расплава в апикали верхнекорового очага, который выполнял и все еще выполняет экранирующую роль для более плотных нижнекоровых расплавов.

Приведенные данные показывают, что хотя все верхнекоровые магматические очаги рассмотренных центров перед кальдерообразующими извержениями были зональны, степень эволюционированности расплавов в них была различной. Выделение “зрелых” и “незрелых” магматических очагов и высказанные представления, что они являются “проточными” системами (что в них периодически поступают снизу базальтовые расплавы) позволяют предположить, что развитие магматических очагов во многом определяется структурной обстановкой, степенью проницаемости того участка, где формируется магматический очаг (Рис.22).

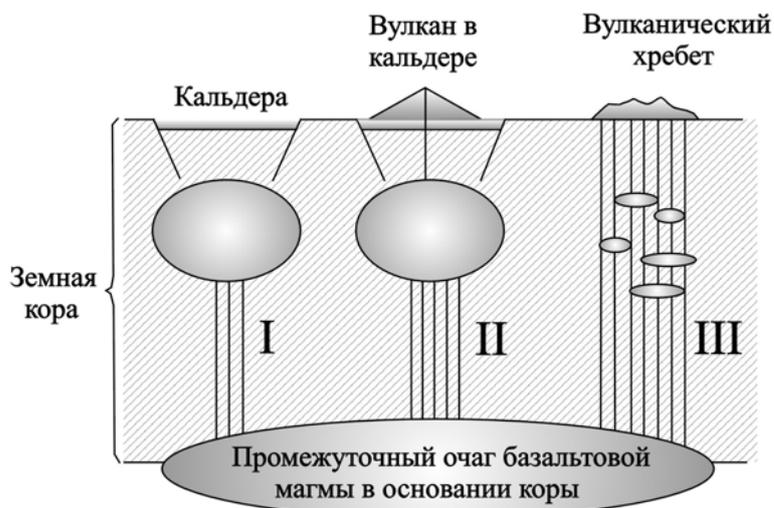


Рис. 22. Предполагаемые различные режимы развития верхнекоровых магматических очагов (в зависимости от условий проницаемости земной коры и скорости поступления базальтов снизу).

I – Режим с низкой скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры низкая, поступающие снизу базальты не оказывают существенного влияния на развитие верхнекоровых магматических очагов; после кальдерообразующих извержений вулканизм проявляется незначительно, очаг быстро остывает.

II – Режим со средней скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры достаточно высокая и поступающие снизу базальты могут заполнить значительную часть верхнекоровых магматических очагов, опустошившихся после кальдерообразующих извержений; вулканизм после формирования кальдер продолжается, на поверхность поступают продукты смешивания остаточных расплавов в очаге и базальтов, идет их постепенное раскисление; процесс кальдерообразования может возобновиться при следующих активизациях.

III – Режим с высокой скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры очень высокая. Крупные магматические очаги в верхних этажах земной коры не образуются; на поверхность поступают разнообразные по составу лавы, формируются вулканические хребты, отличающиеся многовыходным вулканизмом.

В тех случаях, когда степень проницаемости земной коры низкая, и такие условия сохраняются длительное время, базальтоидный расплав в промежуточном очаге эволюционирует с отделением высококремнистых расплавов, и формируются зональные магматические очаги с обособлением флюидной фазы. Объем поступающих с низов коры базальтов небольшой и он не приводит к нарушению сформировавшейся зональности. Этот режим, который существовал, по-видимому, в недрах Большесемьячической структуры на начальном этапе ее развития, можно назвать “застойным” или режимом с низкой скоростью поступления базальтов.

В тех случаях, когда степень проницаемости высокая, временного интервала между тектоно-магматическими активизациями не всегда достаточно для формирования малоглубинных высокоградиентных зональных магматических камер. Значительные объемы нижнекоровых базальтов, поступающие в основание магматических камер, разрушают сформированную зональность и прерывают, таким образом, процесс дифференциации расплава. Такой режим можно назвать “динамичным” или режимом с относительно высокой скоростью поступления базальтов. Он, по-видимому, существовал в магматических очагах Карымского, Узонского и на последних этапах развития Большесемьячического вулканических центров и является, очевидно, более универсальным. При этом этапы кальдерообразования в конкретной структуре могут повторяться или завершаться формированием внутри кальдеры моногенных аппаратов.

Возможен, по-видимому, и третий режим, отражающий крайнюю ситуацию - когда проницаемость и скорость поступления базальтов столь высоки, что крупные магматические очаги в верхних этажах земной коры вообще не могут образоваться. В таких случаях крупных кальдерообразующих извержений не происходит, и на поверхности формируются сложные вулканические постройки, отличающиеся многовыходным вулканизмом и большим разнообразием состава изверженных пород. Условия существования магматических очагов для трех описанных выше режимов (с низкой, средней и высокой скоростью поступления базальтов) отражены на Рис. 22.

Глава IV. Кальдерный комплекс Узон-Гейзерной депрессии

Первые подробные сведения о геологии района и слагающих его породах были приведены в (Вулканизм..., 1974). Там же приводились данные о геохимии породообразующих и редких элементов вулканических пород района (Богоявленская, Эрлих, 1974; Леонова, 1974). Отмечалось, что из-за широкого развития в этом районе пород основного (базальтоидного) и кислого (дацит-риолитового) состава и практического отсутствия андезитов с содержанием кремнекислоты 56-61%, район может рассматриваться как пример контрастного бимодального вулканизма, который, как считалось, характерен для развитых островных дуг, вступивших в орогенный этап развития. Район рассматривался как эталонный для подобных структур (Богоявленская, Эрлих, 1974). Характерные для пород данного района бимодальность и большой объем пород кислого состава привели исследователей к выводу, что кислые расплавы сформировались не за счет фракционной кристаллизации базальтовой магмы, а представляют собой мантийные выплавки. На мантийную природу магматических расплавов, формирующих вулканические постройки в кальдере Узон, указывали и более поздние исследователи (Золотарев и др., 1998).

Детальные работы, проведенные в этом районе за последние десятилетия, позволили получить новые данные о геологии района, распространении и объеме пород (Белоусов и др., 1983; Гриб, Леонов, 1993, 2001а, 2001б; Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 1991, 2000). Массовое опробование вулканических комплексов дало возможность рассмотреть с новых позиций и вопрос о геохимической эволюции вулканических пород района (Гриб и др., 2003). Полный силикатный анализ проб проводился в Центральной химической лаборатории ИВ ДВО РАН. Редкие и редкоземельные элементы анализировались в Аналитическом центре Института Геохимии СО РАН г. Иркутска. Редкие щелочи определялись методом пламенной фотометрии, элементы группы железа, Zn и Cu - атомно-адсорбционным методом, редкие и редкоземельные элементы – методом ICP (индукционно-связанной плазмы) и рентгеноспектральным методом. Всего было сделано более 150 силикатных анализов образцов пород и порядка 35 анализов редких и редкоземельных элементов.

Основные черты геологического строения

Узон-Гейзерная депрессия представляет собой сложную кальдерную структуру, расположенную на центральном участке восточного побережья Камчатки (Рис.23). В тектоническом отношении она приурочена к крупному прогибу мел-палеогенового фундамента (Восточно-Камчатскому или Тюшевскому), заполненному преимущественно неогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. Верхняя часть вскрывающегося здесь разреза, венчающегося слоями базальтов, относится к шапинской свите. Она имеет позднемиоцен-плиоценовый возраст (Вольнец и др., 1990). В среднем - верхнем плейстоцене (от 180 до 35 тыс. лет назад) на этом участке произошло формирование многочисленных кальдер, образовались обширные покровы пемзовых туфов и игнимбритов. Объем магмы, выброшенной при этих извержениях, оценивается в 220 км³, при этом при образовании Узон-Гейзерной депрессии на поверхность поступило около 46 км³ магмы (Леонов и др., 2000). Извержения, в результате которых образовались кальдеры, не были одноактными. Как показывают результаты изучения разрезов пирокластических отложений, сформировавшихся в результате этих извержений, образование кальдер происходило в течение достаточно длительного времени и со значительными перерывами (Гриб, Леонов, 1992, 1993; Леонов, Гриб, 1998).

Узон-Гейзерная депрессия представляет собой вулканическую структуру овальных очертаний, вытянутую в широтном направлении и имеющую размеры по кромке ограничивающих ее уступов 9 × 18 км. Западная часть ее представляет собой впадину с относительно плоским дном, где расположены многочисленные озера, грязевые котлы и термальные источники. Она носит собственное название – кальдера Узон. (см. рис.4)

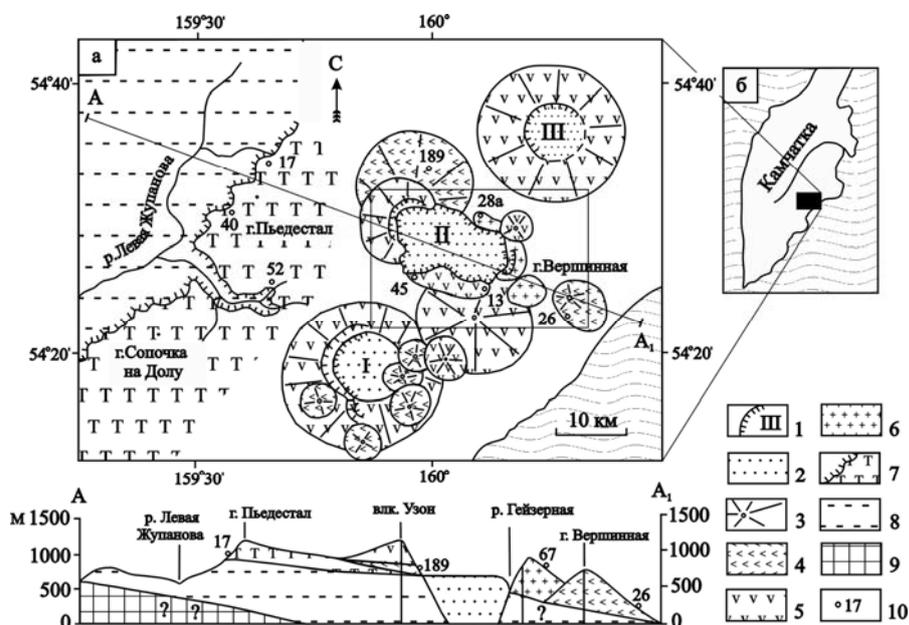


Рис. 23. Схема расположения позднечетвертичных кальдер на центральном участке Восточной Камчатки. I - позднечетвертичные кальдеры и кальдерные комплексы: I – Большесемячешский, II – Узон-Гейзерный, III – Крашенинникова; 2 – лавы, туфы, озёрные отложения, заполняющие кальдеры (Q₃₋₄); 3 – вулканы, сформировавшиеся на докальдерном этапе (Q_{1,2}); 4 – 6 – лавы базальтового (4), андезитового, андезитобазальтового (5), дацитового, риодацитового (6) состава; 7 – лавы базальтового состава верхней части разреза шапинской свиты (N₂); 8 – песчаники, алевролиты нижней части разреза шапинской свиты (N_{1,2}); 9 – нерасчленённые отложения, составляющие фундамент Восточно-Камчатского (Тюшевского) прогиба (K₂ - P); 10 – точки отбора и номера образцов.

Восточная часть депрессии плохо выражена в рельефе, так как внедрившиеся после ее формирования лавы образовали серию крупных экструзивных куполов и практически полностью заполнили ее внутреннюю часть (Рис.24). Вдоль восточной границы депрессии расположен глубокий каньон с разнообразными термальными источниками и, в том числе, гейзерами – Долина Гейзеров. Еще далее на восток располагается сложный вулканический массив – Кихпинич, который состоит из нескольких слившихся вулканических сооружений, сформировавшихся, в основном, в посткальдерное время.

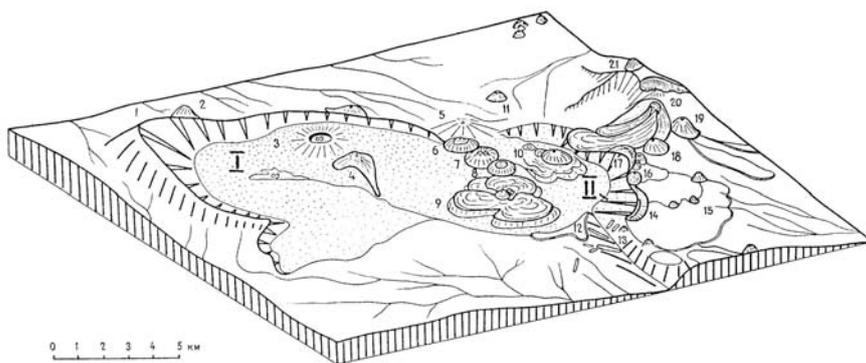


Рис. 24. Блокдиаграмма Узон-Гейзерной депрессии. 1 - сопка Узон; 2 - сопка Красная; 3 - маар оз.Дальнего; 4 - экструзивный купол сопки Белой; 5 - сопка Открытая; 6-10 - экструзивные куполы: 6 - Тортик, 7 - Останец, 8 - Сестренка, 9 - плато Круглого, 10 - сопки Гейзерной; 11 - сопка Дуга; 12 - Плато Широкое; 13 - каньон реки Шумной; 14 - экструзивный купол Гребень; 15 - Горное плато; 16-18 - экструзивные куполы: 16 - Рудича, 17 - Бортовой, 18 - Первый; 19 - сопка Безымянная; 20 - экструзивный купол сопки Желтой; 21 - вулкан Кихпинич. Точками показаны озерные и флювиогляциальные отложения, заполняющие Узон - Гейзерную депрессию. I - кальдера Узон, II - Долина Гейзеров

Рассматриваемый район является ярким примером проявления активного позднеплейстоценового вулканизма (Рис.25). Большая часть пород, выходящих здесь на поверхность, имеет вулканогенное происхождение и возраст не более 130-140 тысяч лет (возраст последних порций игнимбритов Карымского вулканического центра, залегающих в основании изученных разрезов). Более древние породы, которые также относятся к разнообразным вулканическим сооружениям, вскрываются лишь на небольших участках - в глубоких врезках по р. Шумной и в бортах Узон-Гейзерной депрессии. Возраст этих пород не определен и примерно оценивается как нижне-среднечетвертичный (Флоренский, 1984; Леонов и др., 1991). В рассматриваемом районе эти породы занимают всего около 8% площади.

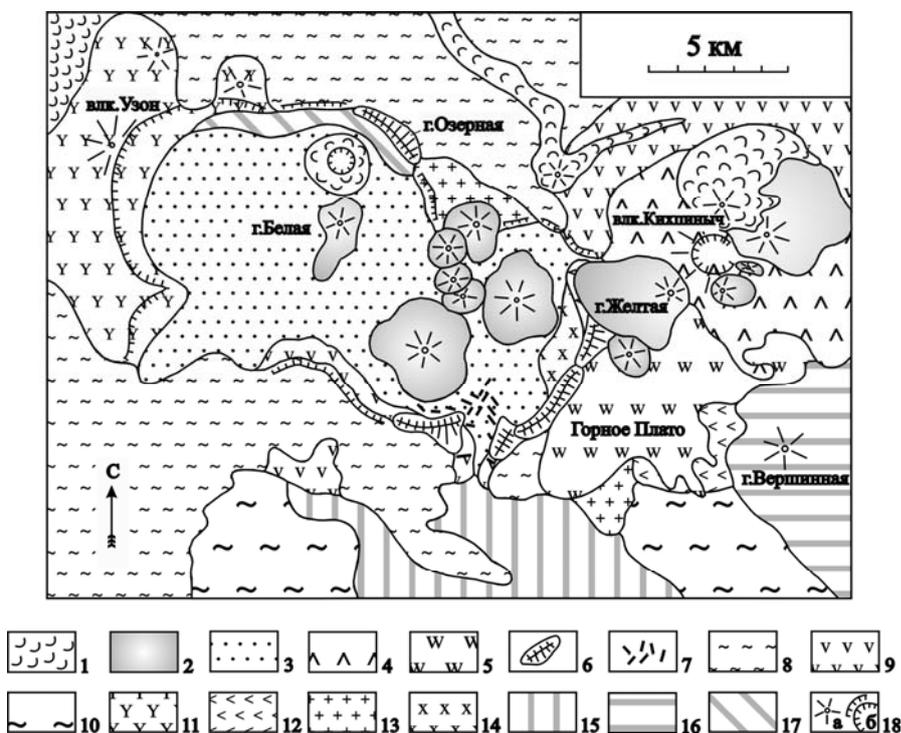


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Узон-Гейзерной депрессии. Голоцен: 1 - лавы андезитового, андезитобазальтового состава. Верхний плейстоцен: 2 - лавы дацитового, риодацитового состава (комплекс посткальдерных экструзий); 3 - озерные отложения, заполняющие Узон-Гейзерную депрессию; 4 - лавы базальтового состава (в. Кихпинич); 5 - лавы андезитового состава (Горное Плато); 6 - комплекс бортовых экструзий; 7 - дайковый комплекс; 8 - игнимбриты, связанные с формированием Узон-Гейзерной депрессии; 9 - лавы андезитового состава («андезиты бортов»). Средний плейстоцен: 10 - игнимбриты, связанные с формированием Большесемьячической кальдеры; 11 - лавы базальтового, андезитобазальтового состава (в. Узон); 12 - лавы базальтового состава (Горное Плато); 13 - лавы риодацитового состава; 14 - лавы дацитового состава (в. Верхнегейзерный); 15 - лавы андезитового, андезитобазальтового состава (в. Промежуточный). Нижний - средний плейстоцен: 16, 17 - лавы базальтового состава (16 - в. Вершинный, 17 - в. Щитовой). 18 - центры вулканических построек (а), границы Узон-Гейзерной депрессии и кратера в. Кихпинич (б).

Основой для периодизации истории вулканизма в районе служит выделение комплексов пород, синхронных тому или иному этапу развития Узон-Гейзерной депрессии. Выделяются отложения: докальдерного этапа, синхронные главному кальдерообразующему этапу и посткальдерные (Брайцева и др., 1974).

Петрография и минералогия вулканических пород

Петрографические особенности и минеральный состав вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии приводится по породным группам.

Базальты, андезитобазальты - наиболее широко представлены на докальдерном этапе развития структуры, образуют лавовые потоки и слагают небольшие стратовулканы. Базальты отличаются порфировой структурой, умеренной и высокой кристалличностью (25-35% от объема породы) и лейкократовым обликом, что определяется постоянным преобладанием плагиоклаза (18-26%) среди вкрапленников. Ядерные зоны фенокристаллов плагиоклаза имеют состав битовнит-анортита (An 75-98), во внешних зонах состав прогрессивно снижается до лабрадора (An 60-72). По ассоциациям темноцветных минералов преобладают толеитовые базальты с оливином (Fo 73-80) и авгитом (Fm 28-32), реже диопсид-саллитом (Fm 18-19). В более поздних лавовых потоках в подчиненном количестве встречаются известково-щелочные базальты, в которых к указанной минеральной ассоциации присоединяется ортопироксен – бронзит, магнизиальный гиперстен (Fm 24-28) и, реже, титаномагнетит. Содержание темноцветных минералов не превышает 4-6% от объема породы. Крупные фенокристаллы часто образуют мономинеральные (плагиоклазовые) и полиминеральные гломеропорфировые срастания. В базальтах, синхронных с образованием кальдеры, роль ортопироксенов существенно возрастает.

Андезитобазальты представлены субафировыми и умеренно порфировыми разностями. Порфировые андезитобазальты по структурно-минералогическим признакам похожи на известково-щелочные базальты. Посткальдерные базальты и андезитобазальты голоценового возраста, развитые у северо-восточной границы структуры (конус Савича) – это в основном известково-щелочные разности с плагиоклазом, оливином и пироксеном.

Структура основной массы толеитовых базальтов интерсертальная, микрозернистая с широким развитием микролитов плагиоклаза, пижонита, субкальциевого авгита, реже оливина. В известково-щелочных базальтах и андезитобазальтах структура основной массы пилотакситовая, гиалиновая; среди микролитов определяется натровый плагиоклаз, железистый авгит, гиперстен и титаномагнетит.

Андезиты - встречаются в качестве промежуточных членов сложно дифференцированных вулканических серий. Они слагают лавовые потоки в докальдерных постройках в южной части структуры, на посткальдерном этапе - в юго-восточной части массива Кихпинич, а также образуют маломощные лавовые потоки внутри депрессии. Андезиты в незначительном количестве встречаются и среди пирокластических отложений, связанных с образованием депрессии. К ним относятся наиболее молодые пирокластические потоки кальдеры Узон и слои в различной степени спекшихся шлаков (низкокремнистые разности), встречающиеся в разрезах узонских игнимбритов (Леонов, Гриб, 1998; Леонов и др., 2000). Встречаются афировые, субафировые и сравнительно высококристаллические разности андезитов порфировой, гломеропорфиновой структуры, иногда с такситовыми обособлениями темноцветных минералов.

Начиная с посткальдерного этапа, в андезитах и в более кислых лавах появляются включения базальтового состава и гетеротакситовые разности в пирокластических отложениях. Минеральный состав андезитов представлен плагиоклаз–двупироксен-титаномагнетитовой ассоциацией. В порфировых разностях проявляется выраженная полимодальность состава вкрапленников. Состав плагиоклаза может варьировать от андезина до анортита, образуя иногда сложнзональные кристаллы. Пироксены представлены магнизиально-железистыми авгитом и гиперстеном, железистость которых возрастает в высококремнистых разностях. Титаномагнетит развит преимущественно в ассоциации с пироксеном в виде твердофазных кристаллических включений и в виде самостоятельных вкрапленников (Гриб, Леонов, 2001а). Для посткальдерных андезитов характерны признаки неравновесных условий кристаллизации (корродированные границы между зонами, обратная зональность в минералах, присутствие неравновесных вкрапленников).

Основная масса андезитов имеет гиалиновую, пилотакситовую структуры и состоит из тонких микролитов плагиоклаза, пироксенов и мелких зерен титаномагнетита в кислом стекле.

Дациты, риодациты. Эта породная группа является наиболее распространенной для Узон-Гейзерной депрессии и представлена как эксплозивными, так и эффузивно-экструзивными фациями. В докальдерной постройке вулканического центра дациты и риодациты встречаются в виде небольших лавовых потоков. Наибольший объем дацитового расплава был выброшен в виде пемзово-игнимбритовых пирокластических отложений при образовании кальдер. На кальдерообразующем этапе дацитовая и риодацитовая магма внедрялась по дуговым разломам ограничения структуры, образуя дайки и экструзивные тела, а на посткальдерном изливалась внутри кальдеры и у восточной ее границы (вулканический массив Кихпинич), слагая в основном экструзии и лавовые потоки.

Риодациты докальдерной и кальдерообразующей стадий имеют фельзитовый облик и субафировую структуру. Дациты и посткальдерные риодациты – это обычно порфировые породы с умеренно выраженной кристалличностью (13-22% от объема). В рассматриваемой породной группе ассоциация минералов вкрапленников такая же, как в андезитах, и только в некоторых посткальдерных риодацитах появляется роговая обманка.

Посткальдерные риодациты отличаются широким диапазоном составов вкрапленников, их полимодальным распределением и неравновесным состоянием. Состав плагиоклаза варьирует в пределах An 38–85, с модой для дацитов и риодацитов An 48-52 и An 38-44, соответственно. Содержание пироксена в дацитах составляет 2-4%, а в более кислых лавах редко превышает 1,5%. Представлен он преимущественно авгитом и гиперстеном. Преобладают слабо зональные вкрапленники, однако, встречаются кристаллы с обратной зональностью.

В посткальдерных кислых лавах (как и в андезитах) присутствуют включения базальтового состава. Количество их обычно не превышает 10% и лишь в отдельных потоках достигает 40% от объема породы. Размеры включений варьируют от долей миллиметра до 10-15 см и имеют каркасную структуру.

Геохимия вулканических пород

Развитие Узон-Гейзерной депрессии, как центра эндогенной активности в составе Восточного вулканического пояса Камчатки, определяет и формирование типичных для фронтальной зоны островодужной системы вулканических пород (Пополитов, Волынец, 1981; Волынец и др., 1990а, 1990б). Большая часть вулканических пород структуры принадлежит к умеренно калиевой серии, и только отдельные разности базальтов докальдерной постройки и посткальдерных базальтов вулкана Кихпинич можно классифицировать как низкокалиевые (Рис.26, а).

Сериям пород района, также как и породам ближайших к ним крупных вулканических центров Восточного вулканического пояса, свойственна принадлежность к толеитовому и известково-щелочному трендам эволюции составов. Наиболее основные по составу разности пород обладают толеитовыми отношениями FeO^*/MgO . Начиная с андезитов, отмечается как толеитовая, так и известково-щелочная тенденции эволюции серий пород с усилением роли последней по мере развития структуры (Рис.26, б).

Эволюция составов вулканитов Узон-Гейзерной структуры на четвертичном этапе ее развития, в общем, имеет гомодромную направленность, выраженную в проявлении на начальной стадии базальтоидных расплавов (базальтов, андезито-базальтов), а на последующих – андезитовых, дацитовых и риодацитовых типов пород. Риолиты в пределах центра отсутствуют.

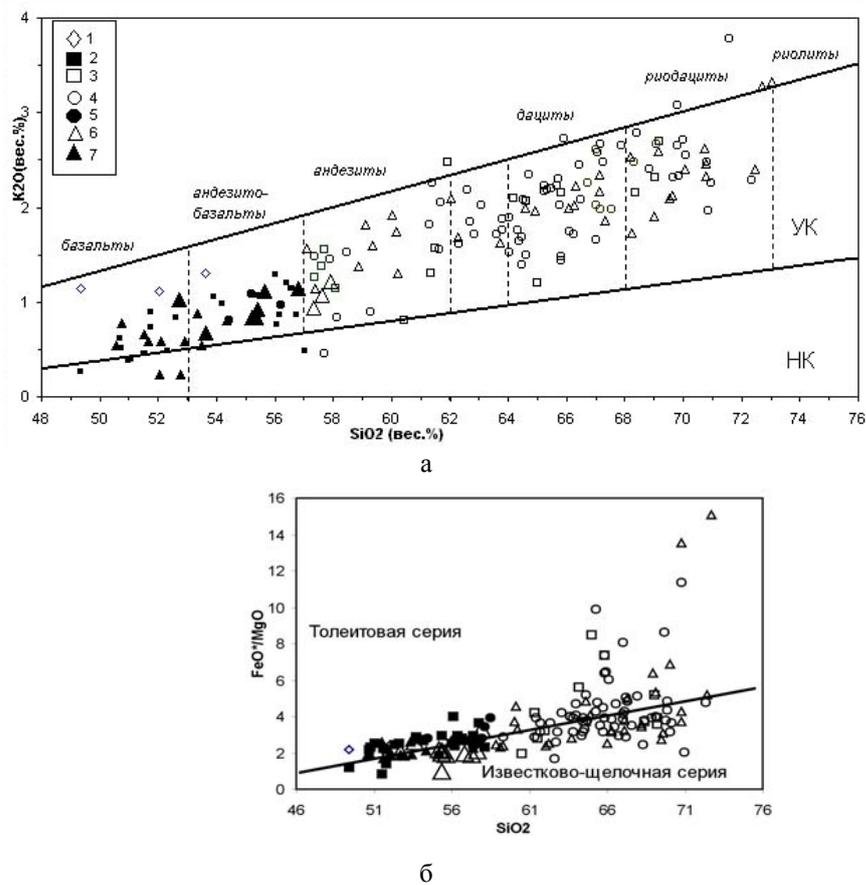


Рис. 26. Классификационные диаграммы. а - диаграмма SiO_2-K_2O вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии. Поля составов для различных по калиевости вулканических серий пород приведены по (Перепелов, 1989): НК - поле составов пород низкокалиевой серии, УК - то же для умереннокалиевой серии. 1 - базальтоиды позднемiocен-плиоценового возраста (щипинская свита, N_2), 2 - базальты, андезитобазальты, и 3 - андезиты, дациты и риодациты докальдерного этапа развития структуры (Q_1-Q_2); 4 - андезиты, дациты, риодациты и 5 - базальты, андезитобазальты кальдерообразующего этапа развития структуры (Q_3-Q_4); 6 - андезиты, дациты, риодациты и 7 - базальты, андезитобазальты посткальдерного этапа (Q_3-Q_4). Большим треугольником показаны андезитобазальты и андезиты (Q_3). б - диаграмма SiO_2-FeO^*/MgO вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии. Граница раздела серий пород с толеитовой и известково-щелочной тенденциями эволюции составов приведены по (Miyashiro, 1974). Условные обозначения те же, что на а.

На гистограмме распределения вулканических пород по кремнекислотности за весь период развития структуры проявлен скорее полимодальный, чем бимодальный характер распределения с тремя максимумами (в % SiO_2): 50-54, 56-58 и 64-68 (Рис. 27, А).

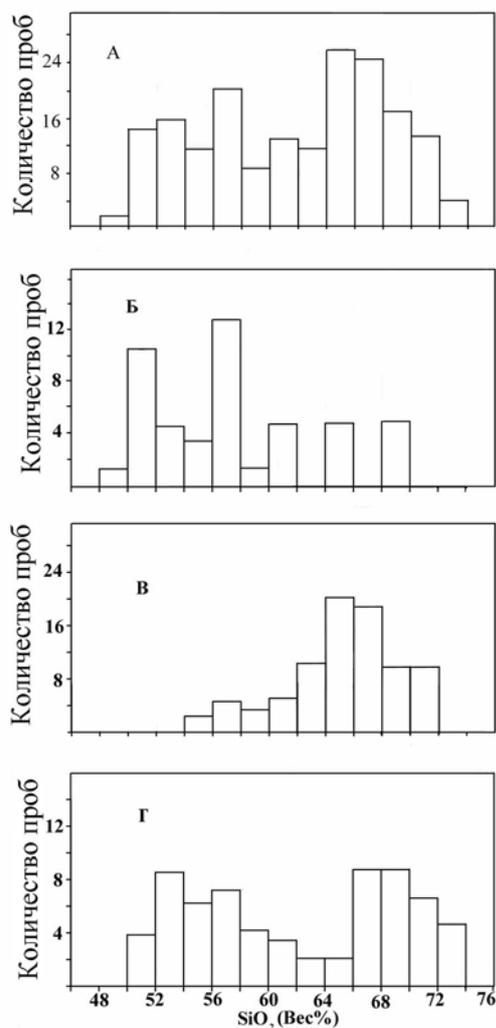


Рис. 27. Гистограммы распределения пород различной кремнекислотности Узон-Гейзерной депрессии (А - в целом по структуре; Б - Г - по этапам развития: Б – докальдерный этап, В – кальдерообразующий этап, Г – посткальдерный этап).

Соотношение пород разного состава существенно менялось во времени, что определялось, прежде всего, геолого-структурными преобразованиями района. На раннем этапе развития структуры в западной ее части преобладали базальты, в южной и юго-восточной - андезитобазальты и низкремнистые андезиты. Дациты и риодациты были развиты в подчиненном количестве вблизи восточной и северо-восточной границ структуры (Рис. 27, Б).

Кальдерообразующий этап является закономерным продолжением гомодромной эволюции базальтоидных магм докальдерного периода развития структуры. Однако, исходя из особенностей опустошения малоглубинной магматической камеры в процессе извержения, в разрезах отложений пирокластических потоков отмечается антидромный характер смены последовательных порций, что указывает на зональное строение верхнекорового очага (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б). Продукты эксплозивной фазы представлены в основном дацитами (Рис. 7, В).

Андезитобазальты среди пород кальдерообразующего этапа встречаются в небольших объемах в эффузивных (дайки) и эксплозивных (спекшился шлаки) фациях. Они, очевидно, представляют собой расплавы, поступающие в эти магматические очаги из более глубоких зон земной коры. На посткальдерном этапе доля базальтов возрастает, и гистограмма имеет бимодальный характер (Рис. 7, Г). Происходит одновременное развитие продуктов основного и кислого состава. При этом риодациты проявляются преимущественно внутри кальдерной системы, фиксируя проекцию верхнекорового очага на поверхности, в то время как базальтоиды изливаются в основном за пределами кальдерных структур, вблизи их границ.

Таким образом, наблюдаются отличия в составе пород для трех этапов активности структуры. На докальдерном этапе состав преимущественно базальтоидный, на кальдерообразующем – дацитовый, на посткальдерном – бимодальный, с проявлением двух магм контрастного состава.

Макрокомпоненты. Базальты и андезитобазальты Узон-Гейзерной депрессии отличаются умеренным содержанием магния (3-5%) и высокой глиноземистостью (17-19%), что характерно и для других вулканических центров Восточной Камчатки (Вольнец и др., 1990а, 1990б). Наиболее высокая концентрация магния (~ 7%) обнаружена в основании докальдерной постройки в восточной части структуры (гора Вершинная). Наибольшей глиноземистостью (21%) отличаются плагиофировые базальты г. Ближней,

которые представляют собой наиболее поздние продукты на вулкане Кихпиньч. В направлении от базальтов к риодацитам отмечается прогрессивное увеличение концентрации натрия и калия при одновременном снижении глинозема, суммарного железа, магния, кальция, фосфора (Рис.).

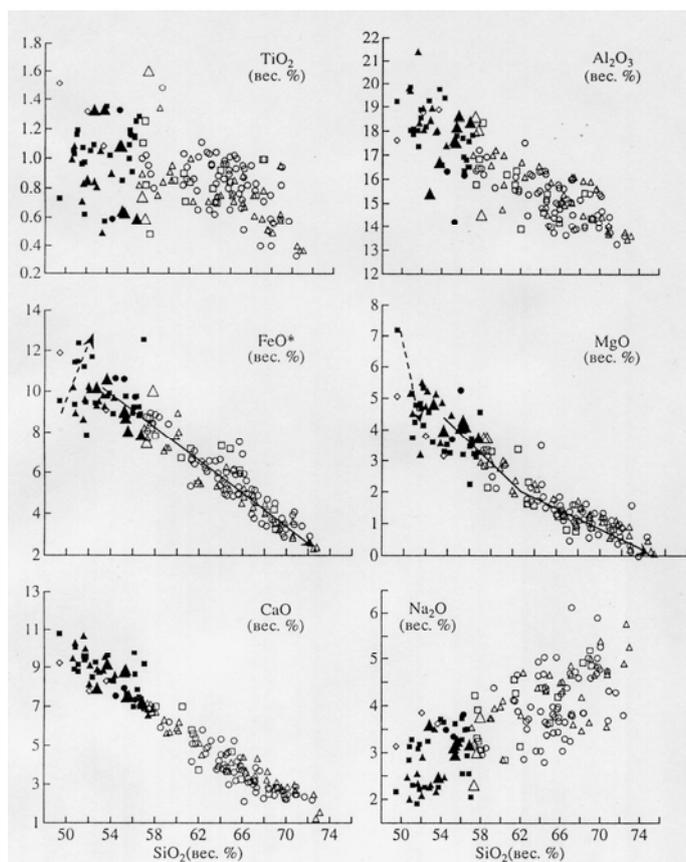


Рис. 28. Вариации макроэлементов по отношению к SiO_2 (диаграмма Харкера). На диаграммах зависимости суммарного железа и окиси магния от кремнекислоты показаны тренды толеитовой (пунктирная линия) и известково-щелочной (сплошная линия) эволюции вулканических пород. Условные обозначения см. на Рис.26, а.

Следует отметить некоторые особенности в распределении ряда компонентов в вулканических породах по этапам развития центра. Эти различия незначительны, однако, можно рассмотреть некоторые из них. Так базальты и андезитобазальты докальдерного этапа отличаются от посткальдерных аналогов несколько меньшим содержанием магния (за исключением базальтов в основании разреза г. Вершинной), щелочей и слегка повышенным - железа, алюминия, кальция. Для этой породной группы характерен значительный разброс в содержании TiO_2 , а в голоценовых базальтоидах - и по другим компонентам. Дациты и риодациты кальдерообразующего этапа отличаются пониженными концентрациями алюминия, кальция, и повышенными - титана, железа, натрия, калия по отношению к аналогичным породам других этапов развития центра. Различия в концентрации титана, особенно в продуктах взрывной фазы, составляют 0,3 - 0,4%, что достаточно для того, чтобы предполагать особые условия, существовавшие в очаге на преруптивном этапе.

Повышенные содержания титана слабо коррелируют с несколько повышенной щелочностью (Рис. 28, табл. 12). Все это согласуется с обогащением расплава, находящегося в апикали длительно эволюционирующего магматического очага, флюидной фазой, некогерентными элементами и повышением степени окисленности расплава.

Незначительные концентрации алюминия и кальция в кальдерообразующих вулканических породах определяются низкой степенью их кристалличности и малым содержанием в них плагиоклаза.

Редкие и редкоземельные элементы. Распределение редких компонентов в породах Узон-Гейзерной депрессии во многом согласуется с распределением макрокомпонентов. В направлении от базальтов к риодацитам отмечается увеличение концентраций Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Th, U при параллельном снижении сидерофильных элементов группы железа, скандия и стронция (Рис. 29, табл. 12).

Концентрация Sr имеет ступенеобразный характер распределения. В базальтах и андезитобазальтах содержание его практически остается постоянным, а в области более кислых составов - снижается. Распределение бария в ряду базальт - риодацит имеет обратный характер. Докальдерные базальты,

андезитобазальты и андезиты отличаются повышенными концентрациями Rb, Zr, Y и пониженными Sr по сравнению с их посткальдерными аналогами (исключение составляют голоценовые андезиты конуса Дуга).

Толейтовые базальты докальдерного этапа и более поздние базальты (в меньшей степени) отличаются повышенными концентрациями РЗЭ цериевой группы (особенно Ce, Pr, Nd и Sm), что сближает их с известково-щелочными базальтами (Рис. 30, а, табл. 12). Тренды распределения РЗЭ усредненных толейтовых базальтов Восточного вулканического пояса Камчатки имеют уплощенный характер с незначительным обогащением легкими элементами (Пузанков и др., 1984; Волюнец и др., 1987).

Спектры распределения РЗЭ кремнекислых пород значительно оторваны от спектров базальтоидов. Среди андезитов особо выделяются голоценовые лавы конуса Дуга. Они отличаются максимальной концентрацией РЗЭ среди этой породной группы, что согласуется с аномальным распределением в них и отдельных петрогенных и редких элементов (Рис. 30, б). Наиболее высокие концентрации РЗЭ отмечены в докальдерных дацитах и в посткальдерных риодацитах. Повышенные содержания элементов цериевой группы характерны также для дацитов отложений, связанных с кальдерообразующим этапом, однако в игнимбритах отмечается инверсия на уровне тяжелых РЗЭ (Tm, Yb, Lu). В эксплозивных продуктах концентрация их резко падает по сравнению с эффузивными аналогами (Рис. 30, в). Спектры распределения РЗЭ в исследуемых кислых вулканических породах (Рис. 30, г) близки к распределению РЗЭ в средних риодацитах известково-щелочной серии Восточного вулканического пояса Камчатки (Авдейко и др., 1987).

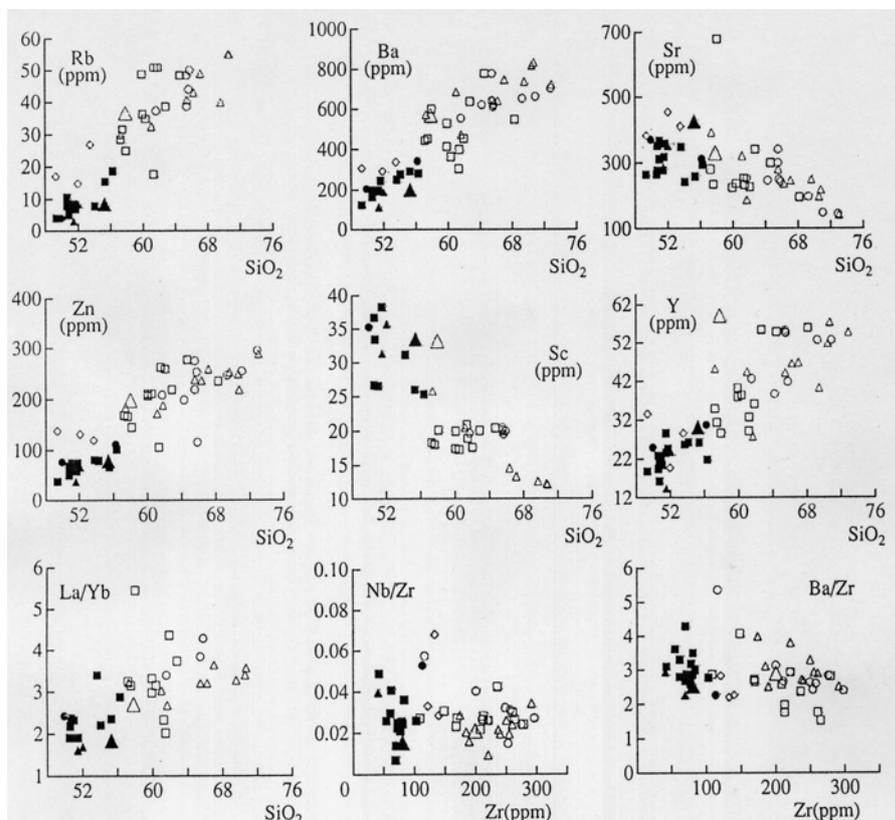


Рис. 29. Вариации редких элементов и отношения La/Yb в зависимости от содержания SiO₂ и отношений Nb/Zr и Ba/Zr от содержания циркония. Условные обозначения см. на Рис.26, а.

Таблица 12.

Содержания макро- и микроэлементов в породах Узон-Гейзерной депрессии (представительные анализы)

Компо- ненты	Докальдерный этап									
	N ₂			Q ₁ -Q ₂						
	17-86	40-86	52-86	209- 75	51-78	85-87	47-47	105-90	45-86	67-77
SiO ₂	49,35	52,02	53,60	50,75	51,46	56,40	57,38	57,30	58,07	62,78
TiO ₂	1,51	1,31	1,08	1,03	1,52	0,91	1,10	1,10	0,48	1,00
Al ₂ O ₃	17,60	18,75	18,87	19,84	16,07	16,78	15,79	15,79	18,35	14,89
Fe ₂ O ₃	8,67	7,68	7,20	7,06	8,67	3,15	4,00	4,00	2,72	3,21
FeO	3,21	2,45	1,88	2,03	3,64	6,62	4,74	4,74	5,13	3,20
MnO	0,21	0,19	0,14	0,16	0,30	0,15	0,17	0,17	0,14	0,14
MgO	5,05	3,80	3,17	3,76	4,08	3,24	2,83	2,83	3,30	1,63

CaO	9,20	7,79	8,29	10,08	8,54	7,84	6,83	6,83	7,00	3,97
Na ₂ O	4,14	3,85	3,63	3,15	3,00	3,50	4,23	4,23	3,08	3,68
K ₂ O	1,14	1,11	1,30	0,51	0,74	1,20	1,26	1,26	1,16	1,95
P ₂ O ₅	0,30	0,25	0,26	0,16	0,28	0,24	0,20	0,20	0,13	0,24
ппп	0,16	0,44	0,17	0,78	1,58	0,20	0,97	0,97	0,24	2,89
Сумма	99,54	99,64	99,59	99,58	99,80	100,23	99,50	99,50	99,80	89,58
Rb	17,0	15,0	27,0	10,4	7,4	18,7	-	28,7	25,1	48,7
Ba	309	289	339	168	190	283	-	444	597	772
Sr	387	453	412	277	312	294	-	282	675	299
Pb	-	-	-	2,69	4,17	4,28	-	5,75	5,55	11,58
Cu	-	-	-	68,8	55,6	82,8	-	29,4	34,7	32,4
Sc	-	-	-	33,4	26,6	25,4	-	18,3	20,1	20,4
Nb	4,0	9,0	4,0	1,8	1,8	2,7	-	4,6	4,51	6,74
Zr	138	132	120	60	71	102	-	169	14,69	274,80
Hf	-	5,1	2,8	1,96	2,08	3,29	-	464	7,47	7,30
Th	-	-	-	0,89	0,64	1,38	-	2,27	2,18	3,67
U	-	-	-	0,34	0,30	0,63	-	1,10	1,24	2,24
La	-	-	-	4,67	5,58	7,35	-	12,90	14,69	20,21
Ce	-	-	-	11,42	13,78	17,53	-	30,49	35,44	50,09
Pr	-	-	-	1,72	2,22	2,62	-	4,73	5,22	6,95
Nd	-	-	-	8,47	10,74	12,18	-	20,96	22,80	32,70
Sm	-	-	-	2,39	3,09	3,28	-	5,51	5,66	8,51
Eu	-	-	-	0,87	1,01	1,09	-	1,48	1,77	1,97
Gd	-	-	-	2,94	3,44	4,01	-	6,17	5,20	8,58
Tb	-	-	-	0,52	0,60	0,64	-	1,01	0,78	1,43
Dy	-	-	-	3,20	3,79	4,18	-	6,26	4,40	8,45
Ho	-	-	-	0,69	0,79	0,83	-	1,30	0,96	1,95
Er	-	-	-	1,99	2,42	2,60	-	3,80	2,40	4,85
Tm	-	-	-	0,31	0,37	0,41	-	0,60	0,44	0,87
Yb	-	-	-	1,95	2,38	2,53	-	3,98	2,69	5,40
Lu	-	-	-	0,29	0,35	0,38	-	0,59	0,42	0,86
Y	34,0	20,0	29,0	16,6	20,7	22,0	-	35,3	29,0	55,1

Продолжение табл.12.

Компо- ненты	Кальдерообразующий этап					Посткальдерный этап				
	Q ₃					Q ₃ ⁴ -Q ₄				
	43-77	130-86	26-77	108-86	152-86	11-91	3-91	13-91	446-75	360-74
SiO ₂	49,96	61,70	65,68	65,86	65,53	50,56	52,10	57,36	61,10	65,52
TiO ₂	1,06	0,94	0,80	1,06	0,84	0,99	0,84	0,89	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	17,92	15,50	14,98	15,50	14,98	19,80	18,06	17,94	15,61	15,63
Fe ₂ O ₃	5,03	2,07	1,60	1,89	3,71	3,02	2,02	2,87	4,06	2,33
FeO	5,62	5,01	3,39	3,29	2,54	7,20	8,06	4,86	3,17	2,30
MnO	0,19	0,11	0,15	0,12	0,16	0,21	0,18	0,12	0,19	0,07
MgO	4,61	2,16	1,07	1,49	1,24	5,16	5,24	3,32	2,26	1,85
CaO	9,80	5,39	3,76	3,82	4,30	9,42	9,08	6,54	5,64	4,00
Na ₂ O	2,89	3,88	5,04	3,71	3,62	2,48	2,92	3,22	3,91	4,75
K ₂ O	0,42	2,05	2,22	2,12	2,06	0,54	0,59	1,14	1,89	2,40
P ₂ O ₅	0,18	0,23	0,15	0,26	0,13	0,14	0,15	0,18	0,18	0,22
ппп	2,11	0,80	0,66	0,87	0,57	0,43	0,34	1,19	1,66	0,14
Сумма	99,79	99,84	99,50	99,99	99,68	99,95	99,58	99,63	100,39	99,96
Rb	4,1	37,6	44,1	50,3	38,6	3,2	8,6	30,3	32,7	40,8
Ba	206	554	608	619	637	118	192	571	683	642
Sr	372	251	250	245	340	288	352	395	321	283
Pb	3,06	6,38	8,40	8,16	9,65	1,87	2,05	6,46	6,95	9,20
Cu	61,2	34,6	16,9	26,7	27,6	106,4	73,9	74,2	38,5	17,6
Sc	35,2	19,7	19,6	20,8	20,1	31,4	35,6	25,8	20,6	20,0
Nb	1,97	5,84	3,79	6,74	5,76	1,6	1,00	3,79	4,98	4,69
Zr	78,98	210,2	252,84	115,90	219,30	40	69,10	184,10	172,90	239,4
Hf	2,28	5,55	6,82	3,59	5,45	1,32	2,04	4,99	4,61	6,12
Th	0,84	2,63	2,88	1,95	2,68	0,30	0,38	2,28	2,26	2,88
U	0,33	1,50	1,81	0,67	1,65	0,14	0,33	1,31	1,46	1,77
La	6,21	14,41	16,64	16,45	18,89	2,98	4,36	15,01	13,65	14,94
Ce	16,32	36,30	41,88	40,48	48,91	8,14	12,17	37,20	34,17	36,39
Pr	2,46	4,83	5,74	5,52	7,07	1,32	2,00	5,34	4,89	4,97
Nd	12,03	23,90	27,79	26,84	34,64	6,49	10,28	26,47	23,88	23,04
Sm	3,47	6,05	7,32	6,88	9,04	2,02	3,11	7,09	6,33	6,02
Eu	1,23	1,49	1,98	1,74	2,52	0,90	1,17	1,85	1,63	1,66
Gd	3,95	6,55	8,26	7,36	9,23	2,70	3,59	7,32	6,79	6,45
Tb	0,67	1,10	1,40	1,19	1,49	0,47	0,62	1,24	1,16	1,08
Dy	4,15	6,65	8,61	7,13	8,58	2,81	3,90	7,14	6,89	6,79
Ho	0,93	1,46	1,97	1,54	1,88	0,57	0,90	1,61	1,54	1,56
Er	2,38	3,72	5,00	3,78	4,65	1,80	2,25	4,16	3,92	4,05

Tm	0,44	0,67	0,89	0,65	0,80	0,29	0,42	0,73	0,71	0,76
Yb	2,56	4,25	5,63	3,82	4,90	1,85	2,59	4,64	4,49	4,67
Lu	0,41	0,67	0,89	0,57	0,75	0,30	0,40	0,72	0,72	0,75
Y	25,2	42,9	54,7	42,7	55,6	14,6	24,0	45,6	44,6	44,5

Продолжение табл.12.

Компо- ненты	Посткальдерный этап								1*	2*
	Q ₃ ⁴ - Q ₄					Q ₄				
	515-78	16-91	59-82	448-75	312-74	15-75	18-75	K-1/03		
SiO ₂	66,28	67,10	69,60	70,74	70,80	55,34	57,90	56,74	49,96	51,72
TiO ₂	0,85	0,70	0,51	0,95	0,53	1,08	1,60	1,10	0,89	0,93
Al ₂ O ₃	14,93	16,10	15,63	13,79	14,40	17,51	14,52	14,84	18,83	17,62
Fe ₂ O ₃	3,30	1,03	2,55	2,64	1,81	3,29	2,50	2,38	2,91	2,88
FeO	1,95	3,30	0,79	1,03	1,43	5,68	7,54	10,57	7,37	6,33
MnO	0,10	0,12	0,10	0,15	0,08	0,19	0,21	0,23	0,20	0,18
MgO	1,53	1,30	1,00	0,91	0,71	4,09	2,96	2,71	5,14	5,35
CaO	3,72	3,22	2,65	3,00	2,81	8,84	6,82	7,00	10,84	9,48
Na ₂ O	4,32	4,66	4,86	3,56	4,78	2,97	3,78	3,31	2,37	3,07
K ₂ O	2,22	2,17	2,13	2,63	2,50	0,84	1,21	1,25	0,40	0,91
P ₂ O ₅	0,26	0,12	0,16	0,09	0,11	0,19	0,30	0,27	0,18	0,23
ппп	0,81	0,64	0,40	0,29	0,19	0,19	0,58	0,33	0,51	0,67
Сумма	100,27	100,5	100,4	99,78	100,2	100,2	99,92	100,48	99,60	99,37
Rb	43,3	49,1	40,0	55,3	55,1	8,5	36,9	21,5	-	-
Ba	640	746	736	832	813	200	570	295,5	-	-
Sr	240	248	251	220	198	425	334	261,85	-	-
Pb	7,69	10,27	6,81	10,72	10,73	2,88	7,75	6,71	-	-
Cu	13,4	21,8	10,7	18,4	14,7	57,6	42,1	142,2	-	-
Sc	14,6	13,5	12,7	12,2	12,4	33,5	33,2	33,3	-	-
Nb	5,13	6,33	4,95	2,14	6,54	1,24	4,23	3,44	0,60	2,10
Zr	236,7	259,2	253,5	219,8	249,0	79,40	198,60	150,6	18,00	134,0
Hf	6,15	6,75	6,34	6,17	6,69	2,23	5,21	3,67	1,10	2,40
Th	3,02	3,49	3,10	3,67	3,89	0,51	2,39	1,40	0,19	0,77
U	1,86	2,22	1,81	2,36	2,33	0,18	1,30	0,67	0,14	0,54
La	15,32	17,35	13,96	18,59	17,90	5,49	14,87	8,52	2,60	6,00
Ce	37,86	43,20	33,07	45,83	43,28	15,02	38,69	21,59	6,70	14,10
Pr	5,12	5,77	4,18	6,22	5,71	2,44	5,59	3,30	-	-
Nd	24,14	27,09	19,32	28,87	25,91	12,68	28,64	15,30	5,30	11,00
Sm	6,31	6,87	5,11	7,55	6,63	3,94	8,34	4,45	1,88	3,00
Eu	1,52	1,73	1,62	1,65	1,58	1,36	2,33	1,44	0,68	0,89
Gd	6,57	6,92	5,24	7,49	6,94	4,50	8,87	6,06	2,50	3,60
Tb	1,11	1,15	0,92	1,25	1,20	0,79	1,51	1,01	0,46	0,61
Dy	6,91	7,06	5,70	7,62	7,44	4,75	8,92	6,23	-	-
Ho	1,59	1,55	1,33	1,75	1,70	1,08	2,04	1,28	-	-
Er	4,13	4,03	3,43	4,45	4,45	2,74	5,06	3,89	-	-
Tm	0,75	0,75	0,66	0,84	0,81	0,48	0,90	0,57	0,31	0,34
Yb	4,80	4,75	4,26	5,21	5,27	3,00	5,50	3,90	2,04	2,29
Lu	0,77	0,75	0,68	0,81	0,87	0,47	0,88	0,65	0,29	0,31
Y	46,7	47,0	40,4	57,5	52,0	30,4	59,4	38,38	-	-

Примечание. Докальдерный этап: обр. 17-86, 40-86, 52-86 - верховья р. Левая Жупанова; обр. 209-86 - западный борт кальдеры Узон, лавы щитового вулкана; обр. 5-78 - толеитовый базальт, восточный борт структуры, верховья р. Гейзерной; обр. 85-87 - андезитобазальт, юго-восточный борт, каньон р. Шумной; обр.105-90 - андезитобазальт, южный борт структуры, вул. Промежуточный; обр. 45-86 - андезит, южный борт кальдеры Узон; обр. 67-77 - дацит, верховья р. Гейзерной. (см. продолжение на след. странице).

Продолжение примечаний к табл. 12.

Кальдерообразующий этап: обр. 43-77 - толеитовый базальт, дайка, каньон р. Шумной; обр. 130-86 - андезит, игнимбрит, верховья р. Узон; обр. 26-77 - дацит, дайка, каньон р. Шумной; обр. 108-86 - дацит, игнимбрит, верховья р. Узон; обр. 152-86 - дацитовая пемза, юго-восточный склон вулкана Узон. Посткальдерный этап: образцы 11-91 и 3-91 - толеитовые базальты, вулкан Кихпинич; обр. 13-91 - андезит, Горное Плато; обр. 446-75 - андезит, экструзия Гейзерная; обр. 360-74 - дацит, экструзия Останец; обр. 515-78 - дацит, экструзия Гейзерная; обр. 16-91 - дацит, Горное Плато; обр. 59-82 - риодацит, восточный склон вулкана Кихпинич; обр. 448-75 - риодацит, дайка, экструзия Гейзерная; обр. 312-74 - риодацит, экструзия Гейзерная; обр. 15-75 - андезитобазальт, конус Савича, восточная часть структуры; 18-75 - андезит, конус Дуга, северный часть структуры; обр. K-1/03 - андезит, маар оз. Дальнее, кальдера Узон. Образцы 1*, 2* - средние анализы толеитовых (1*), и известково-щелочных (2*) базальтов по (Вольнец и др., 1990). Анализы редких элементов - г/т, петрогенных компонентов - вес.%. Аналитики: Г.П.Сандимирова, Е.В.Смирнова (Ин-т геохимии СО РАН), Л.А.Карташева (Ин-т вулканологии ДВО РАН).

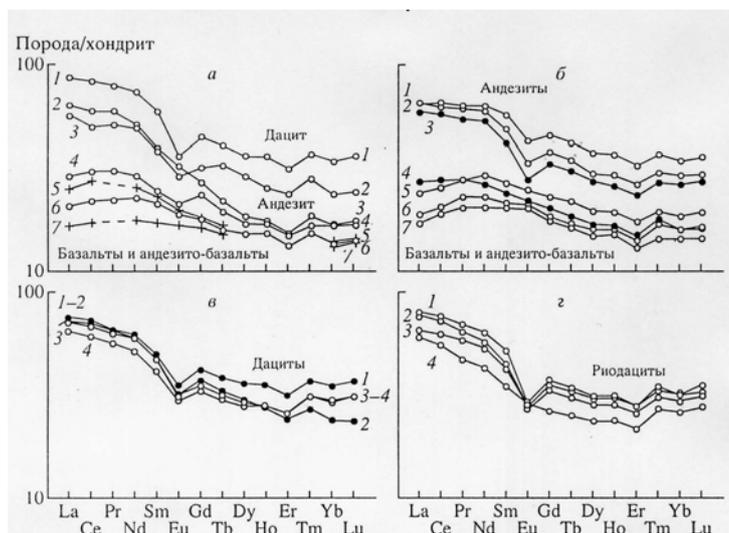


Рис. 30. Распределение редкоземельных элементов в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии. Графики построены по содержанию редкоземельных элементов в породах, нормированы по составу хондрита (Anders, Grevesse, 1989). Данные см. табл. 10. *а* – докальдерный этап, 1 – дацит, обр. 66-77, 2-3 – андезит, образцы 45-86 и 105-90, 4 – андезитобазальт, обр. 85-87, 6 – базальт, обр. 209-75, 5 и 7 – средние составы базальтов, соответственно, известково-щелочной и толеитовой серий Восточного вулканического пояса Камчатки, по (Вольнец и др., 1990). *б* – кальдерообразующий этап (залитые кружки): 3 – игнимбриит, обр. 130-86; 4 – базальт, обр. 43-77, дайка; посткальдерный этап (полые кружки): 1 – андезит, обр. 18-75; 2 – андезит, обр. 13-91; 5 – андезитобазальт, обр. 15-75; 6 и 7 – базальты, образцы 11-91 и 3-91, соответственно. *в* – дациты, кальдерообразующий этап (залитые кружки): 1 – дайка, обр. 26-77; 2 – игнимбриит, обр. 108-86; посткальдерный этап (полые кружки): 3 – обр. 515-75; 4 – обр. 360-74. *г* – риодациты, посткальдерный этап: 1 – обр. 448-75, 2 – обр. 312-74, 3 – обр. 16-91, 4 – обр. 59-82. Номера образцов соответствуют номерам, приведенным в табл. 12.

Базальтоидные породы не имеют отрицательных Eu -аномалий ($Eu / Eu^* = 0,98-1,06$), тогда как для андезитов и дацитов отмечается отчетливый Eu – минимум ($0,71-0,83$), который усиливается с переходом к риодацитам ($0,66-0,70$). Исключением из этой схемы являются андезиты докальдерной постройки в юго-западном секторе кальдерного уступа (образец 45-86), с отсутствием такой аномалии ($0,97$), и риодациты массива вулкана Кихпинич (образец 59-82). Именно эти породы отличаются повышенным содержанием глинозема и Sr (андезиты в большей степени), т.е. обогащены полевошпатовой компонентой, что, по-видимому, и приводит к исчезновению Eu -аномалии. В риодацитах плагиоклаз имеет явный кумулятивный характер, так как эти лавы до 40% насыщены округлыми включениями базальтов, при дезинтеграции которых в породе увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза. И в тех, и в других отмечается пониженный уровень концентрации тяжелых РЗЭ (в андезитах в большей степени). Еще следует отметить, что для всех спектров распределения РЗЭ в породах Узон-Гейзерной кальдерной системы характерен слабо выраженный эрбиевый (Er) минимум. Он прослеживается на всех этапах геологического развития структуры. По литературным данным (Хескин и др., 1968) эрбий в заметных количествах накапливается в апатитах.

Особый интерес в петрохимическом аспекте представляют данные по базальтоидам фундамента Узон-Гейзерной структуры, что позволяет рассматривать эволюцию магматизма в районе в более широких временных диапозонах. От четвертичных базальтов они отличаются повышенными концентрациями щелочей, двуокиси титана, Rb , Zr , Va . Исследованные нами базальтоиды фундамента принадлежат разрезам щапинской свиты, возраст которой определен как позднемиоцен-раннеплиоценовый (Вольнец и др., 1990б). Ранее указанными авторами было проведено петролого-геохимическое исследование магматических пород свиты в бассейне р. Левая Жупанова (юго-западнее рассматриваемого района). Было установлено, что нижние части разрезов щапинской свиты содержат лавы калий-натриевых субщелочных и щелочных базальтов, а в верхних ее частях базальтоиды становятся менее насыщенными щелочными компонентами и многими некогерентными элементами, хотя и обладают такими геохимическими признаками, которые позволяют надежно отличать их от пород плиоцен-четвертичных вулканических серий Восточной Камчатки. В них наблюдаются повышенные содержания элементов высоkozарядной группы (Ti , Nb , Zr , Ta) и таких элементов, как Th , U и легкие редкие земли.

Петрогенетические процессы и магматические очаги в недрах Узон-Гейзерной депрессии

Анализ распределения вулканических пород по кремнекислотности для Узон-Гейзерной депрессии в целом носит полимодальный характер, отражая гомодромное развитие центра от базальтов до риодацитов, которое на поздних этапах развития структуры осложняется поступлением базальтов из более глубоких промежуточных очагов (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б). Постепенное и непрерывное изменение составов пород на петро- и геохимических диаграммах (см. рис. 28, 29) дает основание предположить существование единой исходной магмы. На диаграммах MgO и FeO^* в зависимости от распределения SiO_2 в породах отчетливо выделяются два тренда (см. рис. 28). Один, слабо выраженный, толеитовый, в области базальтов. Он характеризуется увеличением железистости от базальтов к андезитобазальтам и имеет крутой уклон. Начиная с высококремнистых андезито-базальтов, железистость падает, формируется известково-щелочной тренд, который объединяет все более кислые вулканы вплоть до риодацитов и отличается постепенным снижением концентраций элементов. Диаграмма $MgO - SiO_2$ демонстрирует уменьшение содержания магния с увеличением кремнекислотности пород. В области базальтов, андезитобазальтов этот тренд более крутой, а в области кислых составов – пологий, что указывает на фракционирование кристаллов. Отсутствие базальтоидов повышенной магнезиальности (и высокобарических минералов) среди докальдерных образований Узон-Гейзерной депрессии убеждает в том, что родоначальной магмой для средне-кислых вулканических пород был уже достаточно эволюционированный расплав. Резкое обеднение пород $Fe, Mg, Ti, Ca, Al, P, Sc$ и Sr и обогащение $K, Na, Rb, Ba, Zr, Nb, Hf, Ta, Y, Th, U$ при переходе от базальтоидов к дацитам, риодацитам, объясняется значительным фракционированием плагиоклаза, пироксенов, магнетита и апатита (Авдейко и др., 1987; Кадик и др., 1990).

О повышенной степени эволюционированности базальтов свидетельствует также характер распределения в них редкоземельных элементов. Так докальдерные базальты по петрологическим и петрохимическим характеристикам относятся к толеитовому типу, однако, спектр распределения РЗЭ в них (см. рис.30) отличается от уплощенного спектра усредненных толеитовых базальтов Восточной Камчатки (Вольнец и др., 1987). Они обогащены легкими РЗЭ, что сближает их с базальтами известково-щелочной серии (Вольнец и др., 1987). Такой характер спектра может свидетельствовать о процессах ассимиляции базальтами корового материала. На это указывают многочисленные находки частично оплавленных обломков гранитоидов в голоценовых базальтоидах конусов Савича, Дуга и маара оз. Дальнее, расположенного в кальдере Узон. В некоторых образцах докальдерных базальтов вулкана Узон отмечены петрологические свидетельства гетерогенности расплава в виде вкрапленников более натриевых плагиоклазов и неоднородной структуры основной массы. Включения корового материала встречаются и в продуктах современных базальтовых извержений: это могут быть породы фундамента (Флеров и др., 1984) и фрагменты более кислых расплавов (Иванов, 1969). Масштабы контаминации незначительны, однако это отражается в разрушении корреляционных связей между петрогенными и малыми элементами. Сказывается это и на величинах индикаторных отношений изотопов кислорода и стронция (Виноградов и др., 1986; Покровский, Вольнец, 1999), способствует повышению фугитивности кислорода в магматических очагах толеитовых базальтовых расплавов, что обеспечивает их дифференциацию в известково-щелочном направлении (Кадик и др., 1990). На вероятность ассимиляции базальтами корового материала указывают и модельные расчеты (Уткин и др., 1999).

Отношения La/Yb в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии возрастают от 1,30-1,80 в базальтах до 3,40-4,28 в дацитах и риодацитах, и при некоторых вариациях на уровне отдельных интервалов кремнекислотности, и в целом отражают увеличение степени дифференцированности расплава (см. рис. 29). Это видно также на диаграммах $Nb/Zr - Zr$ и $Ba/Zr - Zr$. При близких величинах этих отношений отмечается значительное обогащение цирконием вулканических пород по мере увеличения кремнекислотности. При этом заметна тенденция снижения отношений $Nb/Zr, La/Yb$ и увеличения Ba/Zr в вулканических породах на посткальдерном этапе. Отношения Nb/Zr и Ba/Zr в позднемiocен-раннеплиоценовых базальтоидах шапинской свиты занимают промежуточное положение между четвертичными базальтоидами и среднекислыми породами, что связано с повышенными концентрациями в этих породах Zr .

Фракционирование базальтоидного расплава происходило с увеличением доли плагиоклаза среди кумулюсных фаз, что подтверждается усилением Eu -минимума при переходе от основных пород к кислым. В процессах дифференциации помимо плагиоклаза, пироксена, магнетита и апатита определенную роль играл, по-видимому, и ильменит. Именно с ним, очевидно, связано снижение концентрации элементов иттриевой группы в игнимбритах. Особенностью минералогии узонских игнимбритов является практическое отсутствие ильменита в пирокластике, распространенной к северу от структуры и повышенное содержание этого минерала в пирокластических отложениях, развитых к югу от нее (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б). Образец игнимбритов, в котором отмечена эта инверсия (108-86) относится именно к отложениям так называемого «северного» поля. Для этих игнимбритов характерны также аномальные величины отношений Nb/Zr и Ba/Zr , что определяется низкими концентрациями в них циркония. Согласно (Асавин, 1994) Zr, Nb, Hf накапливаются в ильменитах и имеют гетеровалентные связи с титаном, изоморфно замещаясь им.

Таким образом, исходной магмой для получения среднекислых расплавов могут служить базальты и андезитобазальты, которые в больших объемах развиты на докальдерной стадии развития структуры. На петро-геохимических диаграммах (см. рис. 28, 29) они располагаются в начале известково-щелочного тренда. Контаминация толеитовых базальтов коровым материалом могла привести к увеличению фугитивности кислорода в базальтовом расплаве, что по (Кадик и др., 1990) является определяющим фактором дифференциации базальтоидных расплавов в известково-щелочном направлении. Отсутствие Еu-минимума в некоторых андезитах и риодацитах не означает иного способа образования этих вулканитов, а лишь указывает на участие дополнительных механизмов (таких, например, как аккумуляция плагиоклаза), связанных с процессами смешивания расплавов, или присутствием плагиоклаз содержащих кумулатов. Петрологическими методами процессы смешивания расплавов отчетливо определяются в породах, начиная с андезито-базальтов (неравновесные минералы, обратная зональность вкрапленников). В более кислых вулканических породах они определяются и визуально - включения и прослой контрастного состава (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б). В геохимическом плане это фиксируется широкими вариациями (в сторону увеличения или уменьшения) петрогенных элементов (Ti, AL, Mg, Fe, щелочи) и наиболее мобильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, Zr, Y). Так, в андезитах повышение концентрации легких РЗЭ выражается в аномально высоком La/Yb отношении, что согласуется с высокими концентрациями Sr и повышенным количеством вкрапленников плагиоклаза в них. Особенно значительные вариации химических элементов характерны для голоценовых андезито-базальтов и андезитов (см. рис.28, 29).

Вывод о связи всех пород Узон-Гейзерной депрессии с помощью механизма кристаллизационной дифференциации, вытекающий из петрологических и геохимических данных, находит подтверждение при проверке этой модели по методу наименьших квадратов (табл. 13, 14).

Было проведено два варианта расчета. В первом в качестве промежуточных (средних) составов взят андезит без видимых признаков неоднородности (образец 47-77, см. табл. 12). Во втором – использовался андезит (образец 45-86) с избыточным количеством глинозема и стронция, то есть полевошпатовых компонентов, содержащий в виде вкрапленников ильменит. Результаты расчетов показывают, что большее соответствие модели фракционной кристаллизации (минимальные значения R-суммы средних квадратичных отклонений) отмечаются в случае, когда в качестве промежуточного состава брался андезит с избыточной фазой плагиоклаза (образец 45-86) и ильменитом. Этот факт подтверждает предположение об усилении известково-щелочной тенденции при фракционировании с добавлением в расплав корового (?) компонента (Кадик и др., 1990) и согласуются также с отмеченной выше ролью ильменита при фракционировании расплава на более поздних стадиях.

Интересные выводы связаны с базальтоидами фундамента Узон-Гейзерной депрессии. Предполагается, что во время формирования пород шапинской свиты в этом районе существовала рифтовая структура северо-восточного простирания, магматическая эволюция которой проходила с последовательным смещением очагов магнообразования в мантии с глубоких на верхние уровни (Вольнец и др., 1990б). Затем, в связи со сменой геодинамического режима на островодужный, началось формирование вулканического пояса Восточной Камчатки.

Таблица 13.
Представительные анализы минералов вулканических пород, используемых при расчете модели кристаллизационной дифференциации (мас. %)

№ п.п.	№ образца	Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	209-75	OI	40.03	-	-	-	16.99	42.25	0.15	- 0.05	-
2	209-75	cPx	49.83	0.35	6.31	0.22	5.82	14.04	21.78	0.34	- 0.01
3	209-75	Pl	43.80	-	35.72	-	0.35	-	18.83	-	-
4	85-87	cPx	50.81	0.48	3.26	-	9.56	14.86	19.21	- 1.92	- 0.08
5	85-87	oPx	54.00	0.21	1.11	-	18.02	24.91	1.61	-	-
6	85-87	Pl	47.16	-	33.24	-	0.82	-	16.29	-	-
7	85-87	Mt	-	10.41	3.19	-	83.70	1.79	-	- 5.06	- 0.14
8	47-77	cPx	51.64	0.54	1.86	-	10.96	14.64	18.68	-	-
9	47-77	oPx	53.77	0.28	0.99	-	20.43	23.07	1.70	-	-
10	47-77	Pl	54.97	-	28.36	-	0.68	-	10.81	-	- 0.17
11	47-77	Mt	-	10.92	3.19	-	83.44	2.05	-	3.35	-
12	45-86	cPx	51.97	0.36	1.44	-	9.81	14.36	20.69	-	-
13	45-86	oPx	53.01	0.67	-	-	22.16	22.40	1.00	-	-
14	45-86	Pl	50.27	-	31.35	-	0.80	-	13.68	-	-
15	45-86	Mt	-	9.25	0.67	-	89.10	0.90	-	-	-
16	45-86	Ilm	-	46.07	-	-	50.69	1.02	-	-	-

Примечание. Обр. 209-75 – базальт щитового вулкана, западный борт кальдеры Узон, обр.85-87 – андезитобазальт, юго-восточный борт депрессии, каньон р. Шумной, обр. 47-77 – андезит, юго-восточный борт депрессии, левый борт р. Шумной. Химический состав пород см. в табл. 10. Обозначения минеральных фаз: OI - оливин, cPx - клинопироксен, oPx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Mt – титаномагнетит. Приведены составы ядер вкрапленников. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН на микроанализаторе Camebax.

Базальты, обнаруженные нами в фундаменте Узон-Гейзерной структуры (см. табл. 12; рис.28, 29) по некоторым вещественным особенностям близки субщелочным базальтоидам верхних частей разреза

щипинской свиты, которые исследовались О.Н.Волынцом с соавторами (1990б). В отличие от базальтоидов вулкана Узон, они заметно обогащены TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Rb, Ba, Nb, Zr. Однако, в сравнении с базальтами района р. Левая Жупанова, они, наоборот, несколько обеднены указанными элементами. Мы предполагаем, что базальтоиды, обнаруженные в строении вулканогенного фундамента Узон-Гейзерной структуры, также принадлежат комплексу «переходных» лав в составе щипинской свиты и представляют собой наиболее поздние проявления «рифтогенного» магматизма, то есть, относятся к этапу, непосредственно предшествовавшему началу формирования островодужного вулканического пояса Восточной Камчатки.

На рис. 31 демонстрируются особенности распределения гигро-магматофильных элементов в базальтоидах Узон-Гейзерной депрессии по отношению к составу первичной мантии.

Таблица 14.

Результаты модельных расчетов формирования вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии при кристаллизационной дифференциации докальдерных базальтов

Порода		Доля компонента, %							R
Исходная	Производная	Oi	cPx	oPx	Pl	Mt	Ilm	рас-плав	
Базальт (209-75)	Андезито-базальт (85-87)	3.02	1.46	-	23.9	1.94	-	69	0.49
Андезито-базальт (85-87)	Андезит (47-77)	-	2.39	1.94	8.71	1.74	-	85.8	0.21
Андезит (47-77)	Дацит (108-86)	-	11.4	0.63	22.5	5.01	-	59.6	0.91
Андезит (47-77)	Риодацит (312-74)	-	12.7	1.91	31.7	6.36	-	46.4	0.33
Андезито-базальт (85-87)	Андезит (45-86)	-	9.27	-6.34	-5.14	2.71	-	98.6	0.33
Андезит (45-86)	Дацит (108-86)	-	1.58	9.80	30.3	3.04	-0.8	54.2	0.06
Андезит (45-86)	Риодацит (132-74)	-	2.98	11.4	38.9	3.90	-0.4	43.3	0.07

Примечание. Oi – оливин, cPx - клинопироксен, oPx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Mt - титаномагнетит, R - сумма средних квадратичных отклонений. В скобках – номер образца.

На примере умеренно калиевых базальтов посткальдерного этапа развития структуры наблюдается полная конформность графиков распределения этих элементов с полем составов низкокалиевых базальтов островных дуг (Holm, 1985), с закономерно несколько более высокими уровнями содержаний элементов в базальтоидах Узон-Гейзерной депрессии. Это подчеркивает островодужную природу исследуемых вулканитов. При анализе приведенного на Рис. графика для субщелочного базальта верхов разрезов щипинской свиты (Волынец и др., 1990б) видно, что уровни концентраций гигромагматофильных элементов в нем более высокие, а аномалии по Sr и Nb, характерные для островодужных базальтов, отчетливо не выражены. Однако сохраняются некоторые элементы конформности их графиков с островодужными, и поэтому такие составы можно соотносить с типом «переходных».

Обобщая, мы делаем вывод, что вулканические серии пород Узон-Гейзерной депрессии принадлежат к низко и умеренно калиевым типам на ранних этапах развития, и умеренно калиевым – на последних этапах. Вулканогенный позднемиоцен - раннеплиоценовый фундамент структуры характеризуется проявлением базальтоидных магм повышенной щелочности, которые являются «переходными» между рифтогенными и островодужными геохимическими типами.

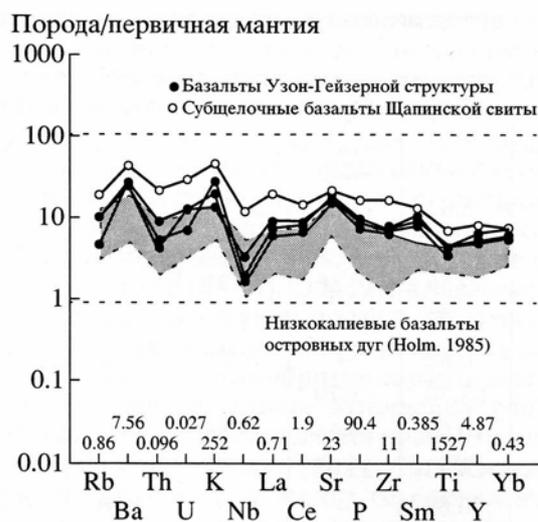


Рис. 31. Спайдердиаграмма распределения гигромагматофильных элементов в базальтах Узон-Гейзерной депрессии. Содержания элементов в базальтах нормированы по их концентрациям в примитивной мантии (Wood, 1979). Поле составов низкокремнистых базальтов островных дуг приведено по (Holm, 1985). Состав щелочного базальта шапинской свиты приведен по данным (Вольнец и др., 1990а, 1990б).

Распределение различных типов пород четвертичного возраста имеет полимодальный характер, что обычно свойственно непрерывным известково-щелочным сериям островных дуг. На кальдерообразующем этапе преобладают дациты (в меньшей степени риодациты и андезиты), которые представляют собой продукты гомодромной эволюции корового магматического очага в недрах структуры. Для посткальдерного этапа характерно бимодальное распределение пород с одновременным развитием разобщенных в пространстве риодацитов и базальтоидов. Отсутствие базальтов внутри кальдеры вплоть до голоцена может свидетельствовать о том, что верхнекоровый очаг исполняет роль плотностной «ловушки» для базальтовых расплавов, поступающих с более низких уровней земной коры (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б).

Отмечаются некоторые геохимические отличия вулканических пород различных этапов формирования Узон-Гейзерной депрессии. Породы докальдерной постройки на уровне базальтоидов характеризуются весьма низкими уровнями концентрации некогерентных элементов, в то время как кислые вулканические породы отличаются наиболее высоким уровнем их содержания. На кальдерообразующем этапе формируются породы различного фациального типа: эксплозивные (спекшиеся туфы и игнимбриты) и эффузивные (дайки и экзрузии, внедрившиеся по дуговым разломам ограничения кальдер). Они отличаются повышенной щелочностью и титанистостью, высокими концентрациями РЗЭ. В то же время в игнимбритах дацитового состава отмечается инверсия в распределении РЗЭ иттриевой группы по сравнению с эффузивными аналогами. Породы посткальдерного этапа формирования структуры, несмотря на геологические предпосылки к выделению двух фаз вулканической активности (Леонов и др., 1991), не разделяются надежно по геохимическим признакам. Исключением из этого являются проявления позднплейстоцен-голоценовых базальтоидных лав.

Наблюдающиеся закономерности в распределении породообразующих, редких и редкоземельных элементов в породах различной кремнекислотности, усиление европиевого минимума при переходе от основных пород к кислым, свидетельствуют о главной роли в процессе формирования дифференцированных серий пород кристаллизационной дифференциации с преобладанием плагиоклаза в кумулятивной фазе. Обогащение толеитовых базальтов легкими РЗЭ может указывать на процессы ассимиляции ими корового материала, что привело к повышению фугитивности кислорода и способствовало дифференциации расплава в известково-щелочном направлении (Кадик и др., 1990). Исходным расплавом для кислых фракционатов являлись, по-видимому, базальты и андезитобазальты, которые в больших объемах встречаются в верхних частях разрезов на докальдерном этапе. На более поздних этапах базальты периодически поступали на поверхность из нижнекоровых очагов, образуя вулканические постройки вблизи границ структуры. Инъекции базальтов в основание верхнекорового очага вызывали тепловое возмущение в верхней его части (являясь спусковым крючком катастрофических эксплозий) и приводили к гетерогенности средне-кислых вулканических пород данного района на кальдерообразующем и посткальдерном этапах. Отсутствие базальтов внутри кальдерной системы свидетельствует о том, что верхнекоровый магматический очаг все еще исполняет роль плотностной ловушки для нижнекоровых базальтов.

Глава V. Кальдерный комплекс южного сектора Карымского вулканического центра

Карымский вулканический центр отличается тем, что с ним связано множество кальдер, сформировавшихся в среднем – верхнем плейстоцене (Иванов, 1970; Селянгин, 1974, 1977, 1987а; Вулканический центр..., 1980) (см. рис. 12). К нему приурочена и одна из наиболее молодых кальдер Камчатки – Карымская (Рис. 32), образовавшаяся 7,7 тыс. лет назад (Брайцева и др., 1994). Многократное повторение катастрофических игнимбритообразующих 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 году (Гриб, 1997). 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 (Масуренков, 1980) был сделан вывод, что процессы игнимбритообразования 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 одних 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 пироклаستيку и образования кальдер начинают в большом количестве изливаться базальты? Верно ли представление о том, что внедрение базальтов может явиться “спусковым крючком” (Sparks, Sigurdsson, 1977) и вызвать извержение из корового магматического очага? Может ли извержение базальтов в Карымском центре в 1996 году спровоцировать в ближайшем будущем извержение кислой пироклаستيку? На эти вопросы пока нет однозначных ответов.

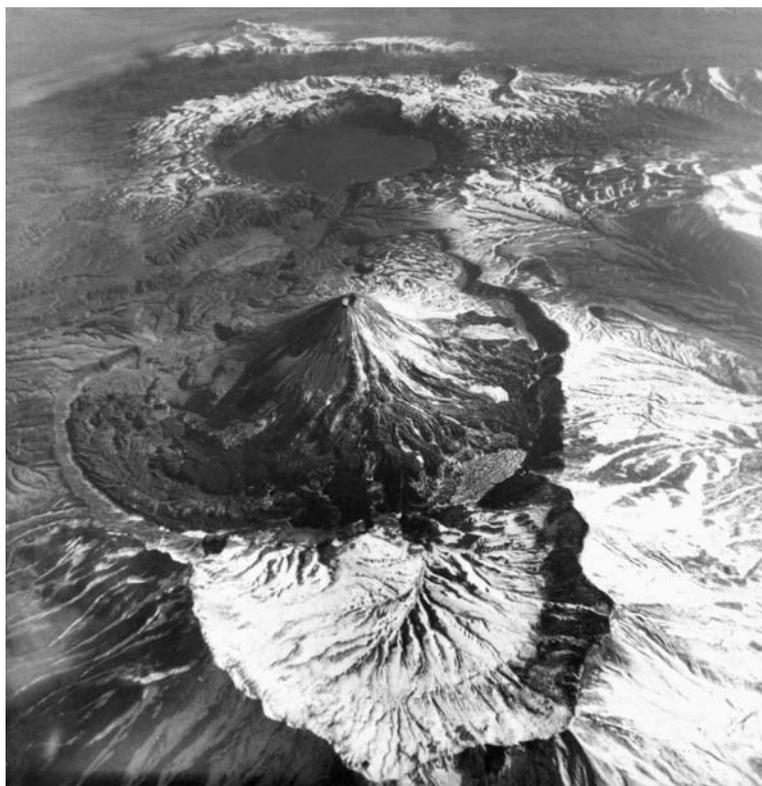


Рис. 32. Система кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Вид с севера на юг. На переднем плане – кратер вулкана Двор, за ним – кальдера Карымская и расположенный в ней вулкан Карымский, далее – кальдера Академии Наук, заполненная Карымским озером, еще дальше – борта кальдер Однобокой и Половинки. Фото В.Н.Двигало.

В 1996-2003 годах 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 разрез пирокластических отложений, связанных с каждой из названных кальдер, минералогия и геохимия выброшенных 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: краткая характеристика

Карымский вулканический центр (Рис.33, 34) представляет собой сложное образование, состоящее из множества вулканических построек дифференцированного состава и ряда кальдерных структур, динамически развивающихся во времени. Геологическое строение Карымского вулканического центра, история развития вулканизма в нем изучались многими исследователями (Влодавец, 1947; Иванов, 1969, 1970; Иванов и др., 1991; Селянгин, 1974, 1977, 1987а; Вулканический центр..., 1980; Леонов, Иванов, 1994; и др.).

Закономерное изменение составов вулкаников в пределах центра, длительное и ритмичное развитие его в плиоцен-четвертичное время позволили некоторым исследователям рассматривать центр, как особую структуру – элементарную ячейку вулканического пояса (Вулканический центр..., 1980).

Центр имеет размеры 55x65 км, он несколько вытянут в северо-восточном направлении вдоль вулканического пояса. За 3 млн. лет развития вулканизма в его пределах общий объем вынесенного на поверхность вулканического материала оценивается в 1700 км³ (Масуренков, 1991).

С центром связана система кальдер, образующих обширную область проседания, вытянутую вдоль его оси – Карымско-Семячинскую кальдерную депрессию, по (Селянгин, 1974, 1977, 1987а). Кальдеры сформировались в позднечетвертичное время, 180-150 тыс. лет назад (Вулканический центр..., 1980). Их образование сопровождалось мощными извержениями пироклаستيку, в результате чего обширные поля на периферии центра оказались покрыты пемзовыми туфами и игнимбритами дацитового и риодацитового состава (Рис.33). Объем выброшенной при этих извержениях пирокластик оценивается в 280 км³ (Масуренков, 1980) или, в пересчете на магму, около 100 км³ (Леонов и др., 2000).

Формирование кальдер и связанных с ними покровов туфов и игнимбритов, 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.

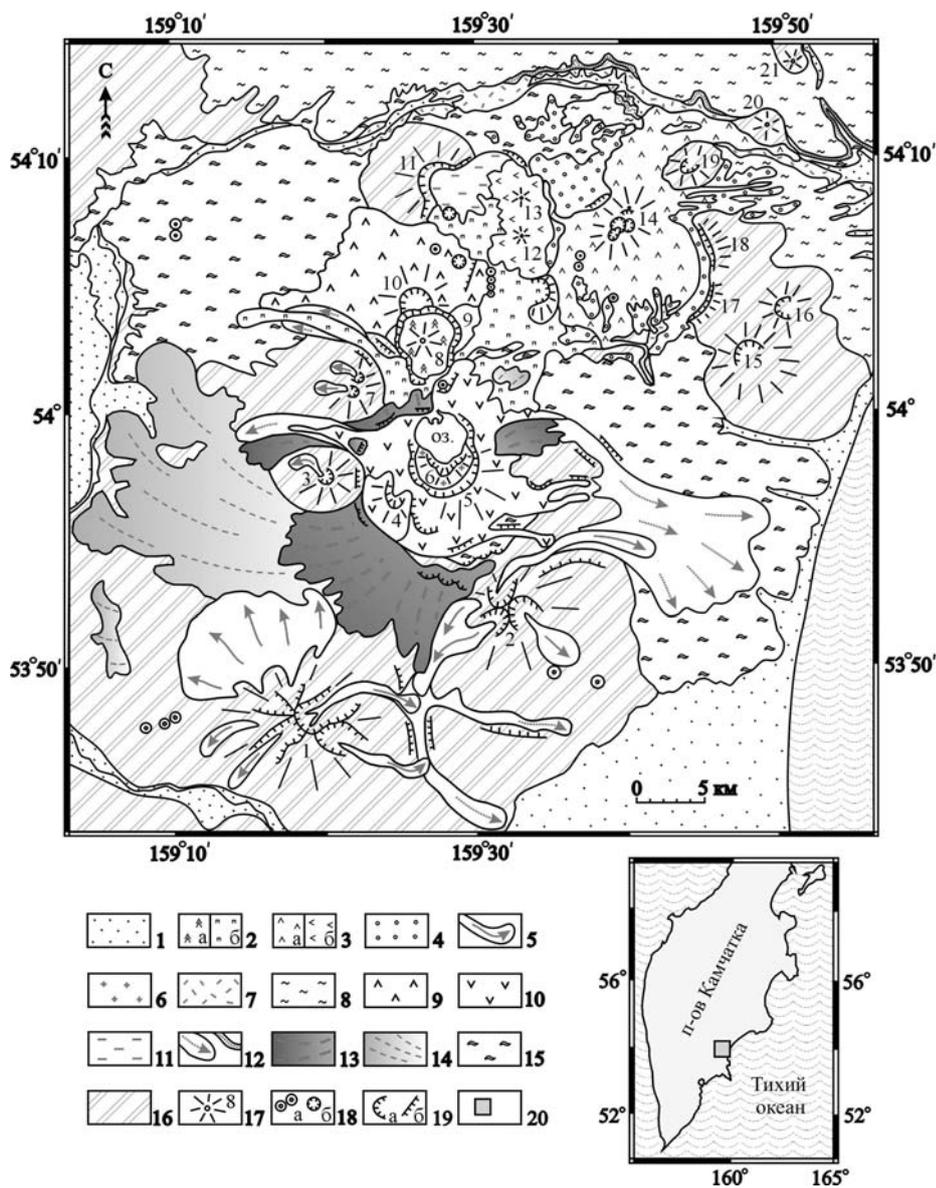


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Карымского вулканического центра.

1 – аллювиальные, морские и озерные отложения (Q_4); 2 – (а) лавы андезитового состава, пирокластика, вулкан Карымский (Q_4); (б) – пемзовые туфы и пирокластика, связанные с Карымской кальдерой (Q_4); 3 – (а) – базальты, андезитобазальты, их туфы и туфобрекчии, вулкан Малый Семячик (Q_4); (б) – лавы андезитового состава, вулканы Сухой и Ступенчатый Бастион (Q_3^4 - Q_4); 4 – агломераты, туфы, туфобрекчии, связанные с кальдерой вулкана Малый Семячик (Q_3^4); 5 – ледниковые отложения (Q_3^4); 6 – лавы андезитового, дацитового состава, вулкан Академии Наук (Q_3^4); 7 – пемзовые туфы и игнимбриты, источник которых не установлен (Q_3^4); 8 – игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной депрессией (Q_3^4); 9 – лавы андезитобазальтового, андезитового состава, вулкан Двор (Q_3); 10 – лавы базальтового, андезитобазальтового, андезитового состава, пемзовые отложения, вулкан Однобокий (Q_3); 11 – комплекс внутрикальдерных вулканогенно-осадочных, озерных отложений (Q_3^1); 12 – ледниковые отложения (Q_2^3); 13 – шлаки, игнимбриты дацитового, андезитового состава, связанные с кальдерой Половинка (Q_2^3); 14 – пемзовые туфы и игнимбриты риолитового состава, связанные с кальдерой Половинка (Q_2^3); 15 – игнимбриты дацитового состава, связанные с кальдерами Стены-Соболиного (Q_2^3); 16 – лавы, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения, сформировавшиеся на докальдерном этапе (N_2 - Q_1); 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; 19 – (а) – эрозионные цирки, кратеры вулканов, кальдеры; (б) – уступы крупных обрывов; 20 – район исследований (на врезке).

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. , а). Общий объем лав и пирокластики, слагающих эти вулканы разными исследователями оценивается по-разному – от 150 км^3 (Кожемяка, 2001) до 375 км^3 (Масуренков, 1980). 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_2 – 56,1 (Масуренков, 1980), объем лав этого периода оценивается в 80 км^3 (Масуренков, 1980). Дальнейшее развитие вулканизма в районе было связано с деятельностью этих вулканов. 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 позднем плейстоцене – голоцене отличался большим разнообразием по составу и фациальным типам, причем в южном секторе структуры по объему преобладала пирокластика – пемзы, пемзовые туфы и игнимбриты дацитового состава.

Система	Отдел	Подотдел	Индекс	Литология	Возраст, тыс. лет	Описание
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Q ₁		7,7	Аллювиальные, морские и озерные отложения
						Лавы андезитового состава, вулкан Карымский
						Пемзовые туфы и пирокластика, связанные с Карымской кальдерой
		Средний	Q ₂ ^{1,2}		20	Базальты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, вулкан Малый Семячик
						Лавы андезитового состава, вулканы Сухой и Ступенчатый Бастион
						Агломераты, туфы, туфобрекчии - пирокластический покров, связанный с кальдерой на вулкане Малый Семячик
	Q ₃			40	Ледниковые отложения	
					Лавы андезитового, дацитового состава, вулкан Академии наук	
					Пемзовые туфы и игнимбриты, источник извержения которых не установлен	
	Неогеновая	Плиоцен-нижний плейстоцен	Q ₃ ^{1,2}		130	Игнимбриты, связанные с Узон-Гейзерной депрессией
						Лавы андезито-базальтового, андезитового состава, вулкан Двор
						Лавы базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава, пемзовые отложения, вулкан Однобокий
Q ₃				180	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					
	Игнимбриты дацитового состава, связанные с образованием кальдер Стены-Соболиного					
	180	Лавы, пирокластика, вулканогенно-осадочные отложения, сформировавшиеся на докальдерном этапе				

Рис. 34. Стратиграфическая колонка отложений Карымского вулканического центра.

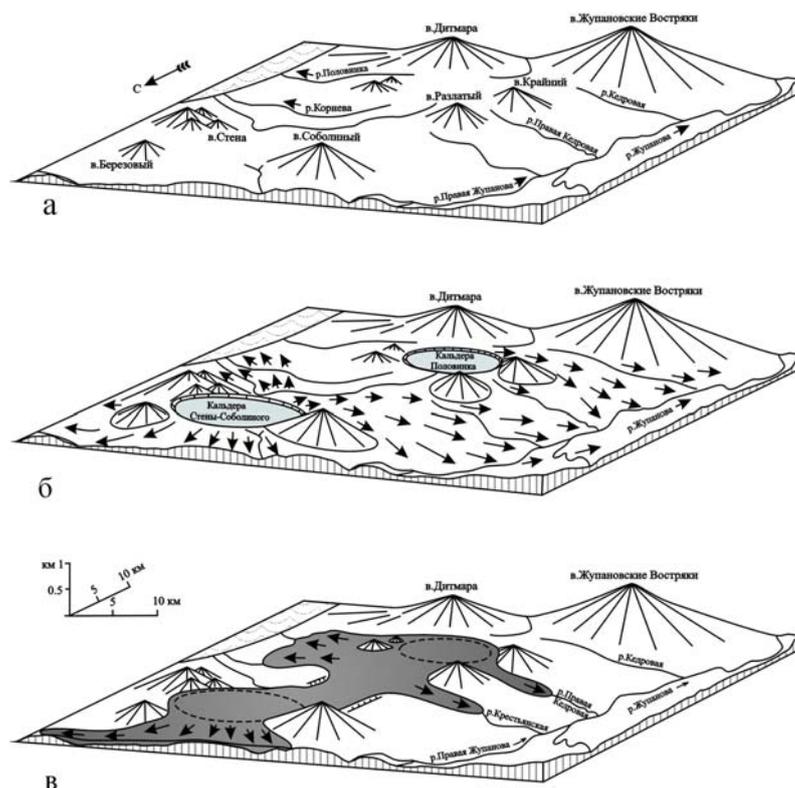


Рис. 35. Блокдиаграммы, показывающие основные этапы развития Карымского вулканического центра в среднем плейстоцене: *а* – на докальдерном этапе; *б* – в период образования среднеплейстоценовых кальдер (стрелки показывают направление движения пирокластических потоков, связанных с образованием кальдер); *в* – во время среднеплейстоценового оледенения (серым цветом показаны ледники, которые заполняли сформировавшуюся к этому времени Карымско-Семячикскую кальдерную депрессию, стрелки – направления движения долинных ледников, пунктиром отмечены границы кальдер).

Таким образом, вулканизм в Карымском вулканическом центре начиная со второй половины среднего плейстоцена значительно отличался по составу и по характеру проявления от того, который развивался здесь в более ранний период (в раннем - среднем плейстоцене). Как отмечалось в (Вулканический центр..., 1980), 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, главным образом, о кальдерах южного, или, как его еще называют, Академического сектора Карымского вулканического центра (Рис.). Наиболее древняя кальдера в данном районе – кальдера Половинка (другое название – Крайняя). Выбросы пирокластике, с которыми было связано формирование этой кальдеры, происходили по одним данным 180-150 тыс. лет назад (Вулканический центр..., 1980), по другим – около 130 тыс. лет назад (Селянгин, 1987а). Возникшая кальдера имела правильную округлую форму и диаметр около 10,5 км.

После формирования кальдеры Половинка район был покрыт мощным оледенением (Рис. 35, в). Морены, оставленные ледниками этого оледенения, обнаружены нами в рассматриваемом районе во многих местах – по рекам Правой Кедровой, Крестьянской, Корнева, Половинке. Ледники, по-видимому, полностью заполняли сформировавшуюся уже к этому времени Карымско-Семячикскую кальдерную систему. Ледниковые отложения повсюду перекрывают толщу туфов и игнимбритов, связанных с кальдерой Половинка. Можно приблизительно оценить возраст этого оледенения. Лавы вулкана Однобокий имеет возраст 110-80 тыс. лет (Вулканический центр..., 1980), и они перекрывают морены, оставленные ледниками этого оледенения. Так что, 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 (Карабанов и др., 2001).

Вулкан Однобокий сформировался внутри кальдеры Половинка после оледенения и почти полностью заполнил ее своими лавами и пемзовыми отложениями (Рис. 36, 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 игнимбритов (Вулканический центр..., 1980). Детальное изучение разрезов, в том числе тех многочисленных новых обнажений, которые вскрылись по берегам Карымского озера после извержения 1996 года, позволили нам расчленить отложения вулкана (Рис. 36, б).

Кальдера вулкана Однобокого сложная, она состоит из нескольких просядок (или взрывных воронок) расположенных вдоль меридиональной разломной зоны. 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 (Леонов, 1997).

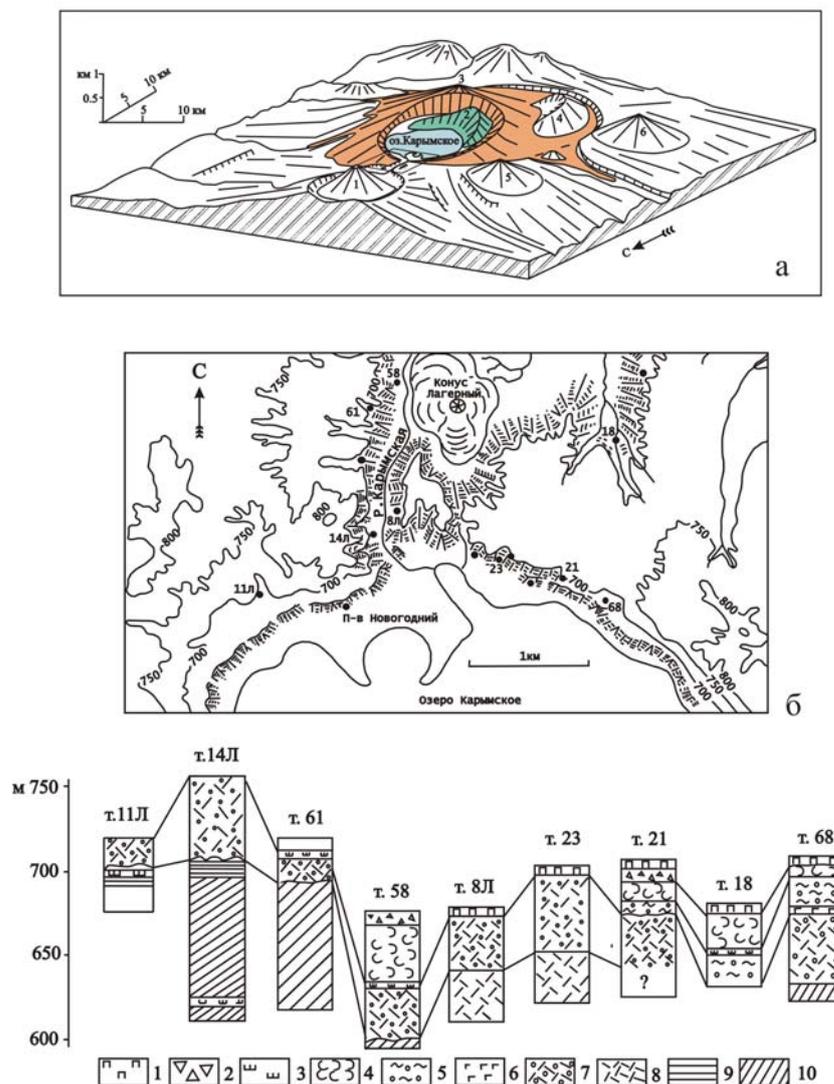


Рис. 36. Схема расположения участка, где проводилось детальное изучение пирокластических отложений.

a – блокдиаграмма 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 пирокластика вулкана Однобокого, которые заполняют кальдеру Половинка); в центре тонкими линиями отмечен район, более подробно показанный ниже; *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 O2-2; 5 – пемзовые туфы O2-1; 6 – слой лав базальтов вулкана Однобокого, второй этап; 7 – пемзовые туфы O1-2; 8 – пирокластический поток O1-1; 9 – озерные отложения; 10 – грубообломочные пирокластические отложения, «дикие» туфы, по (Вулканический центр..., 1980).

Те события, которые произошли в 1996 году - формирование крупного меридионального разрыва, блоковые подвижки, прорыв базальтовой магмы на поверхность - были рядовыми, они неоднократно повторялись и в прошлом (Федотов и др., 2002).

Среди пемзовых отложений вулкана Однобокого и в более древних отложениях, заполняющих кальдеру Половинка, часто встречаются прослои шлаков (или фреатомагматических отложений с обломками шлаков).

Проведенные оценки показали, что за последние 100 тыс. лет произошло 15 извержений с выбросом базальтовых шлаков, то есть в среднем происходило одно извержение примерно раз в 7 тысяч лет (Федотов и др., 2002). Эта оценка, конечно, очень приблизительная, но несомненно, что прорывы глубины магмы основного состава происходили здесь многократно.

Пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер

Кальдера Половика. 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 (Вулканический центр..., 1980), которые широко распространены к западу от кальдеры. Наиболее мощный пирокластический поток скатился на юго-запад между вулканами Жупановские Востряки и Крайний. Мощность пемзовых туфов, отложившихся здесь, достигает 200 метров (Рис. 37). Верхняя часть – черные шлаковые туфы и игнимбриты. Они распространены только вблизи бортов и чередуются с фреатомагматическими отложениями, свидетельствующими, что извержения верхней шлаковой толщи происходили уже из кальдеры, заполненной водой.

Основной объём (по нашим оценкам – около 42 км³) пирокластических отложений кальдеры Половина составляют спекшиеся пепловые туфы («белесые») риодацитового и дацитового состава (табл. 15). 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.

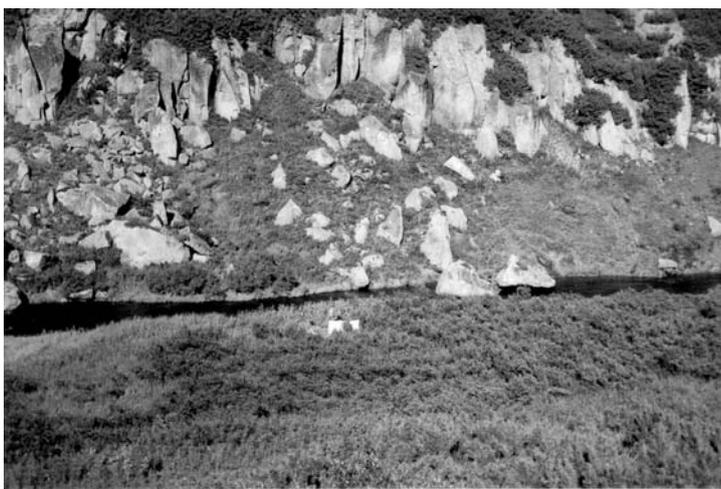


Рис. 37. Обнажение толщи «белесых» туфов, связанных с кальдерой Половина (правый борт реки Кедровой). Фото В.Л.Леонова.

Выделяется две разновидности этих туфов, отличающиеся по составу. В геологических разрезах взаимоотношений 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 был встречен 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 игнимбритами с черными лентовидными фьямме, состав которых варьирует от андезиодацитов до андезитов. Преобладают по объему шлаковые бомбовые туфы и агглютинаты состава низкокремнистых андезитов, андезитобазальтов. Они развиты вблизи юго-западного и северо-западного бортов кальдеры. Их объём нами оценивается примерно в 8 км³.

Кальдера Однобокая. На вулкане Однобоком выделяется два этапа, связанных с кальдерообразованием, которые разделены периодом эффузивной деятельности. Первый этап (О1) представлен отложениями пеплово-пемзового пирокластического потока (О1-1) и пемзовыми отложениями (О1-2).

Средние составы пирокластических отложений (мас.%)

Таблица 15.

Индекс потоков	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Кальдера Половина													
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
П3, 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
П3,	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

шл.														
Кальдера Однобокая, О1 (первый этап)														
O1-1	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	
O1-2	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	
O1-2	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	
O1-2	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)														
O2-1	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	
O2-2	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	
O2-2	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	
O2-2	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 ₃	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 ₃₋₄	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 ₃₋₄	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	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	
л.н.														
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 O1-2 и O2-2 приводятся составы разных типов пемзовых обломков; для базальтовой тефры указан примерный возраст извержения. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО РАН. Аналитики Л.А.Карташева и Н.А.Соловьева.

Отложения пирокластического потока (O1-1) 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. Мощность отложений 15 - 25 м. Пирокластический поток сложен слабо литифицированными пемзовыми туфами псефитовой размерности. Цвет розовато-коричневый до бежевого. Пемзовые обломки розовато-бежевого цвета имеют риодацитовый состав (табл. 15).

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 прослои (5-7 см) тонкообломочного пеплового материала.

Пемзовые отложения (O1-2) состоят из угловатых пемзовых обломков агломератовой, псефитовой размерности, погруженных в более тонкообломочный материал. Резургентный материал представлен обломками гранитоидов, эффузивов, туфов. Агломератовые пемзы слагают среднюю часть разреза внутреннего борта кальдеры и повсеместно встречаются в разрезах на склонах вулкана. Мощность их изменяется от 5-10 м до 20 м. Максимальные мощности отмечены в разрезах южного склона вулкана, где пемзовые отложения распространяются вплоть до борта кальдеры Половинки. Состав пемзовых обломков варьирует от высококремнистых риодацитов в основании разрезов до андезитов, с преобладанием пемз дацитового состава (табл. 15). Только в истоках реки 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 O1-2 является присутствие в них, особенно в отложениях северного борта, обломков обсидиана, размер которых (от долей мм до 20 см) и количество уменьшается 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 (O2) проявился в начале верхнего плейстоцена после излияния серии лавовых потоков базальтового - дацитового состава и включает в себя две фазы. Продукты первой фазы (O2-1) 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. Верхние разрезы сложены игнимбритами темно-серого и черно-красного цвета дацитового состава. Со второй фазой кальдерообразования (O2-2) 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 O2-1, отделяясь от них маломощным (до 1,5 м), слоем андезитобазальтовой тефры. В верховьях реки Карымской (район конуса Лагерного) пирокластические отложения O2-2 имеют зональное строение (рис.38).



Рис.38 Разрез пирокластических отложений, связанных с кальдерой Однобокой. Верховья реки Карымской. Фото Е.И.Сандимировой.

Здесь они также подстилаются слоем грубообломочной тефры мощностью 1,5 м базальтового состава. Выше лежит слой слабо уплотненных пемзовых туфов белого цвета мощностью 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 тёмно-серой пемзы андезитового состава.

Кальдера вулкана Академии Наук (Рис.39). Пирокластические отложения, связанные с эксплозивным извержением на вулкане Академии Наук представлены агломератовыми пемзовыми туфами риодацитового состава (табл. 15), 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 перемыты – 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.



Рис.39. Карымское озеро (в центре), заполняющее кальдеру Академии Наук (вид с севера). На южном берегу озера расположены руины вулкана Академии Наук, за ним виден борт кальдеры вулкана Однобокого, а еще дальше – борт кальдеры Половинка. Округлая проталина в северной части озера – центр извержения 1996 года. Фото А.В.Сокоренко.

Отложения фреатомагматических извержений. В январе 1996 года произошло фреатомагматическое субаквальное извержение у северного берега озера Карымского в кальдере Академии Наук (Рис. 40). Извержение было приурочено к зоне регионального субмеридионального разлома, проходящего через озеро (Федотов, 1997; Леонов, 1997). Среди продуктов извержения преобладала базальтовая тефра (БТ) мощностью до 5-6 м, представленная не спекшимися вулканическими бомбами и лапилли, размером до 10-50 см.



Рис. 40 Новый полуостров и кратер, образовавшиеся в северной части Карымского озера (в кальдере Академии Наук) в результате извержения 1996 года. Диаметр кратера – 650 метров. Фото В.В.Иванова.

На заключительном этапе извержения были выброшены пемзовые бомбы риолитового и риодацитового состава (Гриб, 1997), содержащие включения, прослои и пленки базальтов (Рис. 41).

Это событие позволило иначе интерпретировать слои базальтовой тефры в основании береговой террасы северного борта кальдеры (Белоусов и др., 1997). 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 (Федотов и др., 2002). Мощность их изменяется в пределах 1,5-3 м, реже 10 м. Наиболее мощные слои шлаковых агглютинатов, представленных субафировыми андезитобазальтами и низкокремнистыми андезитами (табл. 15) связаны с завершением формирования кальдеры Половинка. Они встречаются как в разрезах северо-западного борта структуры на уровне высокой террасы, так и на склонах кальдеры. Андезито-базальты загрязнены кислым пемзовым материалом. Маломощные (1 - 1,5 м) слои базальтовой тефры разделяют пемзовые отложения О2-1 и О2-2. Среди базальтовых шлаков много полосчатых разностей андезитового и дацитового состава. Особый интерес представляет собой «висячий» слой базальтовой тефры «впаянный» в северный склон на уровне верхней террасы (700 м). 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 фреатомагматического извержения сохранился на склоне.



Рис. 41. Вулканическая бомба, состоящая из полос различного состава – белые полосы имеют риолитовый состав, черные - базальтовый. Фото А.В.Сокоренко.

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 продуктам извержения 1996 года. Использование тефрохронологического метода показало, что они были связаны с извержением, произошедшим 4800 л.н. (Белоусов и др., 1997).

Петрография и минералогия 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.

Наиболее отличаются по парагенезису главных породообразующих минералов туфы и игнимбриты начального этапа формирования кальдеры 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%). 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 (Рис.42, а).

Необходимо отметить, что в туфах дацитового состава, развитых на юго-восточном борту кальдеры Половинка, относимых предыдущими исследователями к «белесым» туфам (Вулканический центр..., 1980), 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, обломки которых имеют субафировую структуру - количество вкрапленников в них не превышает 2-5%.

Пемзовые агломератовые туфы О1-2, туфы и игнимбриты О2-1 и О2-2 дацитового состава, составляющие основной объем пирокластике кальдеры Однобокой, а также пирокластические отложения кальдеры Половинка андезитового состава (П3) отличаются умеренной порфирированностью и имеют в целом одинаковый минеральный парагенезис: плагиоклаз, орто- и клинопироксен, магнетит, ильменит. При этом в пемзах О1-2 (независимо от состава) локально встречается роговая обманка. Она распределена неравномерно от единичных зёрен до скоплений, видимых в некоторых образцах визуально. Иногда с ней ассоциируют фрагменты («комочки») пеннистого стекла, содержащего микролиты роговой обманки (П3) в виде микровкрапленников встречается оливин, также имеющий скелетный облик. Шлаки низкокремнистых андезитов и андезитобазальтов на бортах этой кальдеры обычно субафировые.

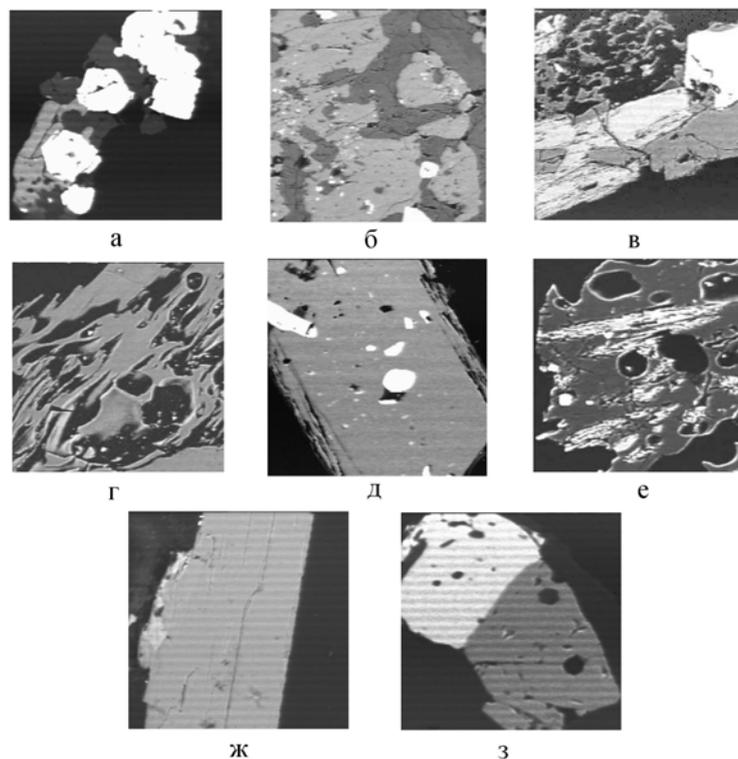


Рис. 42. Микрофотографии, сканированные на микроанализаторе "Самебах", в отраженных электронах: а - полиминеральное срастание ортопироксена (серый), плагиоклаза (темносерый), магнетита (белый) в спекшихся туфах кальдеры Половинка, П2; б - в -

пойкилоофитовое прорастание авгита (серый), кальциевого плагиоклаза (темносерый) и магнетита (белый) в пемзовых агломератовых туфах кальдеры Однобокой, О1-2; *з* - пепловая структура слабоспекшихся пемзовых туфов кальдеры Однобокой, О1-2; *д* - фенокристалл пироксена с твердофазными включениями рудных минералов; *е* - обломок пемзового стекла с микролитами высокоглиноземистой роговой обманки из пемзовых туфов кальдеры Однобокой, О1-2; *ж* - фенокристалл высокоглиноземистой роговой обманки из тех же отложений; *з* - сростание магнетита (белый) и ильменита (серый). Размер кадра: *а, в, з, д, е, ж* - 1000 мкм., *з* - 500 мкм, *б* - 200 мкм.

Отличительной особенностью пирокластических отложений кальдеры Однобокой является присутствие в них полнокристаллических кластеров (кумулятов?). В пемзовых агломератовых туфах О1-2 они представлены ассоциацией кальциевых плагиоклаза и клинопироксена, титаномагнетита, образующих пойкило-офитовые структуры прорастания (Рис.42, б, в). К этой ассоциации иногда присоединяется роговая обманка. Для туфов и игнимбритов О2-1 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 плагиоклаз, клинопироксен, оливин, а в андезитобазальтах появляются редкие микровкрапленники ортопироксена и магнетита. Ниже приводится описание порообразующих минералов.

Плагиоклаз преобладает во всех типах пирокластических отложений (Рис.43, табл. 16). 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.43) и слабая их зональность. Так, в высококремнистых риодацитовых туфах П1 преобладает олигоклаз (An28-32), в умереннокремнистых туфах П2, О1 и О2-2 - андезин (An36-44). В некоторых фенокристаллах обнаруживаются корродированные ядра кальциевого состава (An52-55, реже An75-85). В последующих порциях игнимбритообразующих расплавов (дацитового, андезитового состава) распределение составов плагиоклаза приобретает полимодальный характер. Преобладают слабозональные кальциевые андезины (An42-52).

В игнимбритах кальдеры Половинка встречаются отдельные кристаллы как более натриевого (An34-38), так и более кальциевого состава (An55-58, реже An70-85), иногда со следами реакционного взаимодействия с расплавом. Во фьямме определяются лейсты и микровкрапленники лабрадора скелетного облика, часто в ассоциации с железистым оливином (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-линопироксенового и оливин-анортитового состава.

Для пемзовых туфов О1-2 и О2-2 характерно присутствие двух групп умеренно зональных фенокристаллов. Первая, с составом ядер An34-44, характерна для наиболее кремнистых разностей пемзовых обломков, вторая, с составом ядер An46-54, 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 (An58-80) и анортит (An87-94).

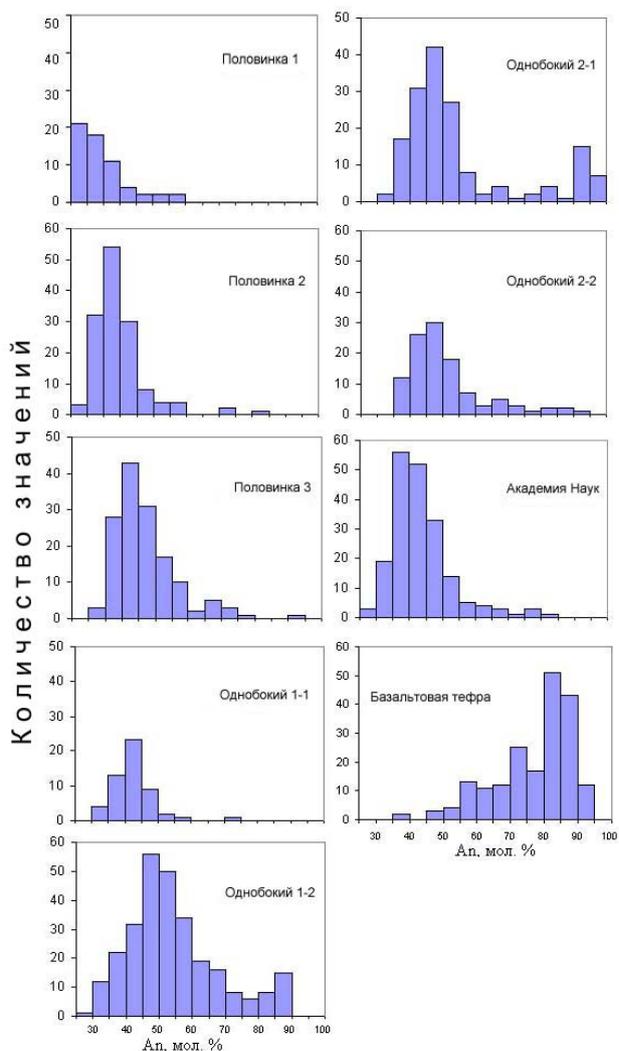


Рис.43. Гистограмма распределения состава фенокристаллов плагиоклаза в пирокластических отложениях кальдер южного сектора Крымского вулканического центра (индексы пирокластических отложений см. в тексте).

Таблица 16.

Представительные составы минеральных фаз и остаточных стекол пирокластических отложений кальдер южного сектора Крымского вулканического центра

Индекс, минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An, fm Σ
-----------------	------------------	------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------

Кальдера Половинка

П1										
Pl, ц	60.43	0.0	24.53	0.23	0.0	0.0	6.39	7.47	0.69	30.84
Pl, кр	61.90	0,0	23,15	0,20	0,0	0,0	5,09	8,16	0,85	24,36
Bi, ц	36.98	4.35	14.62	16.18	0.0	13.03	0.08	0.24	8.92	41.06
Mt	0.0	5.00	1.73	89.53	1.25	0.73	0.0	0.0	0.0	96.27
Gl	76.80	0.06	11.90	0.19	0.0	0.05	0.57	3.50	4.53	97.60
П2										
Pl, ц	57.95	0.0	26.19	0.40	0.0	0.05	8.80	6.66	0.43	41.20
oPx, ц	51.97	0,10	0,35	21,39	1,49	22,92	1,11	0,0	0,04	34,37
oPx, ц,МВ	50,30	0,13	0,42	29,21	2,07	16,06	1,38	0,0	0,0	50,51
cPx, ц	52.97	0.13	0.74	8.96	0.58	14.11	21.88	0.05	0.03	26.27
Amf	49.11	0.85	5.30	11.76	0.97	14.90	10.71	1.34	0.24	30.69
Mt	0.0	7.39	1.21	89.87	0.65	1.29	0.0	0.0	0.0	93.95
Пm	0.0	40.72	0.05	55.31	0.74	2.10	0.0	0.0	0.0	89.59
Gl	74.33	0.12	11.72	1.11	0.0	0.23	0.38	3.66	4.90	96.45
П3										
Pl, ц	55.02	0.0	27.11	0.66	0.0	0.0	9.08	5.78	0.11	46.12
Pl, ц	58.09	0.0	25.60	0.55	0.0	0.0	7.52	6.95	0.26	36.84
oPx, ц	50.78	0.32	0.45	25.00	1.48	18.42	1.61	0.0	0.0	41.74
oPx, ц	51.79	0,35	0,47	22,58	0,91	21,26	1,64	0,0	0,0	36,08
cPx, ц	51.37	0.56	1.44	11.28	0.39	13.90	19.06	0.27	0.0	31.28
Ol, ц	37.43	0,04	0,0	27,40	0,33	34,74	0,18	0,0	0,0	30,68
Mt	0.0	10.45	2.31	85.64	0.63	1.17	0.0	0.0	0.0	94.90
Пm	0.0	48.73	0.42	48.03	0.21	3.00	0.0	0.0	0.0	87.80
Gl	64.09	0.85	14.51	5.71	0.0	1.60	4.14	4.29	2.37	97.56
Gl	70.43	0.79	13.62	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	0,39	0,0	0,0	7,06	7,26	0,33	34,27
Pl, ц	55,14	0,0	27,11	0,72	0,0	0,0	10,35	5,41	0,27	50,57
oPx, ц	51.93	0,20	0,03	23,72	1,74	20,77	0,98	0,0	0,0	38,26
cPx, ц	52.54	0,42	0,74	10,21	0,70	13,79	21,19	0,26	0,0	16,48
Mt	0,0	9,45	1,62	86,53	0,71	0,84	0,0	0,0	0,0	96,24
Пm	0,0	44,73	0,24	51,94	0,86	1,94	0,0	0,0	0,0	90,75
Amf	46.95	2,74	6,03	13,99	0,50	14,32	10,31	1,84	0,31	35,42
Gl	72.76	0.49	12.94	2.07	0.0	0.20	1.23	3.46	3.26	96.41

Продолжение таблицы 16.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An,fm Σ
O1-2										
Pl, ц	58,84	0,0	25,84	0,23	0,0	0,0	7,66	7,05	0,36	36,75
Pl, ц	55,24	0,0	28,03	0,40	0,0	0,0	10,08	5,48	0,27	49,62
oPx, ц	52,28	0,20	0,77	23,11	1,61	20,59	0,90	0,0	0,0	38,64
oPx, ц	53,63	0,21	1,26	19,41	0,59	23,74	1,69	0,0	0,0	31,15
cPx, ц	52,53	0,16	0,87	11,63	0,44	13,63	20,36	0,0	0,0	32,36
Mt	0,0	10,15	2,14	85,63	0,48	1,69	0,0	0,0	0,0	92,60
Пm	0,0	43,61	0,43	52,04	0,70	2,86	0,0	0,0	0,0	86,83
Gl	69,58	0,42	13,23	2,28	0,0	0,49	1,84	3,60	3,34	94,78
Pl, ц,*	45,93	0,07	33,16	0,93	0,0	0,0	17,47	1,41	0,03	87,11
Pl,пр,з,*	51,77	0,0	30,41	0,65	0,0	0,0	13,13	3,69	0,08	66,95
Pl, кр,*	53,30	0,0	27,85	0,44	0,0	0,0	11,09	4,83	0,15	55,41
cPx, ц*	52,60	0,29	1,20	9,00	0,17	14,04	22,23	0,0	0,0	26,48
Amf,*	43,35	2,74	10,82	12,39	0,09	13,99	11,40	2,72	0,32	33,19
Gl,*	68,66	0,51	14,55	3,20	0,0	0,80	3,14	4,44	2,48	97,78

O2-1										
Pl, ц	57,78	0,0	27,21	0,51	0,0	0,05	9,28	5,90	0,25	45,82
Pl, ц	53,90	0,0	28,63	0,33	0,0	0,0	11,01	4,89	0,17	54,84
oPx, ц	52,41	0,47	0,33	21,70	1,02	21,53	1,64	0,0	0,0	36,12
cPx, ц	52,24	0,45	0,71	10,05	0,69	13,25	21,33	0,05	0,0	29,85
Ol, ц	38,51	0,0	0,0	18,90	0,21	40,37	0,18	0,0	0,0	79,20
Mt	0,0	9,45	2,15	82,92	0,79	1,40	0,0	0,0	0,0	93,57
Plm	0,0	43,66	0,31	52,75	0,80	2,40	0,0	0,0	0,0	88,59
Gl	71,46	0,28	12,82	2,35	0,0	0,28	1,45	3,93	3,19	95,76
Gl	65,10	0,78	15,12	5,67	0,0	1,16	5,24	3,80	1,17	98,04
Gl	59,81	0,95	14,57	9,02	0,0	2,27	4,87	3,45	1,23	94,94
Pl, ц,*	44,22	0,0	34,38	0,63	0,0	0,05	19,05	0,64	0,04	94,01
Ol, ц,*	39,34	0,04	0,0	17,06	0,23	40,96	0,22	0,0	0,0	18,94
O2-2										
Pl, ц	57,67	0,0	25,56	0,27	0,0	0,0	7,94	6,67	0,33	38,92
Pl, ц	54,72	0,0	27,96	0,40	0,0	0,0	10,16	5,33	0,24	50,60
Pl, ц	51,77	0,0	30,03	0,41	0,0	0,0	13,63	3,70	0,12	66,59
oPx, ц	52,54	0,08	0,38	21,46	1,12	21,75	1,19	0,0	0,0	35,63
oPx, ц	52,50	0,11	0,63	20,35	0,91	22,82	1,15	0,0	0,0	33,35
oPx, ц	53,27	0,24	1,40	17,37	0,43	24,76	1,51	0,0	0,0	28,24
cPx, ц	52,64	0,23	0,92	9,09	0,38	14,85	21,55	0,04	0,0	25,57
Mt	0,0	9,59	1,90	85,61	0,46	1,33	0,0	0,0	0,0	94,00
Plm	0,0	42,69	0,34	53,74	0,51	2,62	0,0	0,0	0,0	87,80
Gl	71,37	0,27	13,07	1,74	0,0	0,31	1,53	4,44	3,30	96,73
Gl	68,83	0,53	14,96	3,37	0,0	0,67	2,06	3,15	2,56	96,15

Продолжение таблицы 16.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An, fm Σ
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
Plm	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
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, мв	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, мв	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, мв, ц	46,68	0,0	34,26	0,0	0,79	0,0	0,0	17,05	1,66	0,07	84,65
Pl, 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, мв	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
Sp	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
Sp *	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-лещитовые туфы риодацитового и дацитового состава; АН – пемзовые туфы риодацитового состава вулкана Академии Наук; БТ-1 – андезитобазальты, базальты аркальных 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, Plm – ильменит, Sp – шпинель, Gl – остаточное стекло, ц, к – центральная и краевая часть вкрапленника, мв –

микровкрапленник, An – количество анортитового минерала в плагиоклазе, fm – железистость темноцветных и рудных минералов, Σ – сумма компонентов в остаточных стеклах, * – состав кумулюсных фаз.

В базальтовой тефре с повышенной концентрацией магния фенокристаллы плагиоклаза имеют состав битовнита (An87-90) (Рис.43, табл. 14), содержат включения высокожелезистого расплава и твердофазные включения клинопироксена. В краевых зонах количество анортита прогрессивно снижается до An68-66. В базальтах повышенной кремнекислотности и андезитобазальтах наряду с высоко кальциевыми плагиоклазами (An78-85) встречаются неравновесные фенокристаллы натриевого состава (An36-45 и An55-58). Микровкрапленники и микролиты представлены лабрадором (An57-70), реже битовнитом (An75-82).

Пироксены. Среди темноцветных минералов во всех пирокластических отложениях (за исключением П1) преобладают пироксены (табл. 14). 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 (Рис.42, д), 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.44). Соотношение этих параметров очень индивидуально для отложений разных кальдер и является корреляционным признаком (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б). 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.44, 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 П1 (порядка 50 анализов). Они отличаются низкой железистостью (27-34) при относительно повышенной концентрации марганца (Рис.44), что сближает их с дацитовыми игнимбритами кальдер северного сектора Карымского вулканического центра (Леонов и др., 2000; Гриб, Леонов, 2001а, 2001б).

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 % (Рис. 44, а). 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.44, а, б, 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% 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.44, в). В туфах и игнимбритах П3 преобладают высоко железистые разновидности (Fm 40-45), которые ассоциируют с натровым андезином (An35-38). Вкрапленники с низкой железистостью встречаются совместно с клинопироксеном и кальциевым андезином (An 46-48) (Рис.44, 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.44, г).

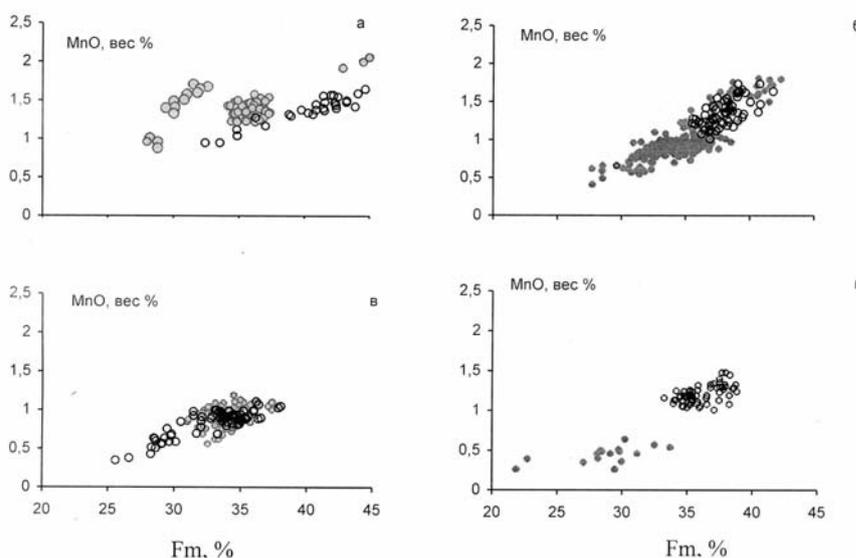


Рис. 44. Диаграмма «степень железистости - концентрация марганца» в ортопироксенах пирокластических отложений: *a* - кальдера Половинка (залитые кружки - П2, полые - П3); *б, в* - кальдера Однобокая (*б* - первый этап, полые кружки - О1-1, крестики - О1-2; *в* - второй этап, залитые кружки - О2-1, полые кружки - О2-2); *г* - полые кружки - кальдера Академии Наук, крестики - тефра базальтового состава.

Фенокристаллы клинопироксена в пирокластике риодацитового и дацитового составов представлены авгитом и близки по соотношению главных компонентов (табл. 14). Железистость их варьирует в пределах 26-30, при этом более железистые разности характерны для дацитовых туфов. Авгиты в них ассоциируют с кальциевым андезином (An44-54) и гиперстеном. В туфах П2 и риодацитовых пемзах вулкана Академии Наук (АН) клинопироксен отличается повышенным содержанием волластонита и встречается совместно с кислым плагиоклазом (An34-40), реже - гиперстеном. В игнимбриках П3 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 (An55-75) с пойкилоофитовыми структурными взаимоотношениями с вмещающим кристаллом (Рис.42, б, в).

В тефре базальтового состава клинопироксен (размером до 2,5-3 мм) является главным тёмноцветным 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 (An83-86). 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 (см. рис.42, ж). Состав роговой обманки варьирует по содержанию алюминия, титана, щелочности и магния (Рис.45, табл. 16). 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 (Минералы, 1981). 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) разновидности. Фенокристаллы роговой обманки (исключая микровкрапленники из отложений П2) 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 (Рис., ж), реже - в составе полнокристаллических 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 (Минералы, 1981). Железистость его варьирует в пределах 34-37. В слабозональных кристаллах глиноземистость снижается к периферии. Фенокристаллы содержат такие же твердофазные включения, как и умеренно глиноземистые роговые обманки, при этом состав включений плагиоклаза отвечает лабрадору (An55-62).

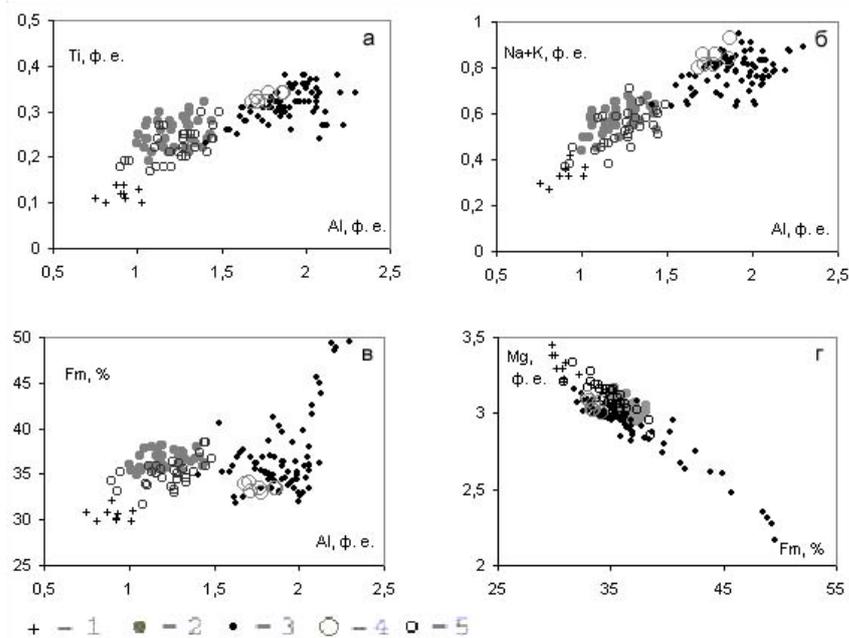


Рис. 45. Соотношение элементов в амфиболах пирокластических отложений кальдер южного сектора Карымского вулканического центра: а) Ti – Al, б) Na + K – Al, в) Fm – Al, г) Mg – Fm. Условные обозначения: 1 - кальдера Половинка, 2 - 4 - кальдера Однобокая (2 - O1-1; 3 - O1-2; 4 - O2-2); 5 - кальдера Академии Наук.

Микролиты роговой обманки скелетного облика в рыхлых пемзовых агрегатах имеют лейстовидную форму (см. рис. 42, е). 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 O2-2 (рис. 45, табл. 16).

Оливин. В пирокластических отложениях кальдер оливин довольно редок. Впервые он появляется в туфах и игнимбритах андезитового состава ПЗ, завершающих процесс формирования кальдеры Половинка (табл. 16). Микролиты оливина (Fo62-63) имеют скелетный облик и встречаются во фьямме. Микровкрапленники (Fo69-71) часто окружены рыхлой каймой, отвечающей по составу микролитам. В больших количествах (до 1,5%) оливин присутствует в туфах и игнимбритах второго этапа кальдеры Однобокой (O2-1 и, в меньшей степени, в O2-2). 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 O2-1 во фьямме андезитового состава, микробомбочках базальта, в основной массе туфов, где часто окружены каймой вспененного дацитового стекла. Состав фенокристаллов и микровкрапленников оливина одинаков – Fo79-81.

В базальтовой тефре (БТ) оливин является вторым по значимости темноцветным минералом. Фенокристаллы (1-2,5 мм) довольно однородны по составу: в ядрах Fo75-80, в краевых зонах - Fo70-72. В редких случаях наблюдается обратная зональность. В ядрах отмечаются кристаллические включения хромсодержащих титаномагнетитов. В базальтовой тефре извержений 1996 года и 4800 л.н. встречаются фенокристаллы, а в последних - и полнокристаллические оливиновые кластеры с повышенным содержанием Fo минала (82-85). Наиболее магнезиальные оливины (Fo85) отмечены в центральных частях этих обособлений и содержит твёрдофазные кристаллические включения хромистой шпинели. По периферии кумулятивных кластеров состав оливинов отвечает составу фенокристаллов (Fo74-77). 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 Fo74-77.

Биотит присутствует в качестве единственного темноцветного минерала в наиболее эволюционированных продуктах, а именно, в туфах и игнимбритах П1, которые были выброшены в начальный этап формирования кальдеры Половинки. 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 тёмно-коричневый. Степень железистости ядер вкрапленников биотита довольно постоянна (39-40), увеличиваясь незначительно (до 41,6) в краевых зонах (табл. 14). 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 (см. рис. 42, з), количество которых варьирует от долей процента до 1,5-2,0 %. Минимальные содержания их характерны для пирокластики

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 титаномagnetитах изменяется от 4-5% в высококремнистых риодацитовых пемзах и туфах до 8,5-10% в пирокластике средне-кислого состава (табл. 16). В базальтовой тефре повышенной магнезиальности хромосодержащий титаномagnetит (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. На диаграмме $Al_2O_3 - MnO - MgO$ (Рис., а) видно, что по мере эволюционирования расплава происходит обогащение титаномagnetита марганцем и обеднение магнием.

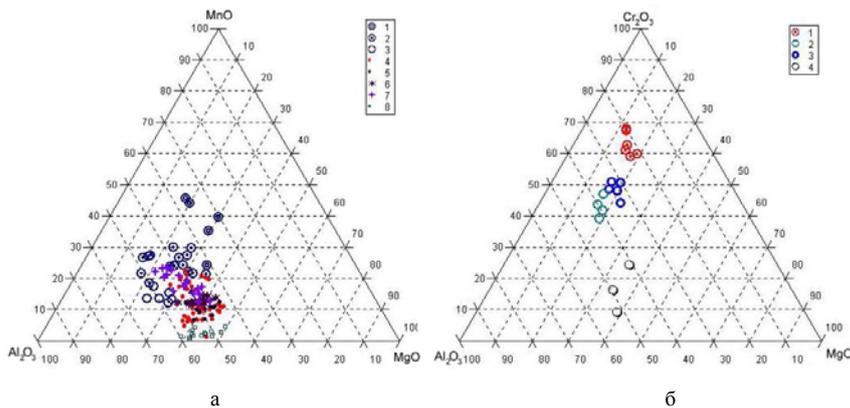


Рис. 46. Соотношение $Al_2O_3 - MnO - MgO$ в титаномagnetите (а) и $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - MgO$ в шпинели и хромистом титаномagnetите (б) из пирокластических отложений. Условные обозначения: а) 1 - П1, 2 - П2, 3 - П3, 4 - О1-1, 5 - О1-2, 6 - О2, 7 - АН, 8 - БТ; б) 1 - кристаллические включения шпинели в оливинах Fo85-86 и микровкрапленники в оливиновых кластерах из тефры наиболее магнезиальных базальтов, 2-3 - кристаллические включения шпинели в оливинах Fo80-83, 4 - кристаллические включения хромистого титаномagnetита в оливинах Fo70-74 и в основной массе из тефры наиболее магнезиальных базальтов.

Концентрация MnO изменяется от 0,1 – 0,2 % в кристаллических фазах из базальтовой тефры до 1,2 – 1,4 % во вкрапленниках и твердофазных включениях в спекшихся туфах риодацитового состава, П1. В титаномagnetитах из пемзовых туфов дацитового состава О1 и О2 содержание марганца варьирует в пределах 0,3 – 0,4 %. При этом, если в дацитовой пирокластике соотношение компонентов в этом минерале сравнительно одинаково для различных этапов развития кальдерной системы, то в магнетитах их отложений риодацитового состава соотношение компонентов несколько варьирует и, возможно, определяется степенью обводненности расплава (окислительной обстановкой).

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. Концентрация титана в ильменитах изменяется от 40-43% в дацитовых пемзах до 44-45% - в риодацитовых, увеличиваясь в мелких зернах основной массы до 47% (табл. 16). Высокая концентрация титана в ильменитах (47-48%) отмечается в андезито-дацитовых туфах и игнимбритах П3.

Шпинель встречается только в базальтовой тефре повышенной магнезиальности (извержения 1996 года и 4800 л.н.) в виде кристаллических включений в оливинах Fo75- 85. Содержание Cr_2O_3 при этом изменяется от 15-17% до 46% (табл. 16) по мере возрастания в оливине Fo (Рис.46, б). В более железистых оливинах (Fo71-73) кристаллические включения представлены хромосодержащим титаномagnetитом. 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 игнимбритах риодацитового и дацитового состава кальдеры Половинка. В биотит-содержащих туфах П1 его достаточно много. Фенокристаллы размером до 3мм 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 стёкла. Состав остаточных стёкол пирокластических отложений рассматриваемых кальдер в основном определяется составом последних (табл. 16). Среди пирокластики риодацитового

состава наиболее высококремнистые стекла характерны для туфов кальдеры Половинка П1 и П2 - 76-78% и 74-75% SiO₂, соответственно. В аналогичных по составу пемзах кальдер Однобокой и Академии Наук содержание кремнекислоты в остаточных стёклах 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, каёмки вокруг зерен оливина и плагиоклаза стекол андезитового и дацитового состава (59-64% SiO₂), при преобладании риодацитовых (69-70% SiO₂). В туфах и игнимбритах П3 кальдеры Половинка эти неоднородности имеют выраженный бимодальный характер с преобладанием низкокремнистых высокожелезистых дацитовых стекол (64-65% SiO₂). Риодацитовые стекла в этих туфах также отличаются высоким содержанием железа, что согласуется с повышенной железистостью пироксенов.

Основные особенности развития кальдерообразующих процессов

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 (Вулканический центр..., 1980); 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 не спекшиеся 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 имеют риодацитовый состав, а последующие – дацитовый и андезитовый. 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 самостоятельных 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 Карымском озере в 1996 году. Пирокластические отложения связанные с формированием кальдер отличаются ассоциациями минералов (особенно туфы и игнимбриты П1), их составом, степенью кристалличности, текстурными особенностями, которые позволяют различать продукты отдельных этапов кальдер. Зависимость $f_m - \text{MnO}$ в ортопироксенах, используемая нами при расчленении пирокластических отложений, связанных с северными кальдерами центрального участка Восточно-Камчатского вулканического пояса (Гриб, Леонов, 2001а, 2001б), 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 определенные 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 кальдеры 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 пирокластики заключительных этапов формирования кальдер характерна неоднородность состава, как на микро, так и на макроуровнях.

Физико-химические условия кристаллизации расплавов

Температура и фугитивность кислорода. Расчет РТФ – параметров производился на основании геотермометров по составам минералов и их парагенезисам. Широкое развитие Мт-Пт пар в виде кристаллических включений в пироксенах и амфиболах (реже в плагиоклазах), а также в виде вкрапленников и мелких выделений в стекле основной массы позволило с помощью геотермометра (Chiorso, Carmichael, 1981) проследить изменения температурной и окислительной обстановки на значительном интервале кристаллизации расплавов практически для всех этапов каждой кальдеры (за исключением спекшихся туфов П1, где пары рудных минералов не были обнаружены). Температуры по 2Рх-геотермометру (Well, 1977) соответствуют значениям, полученным по Мт- Пт парам кристаллических включений в них. Использовались также плагиоклазовый (Kudo, Weill, 1970), амфибол-плагиоклазовый геотермометр (Holland, Blundy, 1994), оливин-шпинелевый геотермофугометр (Ballhaus et al., 1991). В наиболее эволюционированных туфах риолитового состава (П1), температура кристаллизации биотита была определена по степени его железистости (Wones, Eugster, 1965), которая варьирует от 38,7% в пойкилитовых включениях в кристаллах кварца до 40-41% во внешних зонах кристаллов биотита.

Как видно на Рис.47 для кислых расплавов начальных фаз кальдерообозавания температурный интервал кристаллизации составляет 200-220°C, при этом для отложений П1 и П2 кальдеры Половинка он смещен в область более низких температур (750-980°C) по сравнению с пирокластикой кальдеры Однобокой (О1-1) и Академии Наук (790-1020°C). На завершающих этапах формирования кальдер диапазон температур кристаллизации вкрапленников расширяется (820-1050°C и 840-1060°C, соответственно, в О1-2 и О2-2), что в первую очередь определяется гетерогенностью состава пирокластических отложений.

Наибольшая активность кислорода (Chiorso, Carmichael, 1981) характерна для пирокластических отложений начала процесса кальдерообразования в южном секторе Карымского вулканического центра (Рис.48). При формировании кальдеры Половинка на предэруптивной стадии fO_2 в расплаве в апикальной части верхнекорового очага была почти на 2,7 порядка выше буфера NNO (определена по железистости биотита (Wones, Eugster, 1965), и снизилась на пол порядка в спекшихся туфах П2. В пирокластических отложениях О1-1 и Академии Наук, в которых отмечается умеренно глиноземистая роговая обманка, fO_2 на порядок выше буфера NNO. В этот ряд попадают пары вкрапленников железо-титанистых минералов, а также кристаллических включений не только в роговой обманке и в пироксенах, но и в фенокристаллах плагиоклаза. Мт-Пт пары из пирокластических отложений среднекислого состава, в которых отсутствуют гидроксилсодержащие минералы, показывают низкую (вблизи линии буфера NNO) активность кислорода в расплавах, из которых они кристаллизовались. Исключение составляют точки Мт-Пт пар в высокоглиноземистых роговых обманках, встречающихся в дацитовых пемзах О1-2 (северный борт кальдеры Однобокой). Фугитивность кислорода в них составляет +1,7 NNO при температуре 870-880°C.

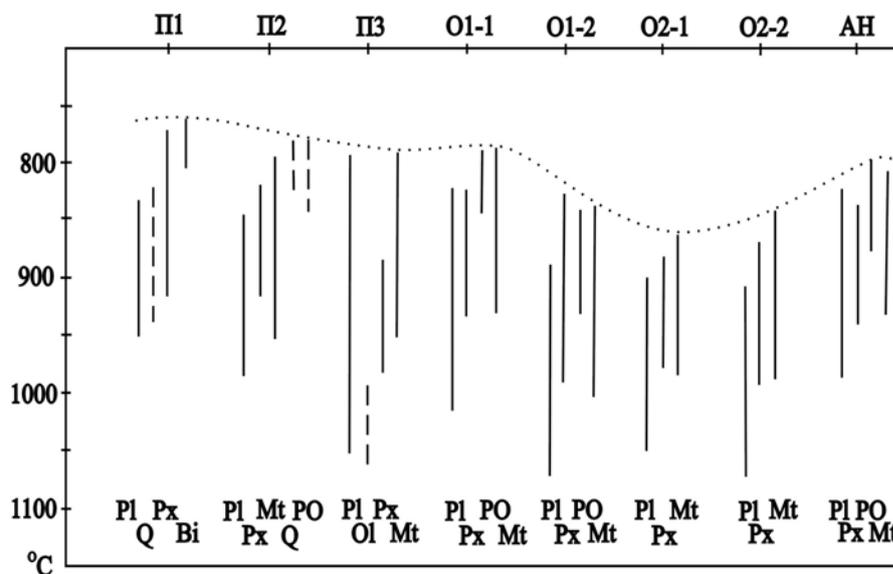


Рис. 47. Температуры кристаллизации вкрапленников в пирокластических отложениях кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. (Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Bi – биотит, Pх – пироксен, PO – роговая обманка, Мт – титаномagnetит, ОI – оливин). Штрих-пунктиром показан предполагаемый интервал температур кристаллизации минералов. Точечный пунктир представляет условную линию изменения предэруптивных температур расплава в верхнекоровом очаге для различных этапов развития кальдер.

Судя по оливин-шпинелевому геотермофугометру (Ballhaus et al., 1991) температура базальтового расплава (БТ) изменялась от 1090°C в более эволюционированных базальтах, андезитобазальтах до 1250°C –

в слабоэволюционированных, фугитивность кислорода при этом составляла, соответственно, +3,4QFM и +1,3QFM. Присутствие в субликвидусных фазах кристаллических включений шпинели и хромистого титаномагнетита указывает на то, что базальтовые магмы изначально содержали относительно повышенное содержание водной фазы (Gardner et al., 1995). При этом, судя по значениям fO_2 , количество ее возросло в более эволюционированных магмах.

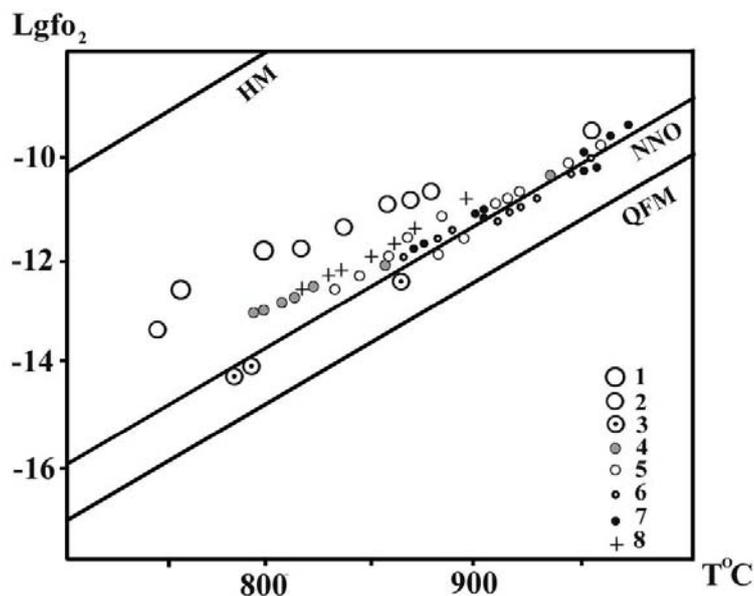


Рис. 48. Фугитивность кислорода и температура кристаллизации магнетит-ильменитовых пар (вкрапленники и кристаллические включения) в пирокластических отложениях (Chiorso, Carmichael, 1981). 2-3 - кальдера Половинка, соответственно, П2 и П3; 4-7 - кальдера Однобокая, соответственно, О1-1, О1-2, О2-1, О2-2; 8 - вулкан Академии Наук. 1 - координаты точек кварц-биотитовых спекшихся туфов П1 (кальдера Половинка); определены по железистости биотита (Wones, Eugster, 1965). Индексы пирокластических отложений см. в тексте.

Общее давление. Все расчеты по геотермометрам производились при давлении от 1,5 кбар до 4 кбар. Вариации температур от давления незначительны и не превышали 4-5°C на кбар. Ограничение минимального общего давления определяется присутствием роговой обманки во вкрапленниках начальных порций пирокластического материала каждой кальдеры. Согласно экспериментальным данным стабильность ее во многом определяется давлением и содержанием летучих в магме; при более низком давлении растворимость воды в магме падает, и роговая обманка становится нестабильной (Кадик и др., 1986; Scaillet, Evans, 1999). В (Scaillet, Evans, 1999) установлено, что с повышением температуры и давления в роговых обманках возрастает суммарный алюминий, щелочность (Na+K) и содержание титана. В (Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Johnson et al., 1994; Scaillet, Evans, 1999) выведены эмпирические зависимости количества суммарного алюминия в роговых обманках от давления, что позволяет оценивать глубину их кристаллизации.

Наши данные по составам роговых обманок согласуются с результатами этих исследований. Так, соотношение алюминия, титана, магния, щелочей и степени железистости амфиболов в пирокластических отложениях изученных кальдер (рис. 45), свидетельствуют о существовании в магматической системе южного сектора Карымского вулканического центра нескольких генераций этого минерала, кристаллизовавшихся на разных глубинах. По реальным составам этого минерала в пирокластических отложениях оценены значения давления их равновесной кристаллизации. Наиболее низкое содержание глинозема (4,5 -5,8% Al_2O_3) отмечается в редких кристаллах роговой обманки из дацитовых туфов П2 кальдеры Половинка, что предполагает малые величины общего давления при их кристаллизации (в пределах 1-1,2 кбар) и особые условия накопления и сохранения водяного пара в расплаве на малых глубинах (4-5 км). Вкрапленники с умеренными значениями Al_2O_3 (6,2-8%) из пирокластических отложений кальдер Однобокой (О1-1) и Академии Наук, кристаллизовались, согласно (Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Johnson et al., 1994) при давлении 1,5-2,0 кбар, что соответствует глубинам порядка 6-7 км. Высокоглиноземистый амфибол (9-11% Al_2O_3) паргаситового ряда в дацитовых пемзах кальдеры Однобокой (О1-2) представляет собой неравновесную фазу. Ассоциация его с кальциевым плагиоклазом, а иногда и магнезиально-железистым авгитом предполагает кристаллизацию этого амфибола на более глубоких уровнях магматического очага. Согласно расчетам давление при кристаллизации высокоглиноземистой роговой обманки составляет 3,8-4,5 кбар, что соответствует глубинам 11-13 км.

Давление водяного пара, содержание H_2O . По температуре совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена давление H_2O в дацитовых и риодацитовых расплавах кальдер Однобокой и Академии Наук

составило 0,5-1 кбар при температуре 900-980°C. Из P-T-диаграммы для системы гранит-вода (Рябчиков, 1975) этим условиям отвечает содержание воды в магме порядка 2 вес.%. Это означает, что исходные расплавы верхнекоровых магматических очагов были недосыщены в отношении H₂O. В процессе кристаллизации расплава концентрация флюида возрастала. Судя по преобладанию биотита в качестве темноцветного минерала в отложениях первого пирокластического потока кальдеры Половинка (П1), содержание воды в магме перед началом крупно объемного эксплозивного извержения в южной части Карымского вулканического центра достигло условий насыщения (порядка 7 вес.%) (Рябчиков, 1975; Holland, Blundy, 1994; Scaillet, Evans, 1999), когда возможно выделение ее в виде свободной газовой фазы. В процессе формирования последующих кальдер (Однобокой и Академии Наук), содержащих среди вкрапленников амфибол, давление H₂O в расплаве на предэруптивном этапе было ниже предела насыщения.

Согласно экспериментальным данным роговая обманка появляется при содержании воды в расплаве более 4-5 вес.% (Scaillet, Evans, 1999). В кислой пирокластике, отличающейся безводной ассоциацией минералов, концентрация воды в расплавах составляет порядка 2-3 вес.% (Hervig et al., 1989). Эти экспериментальные оценки совпадают с расчетами концентрации H₂O по программе TWATER (Gardner et al., 1995) по существующим составам краевых зон плагиоклаза и остаточных стекол и рассчитанным значениям температуры и общего давления.

Изотопные отношения стронция и ниодима в вулканических породах Карымского вулканического центра

Изотопный анализ стронция и ниодима выполнен Д.З.Журавлёвым в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН. Соотношение этих изотопов дает представление о первичном источнике магм (Хотин и др., 1983; Журавлев и др., 1986). Из базальтов проанализированы шлаки извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук, которые представляют собой слабо дифференцированные разности. Подобные базальты слагают основание нижнечетвертичных вулканов Карымского вулканического центра. Среди кислых пород проанализированы пемзовые бомбы извержения 1996 г., пирокластические отложения кальдер и связанные с ними ксенолиты плиоценовых гранитов, а также дациты вулканов Академии Наук и Карымский (извержение 1996 г.). На Рис.49, а фигуративные точки пород Карымского вулканического центра располагаются у правой границы поля мантийной корреляции (Фор, 1989) и образуют довольно компактную группу.

При сравнительно близких отношениях изотопов Sr (0,703102–0,703146) в различных по составу породах, отмечаются некоторые вариации изотопных меток Nd (0,153094–0,153126), не зависящие от кремнекислотности пород. Величина ϵ_{Nd} колеблется в пределах 8,9–9,5. Для сравнения приведены данные по вулкану Бакенинг (Dorendorf et al., 2000), который расположен ближе к тыловой зоне Камчатской островной дуги. Расположение точек соответствует общей зональности, выявленной ранее для всей Камчатки (Чурикова и др., 2001).

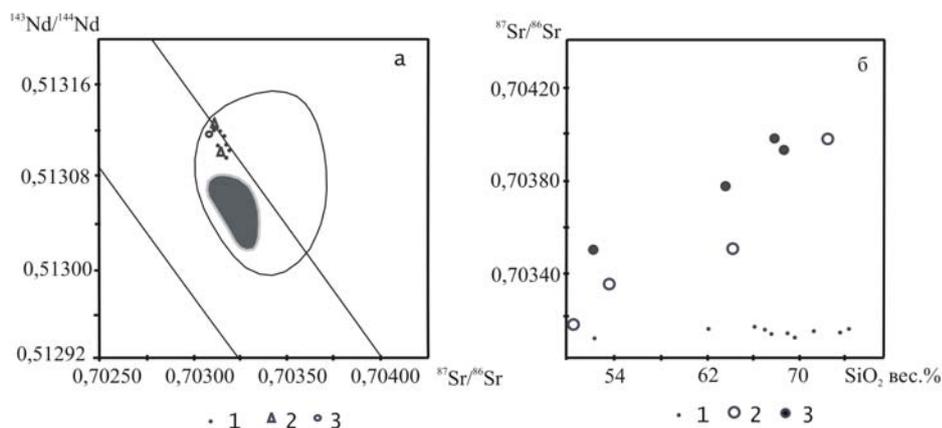


Рис. 49. *а* - соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах южного сектора Карымского вулканического центра. Параллельные линии ограничивают поле магматических пород мантийной корреляции (Фор, 1989). Пунктиром показано поле изотопных отношений четвертичных вулканов Камчатки по (Чурикова и др., 2001). 1-3 – породы Карымского центра (1 – спекшиеся туфы, пемзы, лавы среднекислого состава; 2 – ксенолиты гранитоидного состава в пирокластических отложениях кальдер; 3 – базальты извержения 1996 г.). Контур серого цвета – базальты и дациты вулкана Бакенинг (Dorendorf et al., 2000). *б* - соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – SiO_2 в вулканических породах ряда кальдерных комплексов Восточной Камчатки: 1 - южного сектора Карымского вулканического центра; 2 – Узон-Гейзерного (Покровский, Волюнец, 1999); 3 – Крашенинникова (Покровский, Волюнец, 1999).

Этапы развития верхнекоровых магматических очагов, их зональность

Кальдера Половинка. Процесс кальдерообразования в южном секторе Карымского вулканического центра начался около 180 тыс. лет назад (Вулканический центр..., 1980) извержением пирокластических потоков высококремнистых риодацитов (П1). Появление высоко эволюционированных расплавов свидетельствует о достаточно большом перерыве в тектоно-магматической активности данного района в начале-середине плейстоцена. Спекшиеся туфы, отличающиеся однородным валовым и минеральным составом, являются показателем равновесных условий кристаллизации расплава. Ликвидусной фазой риолитового расплава являлся плагиоклаз (950°C), к которому в дальнейшем присоединился кварц. Редкие кристаллические включения магнетита в этих минералах указывают на незначительную изначальную обводненность расплава. По мере его остывания и увеличения доли кристаллов плагиоклаза (An24-30) и кварца, содержание H₂O в расплаве возрастало и при температуре порядка 800°C достигло условий насыщения (7,0 вес.%) (Рябчиков, 1975; Hervig et al., 1989; Scailet, Evans, 1999), о чем свидетельствуют кристаллические включения биотита во внешних зонах некоторых фенокристаллов кварца. Присутствие в пирокластических отложениях биотита в качестве единственного темноцветного минерала является показателем высокого флюидного давления в магматическом очаге на период, предшествующий катастрофическому извержению. Температура расплава находилась в пределах 750-770°C при fO₂ +2,7 NNO. Для пирокластических отложений П2 дацитового состава, характерна слабо выраженная неоднородность, которая проявляется в существовании популяций фенокристаллов плагиоклаза с составами ядер An30-34 и An39-44, неравномерным распределением микровкрапленников роговой обманки и бипирамидального кварца. Натриевый андезин (An30-34), роговая обманка и кварц являются, очевидно, производными риодацитового расплава, близкого к условиям насыщения водной фазой. Согласно экспериментальным данным существование кварца и амфибола в условиях недосыщенности расплава водой (4-5 вес.%) предполагает температуры не ниже 850°C (Scailet, Evans, 1999).

Ортопироксен, составляющий основную массу темноцветных минералов в П2 и встречающийся в ассоциации с умеренно кальциевым андезином (An39-44) и железо-титанистыми окислами, может представлять собой кристаллические фазы более высокотемпературного риодацитового расплава (концентрация марганца в ортопироксенах достигает 1,5-1,7%). Температуры кристаллизации ортопироксена по Mt-Pm парам кристаллических включений в нем образуют ряд значений 820-880°C. Обращают внимание высокие значения fO₂ (+2.5 NNO) для этих окисных пар, что более характерно для расплавов с гидроксилсодержащими кристаллическими фазами. В то же время, присутствие в ортопироксенах включений пирротина, предполагает более низкую степень окисленности расплава - верхний предел стабильности пирротина по экспериментальным данным составляет +1,3 NNO (Scailet, Evans, 1999). Это противоречие снимается, если учесть, что включения Fe-Ti окислов захватывались в основном внешними зонами кристаллов, а включения сульфидов чаще всего отмечаются в центре вкрапленников. Можно предположить, что этот случай демонстрирует возрастание активности кислорода во времени или является следствием конвективного перемешивания расплава и дорастания вкрапленников ортопироксенов в верхней, более водонасыщенной зоне. Сложная зональность плагиоклаза в пределах указанных выше составов, свидетельствует о существовании конвективной циркуляции расплава между этими зонами.

Наконец, отмеченные иногда в плагиоклазах промежуточные зоны и ядра кальциевого андезина (An48-52) и высокотемпературные (968°C) Mt-Pm пары в клинопироксене (см. рис. 48), указывают на существование ниже в магматическом очаге зоны дацитового состава. Таким образом, можно предположить существование на предэруптивном этапе зональной магматической камеры (Рис.50, А, Б), в апикали которой находился высоко эволюционированный расплав, насыщенный водной фазой.

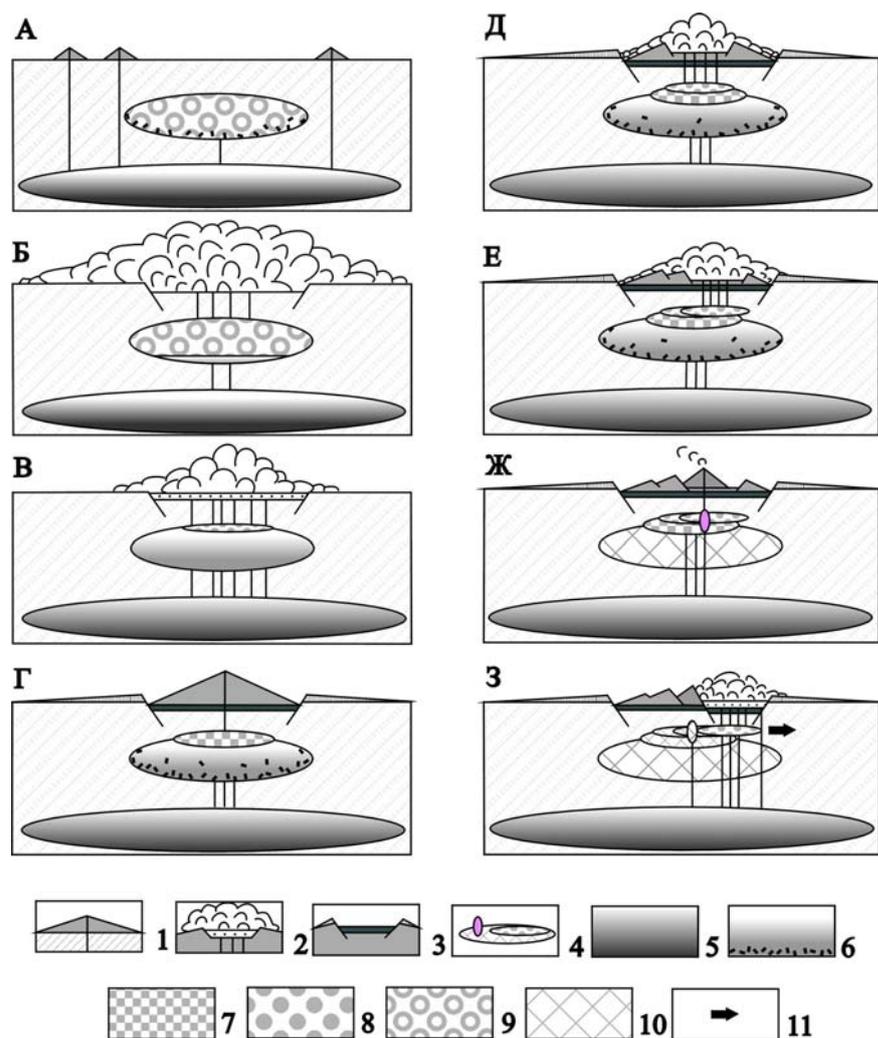


Рис. 50. Основные этапы развития магматических очагов и вулканизма в южной части Карымского вулканического центра.

A – на докальдерном этапе (~200 тыс. лет назад); *B* – в период образования кальдеры Половинка и туфов П1 и П2 (~180-150 тыс. лет назад); *B* – в период образования верхней толщи шлаковых агломератов, связанных с кальдерой Половинка (П3); *Г* – в начальный период формирования вулкана Однобокого (~110 тыс. лет назад); *Д* – в период формирования первой кальдеры на вулкане Однобоком и туфов О1 (~80 тыс. лет назад); *E* – в период формирования второй кальдеры на вулкане Однобоком и туфов О2 (~60 тыс. лет назад); *Ж* – в период формирования вулкана Академии Наук (~40 тыс. лет назад); *З* – в период формирования кальдеры Академии Наук (~30 тыс. лет назад). 1 – вулкан и его подводящий канал; 2 – кальдера в период ее формирования, показаны заполняющее ее озеро и извержения, происходящие из озера; 3 – кальдера после ее формирования, показаны заполняющие ее озерные отложения и толща туфов и игнимбритов на бортах; 4 – магматические очаги; 5 – 9 – состав магмы в очагах: 5 – базальтовый в нижнекоровых очагах, 6 – базальтовый с отсадкой кристаллов в верхнекоровых очагах, 7 – андезитовый, 8 – дацитовый, 9 – риолитовый; 10 – остывшие очаги; 11 – направление предполагаемого латерального смещения очагов.

Судя по незначительному распространению кварц-биотитовых туфов, мощность этой зоны была невелика. С глубиной содержание летучих уменьшалось, а кислотность расплава постепенно снижалась до высококремнистых дацитов, которые и составляют основной объем пирокластике кальдеры Половинки. Полнокристаллические пироксен-плаггиоклаз-магнетитовые кластеры (см. рис. 42, а) представляют собой, вероятно, продукты пристенной кристаллизации в магматической камере (Langmuir, 1989; McBirney et al., 1985). Возникающие при этом остаточные, более эволюционированные и относительно «сухие» кислые расплавы могли мигрировать вверх, образуя ограниченные по объему скопления. С этими зонами связана кристаллизация высокожелезистых гиперстенов (Fm 43-45, MnO 2,0%), образующих иногда внешние каймы в зональных фенокристаллах и встречающихся в виде микровкрапленников (см. рис.45, а).

Незначительная (4-5 км) глубина кровли верхнекорового очага кальдеры Половинки (исходя из низкой глиноземистости роговой обманки) согласуется с геологическими свидетельствами существования куполовидной структуры на период, предшествующий кальдерообразующим процессам.

Завершающий этап кальдерообразования в среднем плейстоцене (П3) произошел после некоторого перерыва в эксплозивной деятельности: в верхнекоровом очаге вновь сформировалась слабовыраженная зональность (Рис.50, В). Состав пирокластических отложений изменился от андезитов, андезитодацитов (игнимбриты и туфы) до низкокремнистых андезитов, андезито-базальтов (агглютинаты, бомбовые туфы), при явном преобладании последних. Характерной особенностью агглютинатов является очень низкое (3-4

%) содержание в них кристаллической фазы. На существование зональности в верхней части магматической камеры указывает бимодальное распределение составов вкрапленников плагиоклаза, пироксена, остаточных стекол в игнимбритах (см. рис.43, табл. 16). Судя по составам минералов, существовала, вероятно, маломощная зона риодацитового состава (Pl - An35-39, oPx - fm 40-45, MnO 1,2-1,5%) и более мощная – дацитового (Pl - An46-52, oPx - fm32-37, MnO 0,9-1,1%). Предэруптивная температура расплава находилась в пределах 780-790°C (Mt-Plm пары микровкрапленников в стекле), а fugitivity кислорода соответствовала буферу NNO (рис. 48), что является показателем значительной его «сухости». С этим согласуется и высокая железистость пироксенов (Гриб, Леонов, 1992, 2001a, 2001б).

Значительное снижение величин fO_2 в продуктах каждой последующей фазы пирокластических отложений кальдеры Половинка свидетельствует об осушении расплава во времени.

Присутствие во фьямме игнимбритов ПЗ лейст лабрадора, микровкрапленников и обломков фенокристаллов оливина (Fo 62-67, реже 80) и магнезиального авгита, а также пространственная и временная сопряженность их с агглютинатами, предполагают существование в основании магматической камеры базальтоидного расплава. Согласно (Sisson, Grove, 1993) известково-щелочная базальтоидная магма, бедная кристаллами и не насыщенная водой, имеет минимальную температуру в пределах 1050-1060°C. Преобладание в игнимбритах стекол андезитового и андезиодацитового состава, скелетный облик кристаллических фаз основного расплава, свидетельствуют о быстром и бурном перемешивании верхних, относительно низкотемпературных, и нижних, более высокотемпературных слоев расплавов непосредственно перед началом катастрофического извержения и в процессе его. В последующем извергались в основном базальтоидные расплавы. Они сформировали слои бомбовых туфов и агглютинатов, которые переслаивались с фреатомагматическими отложениями. Появление в разрезах пирокластике, туфов и песчаников является показателем того, что извержения базальтовой тefры происходили в субквальных условиях и сопровождалась мощными выхлопами из озера, заполнявшего кальдеру.

Кальдера Однобокая. Формирование кальдеры Половинка завершилось извержением тefры андезиобазальтового состава. Это означало, что к концу среднего плейстоцена базальтовые расплавы, пополняющие верхнекоровый магматический очаг, практически вытеснили кислый расплав и плотностной барьер, создаваемый им, перестал существовать. После мощного среднеплейстоценового оледенения начался новый цикл тектономагматической активности, из нижнекорового промежуточного магматического очага стали поступать базальты, сформировался вулкан Однобокий, лавы которого практически полностью заполнили кальдеру Половинка (Рис.50, Г).

Первый этап развития вулкана, когда были излиты большие объемы лав базальтового состава, нами не рассматривается. После некоторого перерыва в вулканической деятельности начались процессы кальдерообразования. Возраст первого этапа кальдерообразования на вулкане Однобоком (O1) оценивается в 110-80 тыс. лет (Вулканический центр..., 1980). Последовательное изменение состава пирокластических отложений от риодацитов до дацитов свидетельствует о формировании на предэруптивном этапе зональности в верхней части верхнекорового магматического очага (Рис.50, Д). Присутствие среди вкрапленников пирокластического потока O1-1 роговой обманки указывает на то, что верхнюю его часть занимал водонасыщенный (4-5 вес.%) (Scaillet, Evans, 1999) слой кислого (риодацитового) расплава. Величина общей глиноземистости амфибола (6-8 % Al_2O_3) соотносится с давлением 1,5-2,2 кбар (Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Johnson et al., 1994), при котором она могла быть устойчива. Это давление соответствует глубине верхней кромки магматического очага порядка 6-7 км. Предэруптивная температура по Mt-Plm парам в роговой обманке составляла 790-820°C при активности кислорода на 1-1,2 порядка выше буфера NNO (см. рис. 48). На ликвидусе, что характерно для всех пирокластических отложений, кристаллизовался плагиоклаз (1020°C). Процесс кристаллизации пироксенов начался при 930°C и продолжался далее совместно с роговой обманкой. При этом поздние пироксены, кристаллизующиеся одновременно с амфиболом и магнетитом, отличаются более низкой железистостью (см. рис. 44, б). Извержение пемзовых туфов риодацитового состава в начальную фазу O1-2, преобладающий объем дацитовых туфов и резкая граница между ними, указывают на существование перерыва между эксплозивными извержениями O1-1 и O1-2. Субафировая структура риодацитовых пемз является показателем сухости и перегретости расплава, а высокая степень раздробленности пемзового материала и тонкая его пористость – о его высокой вязкости. Большое количество обломков обсидиана в пемзовых туфах O1-2 позволяет предполагать, что перед эксплозивным извержением происходили внедрения перегретого риодацитового расплава в виде экструзий, которые разрушались при последующих активизациях. Дацитовый расплав отличается неоднородностью, как на уровне минерального состава (см. рис. 43, 44, 45), так и на макроуровне. Неоднородность на микроуровне определяется в основном процессами, происходящими в магматическом очаге, а именно - существованием конвективных ячеек, как внутри одного слоя (слабо выраженная зональность минералов), так и на границе смежных слоев (сложная зональность в плагиоклазах). Гетерогенность на макроуровне возникла во время извержения, когда вовлекались расплавы из более глубоких уровней магматической камеры (Blake, 1981). Температура расплава (по Mt-Plm парам включений в пироксенах) изменялась от 840-850°C в риодацитовых пемзах до 870-930°C – в дацитовых. Наиболее высокие температуры (950-970°C) пар Fe-Ti окислов в пироксенах характеризуют, очевидно, андезитовый расплав (см. рис. 48). При этом активность кислорода в расплавах была низкой (незначительно повышаясь в риодацитах), отвечая буферу NNO, что является показателем относительной «сухости»

расплава. Расположение точек температур под углом к линии буфера NNO согласуется с геологическими и минералогическими данными о неоднородности состава расплава в верхнекоревом магматическом очаге на первом этапе кальдерообразования на вулкане Однобоком и демонстрирует снижение активности кислорода с глубиной.

Повсеместно встречающиеся в пемзах O1-2 полнокристаллические кластеры, состоящие из магнезиально-железистого авгита, богатого кальцием плагиоклаза, магнетита, а местами и роговой обманки (паргасита), являются, по-видимому, продуктами ранней кристаллизации базальтоидного (габбро-диоритового?) расплава, существовавшего в основании очага, на границе его с более кислым. Возможно, роговая обманка кристаллизовалась из базальтоидного расплава на более глубоких уровнях магматической системы, где давление H_2O было выше и обеспечивало ее стабильность. Согласно расчетам (Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Johnson et al., 1994) амфиболы в дацитовых пемзах из O1-2 с содержанием Al_2O_3 9-11 вес. %, устойчивы при давлении 3,8-4,5 кбар, что отвечает глубинам 11-13 км. Это могло быть силлообразное тело в основании нижнекорового очага или ниже его. Пемзовые рыхлые «комочки» со скелетными микролитами роговой обманки (также высокоглиноземистой) представляют собой межзерновый расплав (Рис. 42, е). Тот факт, что остаточные стекла дацитов и пемзовых «комочков» близки по составу (табл. 14), указывает на существование относительного равновесия между дацитовым и основным расплавами (в случае, если базальты располагались ниже и граничили с кислым расплавом). Температура кристаллизации фенокристаллов амфибола (паргасита) по Mt-Ilm парам кристаллических включений в них составляет $855-880^\circ C$ при $fO_2 +1,2$ NNO (рис. 48), а по амфибол-плагиоклазовому геотермометру (Holland, Blundy, 1994) достигает $935^\circ C$. Согласно (Коваленко и др., 2000; Johnson et al., 1994) в магмах от базальтового до дацитового состава стабильность амфибола, находящегося в равновесии с богатыми кальцием авгитом и плагиоклазом, должна проявляться при содержании H_2O не менее 4-5 вес.%. Этим, вероятно, и обусловлена хорошая сохранность высокоглиноземистой роговой обманки в дациловом расплаве, хотя это может быть связано и с большой скоростью поступления материала на поверхность.

Первый этап игнимбриитообразования на вулкане Однобоком сменился излиянием лавовых потоков базальтов, андезитобазальтов (как и в случае кальдеры Половинки), указывая тем самым на ритмичный характер тектоно-магматической активности в данном районе в среднем-верхнем плейстоцене. Последующие лавовые потоки андезитового и дацитового состава, свидетельствуют о раскислении расплава в магматическом очаге под вулканом. Эволюция базальтоидного расплава завершилась новым (вторым, O2) этапом эксплозивного кальдерообразующего извержения (Рис. 50, Е). Состав пеплово-пемзовых туфов O2 преимущественно дацитовый. На основании геологических данных выделяется два эпизода извержения пирокластического материала, которые во времени следуют друг за другом, хотя отсутствуют данные о временном интервале между ними. Пирокластические отложения O2-1 и O2-2 отличаются близким минеральным составом (см. рис. 43, 44, 45) и сходными параметрами физико-химических условий кристаллизации расплава (рис.48), что позволяет относить их к одному этапу развития кальдеры Однобокой. В то же время отложения каждого эпизода характеризуются своими индивидуальными чертами.

В пеплово-пемзовых туфах O2-1, несмотря на достаточно однородный дацитовый состав, существуют признаки, указывающие на гетерогенность расплава в магматическом очаге. На макроуровне – это обильные микровключения темносерого стекла, переходящие во фьямме андезитового состава, бомбочки андезитобазальтового состава. На микроуровне - присутствие среди вкрапленников плагиоклаза, наряду с преобладающим кальциевым андезином (An46-52), незначительного количества вкрапленников натриевого андезина (An38-42) и лабрадор-битовнита (An58-70), микровкрапленников оливина (Fo 80) со следами скелетного роста внешних зон, широкий диапазон состава остаточных стекол (59-73% SiO_2). Низкремнистые стекла (59-66% SiO_2) обычно образуют каймы вокруг микровкрапленников оливина. Все эти признаки могут свидетельствовать о существовании в очаге перед началом извержения маломощной риодацитового зоны в верхней его части (натриевый плагиоклаз, остаточные стекла риодацитового состава) и о возрастании основности расплава с глубиной (дациты, андезиты, андезитобазальты). В процессе извержения происходило бурное смешивание магм, отличающихся по составу, минеральным ассоциациям и температуре. Обильные оливин-анортитовые включения являются кумулятивными фазами.

В пирокластических отложениях O2-2 на зональность игнимбриитообразующего расплава указывает строение геологических разрезов (Рис. 38). Состав пеплово-пемзовых туфов меняется от риодацитов в первых порциях до дацитов. Граница между слоями резкая, а соотношение риодацитового и дацитового материала находится в пределах 1:5 (по мощности). Обломки пемз андезитового состава в верхних частях разреза пирокластического потока O2-2 указывают на тенденцию к снижению кремнекислотности расплава с глубиной. С андезитовыми пемзами связаны вкрапленники маложелезистых гиперстенов, встречающиеся также в составе зональных кристаллов в более кислых продуктах этого извержения (50, в) На рис.48 фигуративные точки Mt-Ilm пар в пирокластических отложениях второго этапа на вулкане Однобоком образуют три группы: $855-880^\circ C$, $900-930^\circ C$ и $950-970^\circ C$, которые характеризуют температуры, соответственно, риодацитового, дацитового и андезитового расплавов. Фугитивность кислорода в расплаве низкая, находится в пределах буфера NNO. Отсутствие гидроксилсодержащих минералов в риодацитовых и дациловых пемзовых туфах говорит о «сухости» средне-кислого игнимбриитообразующего расплава и о расположении его на более высоких уровнях в земной коре. В то же время редкие вкрапленники

высокоглиноземистой (9-10,8 % Al_2O_3) роговой обманки в андезитовых пемзах O2-2, аналогичные таковым в O1-2 (см. рис. 45), свидетельствуют об увеличении содержания H_2O в расплаве с глубиной.

Кальдера Академии Наук. В верхнем плейстоцене у южной границы кальдеры Однобокой сформировался вулкан Академии Наук, сложенный андезитами и дацитами (Рис.50, Ж). Судя по стекловатому облику низкремнистых андезитов в основании постройки, извержение их могло происходить в озеро, заполнявшее кальдеру. Пемзовые туфы, связанные с эксплозивным извержением на этом вулкане и встречающиеся только на южном его склоне, имеют относительно однородный риодацитовый состав. Тем не менее, составы вкрапленников ортопироксена, роговой обманки и титаномagnetита в них образуют на диаграммах (см. рис. 44, 45) укороченные линейные тренды. В пемзах из основания разрезов преобладают более кислые слабональные плагиоклазы, менее железистые гиперстены, менее глиноземистые амфиболы, а также титаномagnetиты с повышенным содержанием марганца. Всё это свидетельствует о существовании скрытой расслоенности расплава в магматической камере по вертикали. Редкие вкрапленники плагиоклаза с повышенным содержанием анортита, встречающиеся в ядрах зональных фенокристаллов, отражают неравновесные условия ранних этапов кристаллизации расплава. Температура риодацитового расплава на предэруптивном этапе составляла 780-800°C. Ряд температур 820-890°C (см. рис. 48) согласуется с несколько растянутыми трендами составов минералов. Активность кислорода соответствует таковой в водонасыщенных магмах (+1,2NNO). Деятельность вулкана завершилась внедрением вязких расплавов, сформировавших привершинные экструзии дацитового состава с безводной минеральной ассоциацией. Они подтверждают существование в небольшом очаге под вулканом градиентов по составу и содержанию летучих.

По поводу происхождения кальдеры Академии Наук нет однозначного мнения, так как не обнаружены значительные объемы пирокластических отложений, связанных с ее образованием. Это отмечено еще предшествующими исследователями, которые предполагали, что обрушение кальдеры произошло в результате оттока расплава из верхнекорового магматического очага при образовании кальдеры Карымской (Вулканический центр..., 1980). Новый геологический материал и его осмысление с позиций события 1996 г. позволяет нам предложить иной вариант. Грубообломочные отложения, которые, как мы предполагаем, связаны с разрушением вулкана Академии Наук, лежат непосредственно на пемзовых туфах O2-2 кальдеры Однобокой, поэтому возраст последних грубо оценивается в интервале между образованием спекшихся туфов O2-1 и разрушением вулкана Академии Наук. Предположим, что извержение пемзовых туфов O2-2 в зоне субмеридионального разлома произошло в более позднее время, когда вулкан Академии Наук был уже сформирован. Инъекция высокотемпературного расплава в верхнекоровый очаг могла вызвать синхронное извержение на вулкане Академии Наук, последующее его разрушение и обрушение бортов кальдеры (Рис.50, З). В этой ситуации, пемзовые туфы O2-2 соотносятся с кальдерообразованием на вулкане Однобоком опосредованно, по сходству их с составом пемзовых туфов O2-1 (см. рис. 44, в, табл. 15, 16). Скорее, они представляют собой мобилизованные расплавы полужастывшего верхнекорового магматического очага, связанного с кальдерой вулкана Однобокого (O2), возникшие в процессе фреатомагматического извержения в северном секторе кальдеры при инъекции базальтов.

Базальты субаквальных извержений и их роль в развитии кальдерного комплекса. Фреатомагматическое извержение базальтовой тефры в кальдере Академии Наук в 1996 году показало, что в недрах структуры на глубине порядка 18 км существует промежуточный очаг базальтовой магмы (Федотов, 1997). После начала кальдерообразующих процессов на юге Карымского вулканического центра базальтоидная магма (БТ) впервые появилась в составе пирокластических отложений в конце среднего плейстоцена (ПЗ). Происходило вытеснение кислого расплава нижнекоровыми базальтами, поступавшими в основание верхнекорового очага на завершающем этапе формирования кальдеры Половинка. Начиная с этого времени в продуктах эксплозивных извержений (БТ) отмечается последовательное снижение кремнекислотности от низкремнистых андезитов, андезито-базальтов до базальтов, увеличение степени их кристалличности, концентрации в породах MgO , Al_2O_3 , CaO , то есть наблюдается тенденция к появлению все менее дифференцированных базальтов (см. табл. 15). С повышением содержания магния в базальтовой тефре возрастают контрастность составов минералов, отмечаются высокие градиенты изменения составов смежных зон фенокристаллов и микровкрапленников, обратная и сложная их зональность. Минералогически это выражается в возрастании роли высококальциевых плагиоклазов, оливина, клинопироксена повышенной магнезиальности и кристаллических включений хромистой шпинели. Наиболее магнезиальными являются продукты извержений, произошедших 4800 лет назад и в 1996 году. Полученные данные позволяют рассматривать базальты эксплозивных извержений, содержащих неравновесные ассоциации вкрапленников, как продукты смешения расплавов разных стадий кристаллизации и глубинности одного (промежуточного) магматического очага. Состав наиболее магнезиальных базальтов эксплозивных извержений близок по валовому составу и минеральным парагенезисам базальтам нижнечетвертичного возраста, слагающим основание вулканов Дитмара и Пра-Семячик (Вулканический центр..., 1980). Тот факт, что они не претерпели значительных изменений, связано, очевидно, с большой глубиной (18 км, Федотов, 1997), на которой располагается этот очаг. Эволюционированные базальты и андезитобазальты представляют собой более дифференцированную часть промежуточной магматической камеры, которая пополнила освободившийся после извержения

пирокластики верхнекоровый очаг кальдеры Половинка (Рис.50, Г).. Появление в голоцене (4800 лет назад) и в 1996 году слабодифференцированных базальтов может свидетельствовать о частичной закристаллизации этого очага и поступлении расплавов с более глубокого промежуточного очага. Присутствие в базальтах полиминеральных и оливиновых кластеров является показателем ведущей роли кристаллизационной дифференциации в процессе эволюции расплава.

Начиная с верхнего плейстоцена, все извержения базальтовой тефры происходили в северном секторе кальдеры в зоне субмеридионального разлома. Они могли провоцировать извержения кислой пирокластики (Sparks, Sigurdsson, 1977). Так, извержение базальтовой тефры предвляло извержение пемзовых туфов O2-2 кальдеры Однобокой. Кислый расплав в верхнекоровом очаге к этому времени был, вероятно, в достаточной степени закристаллизован, что и способствовало прорыву базальтов на поверхность. Воздействие высокой температуры привело к разрушению кристаллического каркаса и нарушению механической прочности частично застывшего тела (Murphy et al., 2000). Образовался локальный мобильный объем кислой магмы, которая прервала извержение базальтов. Они, как более плотный расплав, сформировали слой в основании магматической камеры, способствуя дальнейшему разогреву кислого материала, выделению летучих, что и привело к взрывному извержению. Близкий валовый и минеральный состав базальтов, подстилающих пемзовые туфы O2-2 и слоя, «подвешенного» на уровне высокой террасы (северный борт озера Карымского), может свидетельствовать, что это извержение происходило при высоком уровне воды в озере, заполнявшем кальдеру Однобокую.

Эволюция магматизма кальдерного комплекса

Одной из важных особенностей Карымского вулканического центра является большой временной интервал его активности, цикличность вулканической деятельности, унаследованность в развитии магмовыводящих систем, что выражается в телескопированном расположении кальдер и последующей локализации в них молодого базальтоидного и андезитового вулканизма.

Анализ состава пирокластических отложений всех трех рассмотренных кальдер (Половинки, Однобокой и Академии Наук) показывает, что на предэруптивном этапе расплав в верхнекоровых очагах был в достаточной степени эволюционирован с формированием градиентов по составу, температуре и содержанию летучих. Сравнительно однородный состав пирокластических отложений начальных фаз (при формировании каждой из кальдер) является показателем длительной и равновесной кристаллизации кислой магмы в условиях относительно закрытой системы. Присутствие в них водосодержащих минералов свидетельствует об обводненности расплава в апикали магматической камеры перед началом катастрофических извержений. В случае кальдеры Половинка водонасыщенность расплава в предэруптивный период достигала предела насыщения (порядка 7 вес.%), когда возможно отделение летучих в самостоятельную фазу и возрастание флюидного давления на кровлю магматической камеры. Фугитивность кислорода достигала при этом очень высоких значений (+2,7NNO). На период, предшествующий кальдерообразующим извержениям на вулканах Однобоком и Академии Наук, содержание воды в расплаве было ниже уровня насыщения и составляло порядка 4-5 вес.%. Для всех трех кальдер характерно осушение расплава в процессе кальдерообразования, особенно значительное для кальдеры Половинка.

На завершающих этапах формирования кальдер степень неоднородности пирокластических отложений возрастает за счет появления более мафических по составу фрагментов в виде кристаллических фаз, полосчатых разностей и оформленных обломков. Присутствие безводных ассоциаций минеральных фаз в этих отложениях может свидетельствовать о перемещении расплавов на более высокие уровни и кристаллизации их в открытых магматических системах.

Глубина кровли верхнекорового очага (очагов) оценивалась по глиноземистости амфиболов в пирокластических отложениях. Судя по низким значениям этого показателя в роговой обманке из спекшихся туфов П2, минимальная (4-5 км) глубина кровли была характерна для корового очага кальдеры Половинка. Это согласуется с геологическими данными о существовании куполовидной структуры (Вулканический центр..., 1980) на период, предшествующий началу кальдерообразующих извержений и связанной, очевидно, с подъемом кислого расплава на более высокие уровни в земной коре. Глубина верхнекоровых очагов кальдер Однобокой и Академии Наук, из расплавов которых кристаллизовалась умеренно глиноземистая роговая обманка, соответствует 6-7 км. Отмечается латеральная миграция верхнекоровых магматических очагов с юга на север (рис.50, Е, Ж, З). Связано это может быть с закристаллизацией магматического материала южных сегментов этих очагов и постоянной мобилизацией кислых расплавов в зоне субмеридионального разлома в северной части кальдерной структуры.

Неравновесность минеральных фаз продуктов катастрофических извержений, присутствие оливин-анортитовых и битовнит-авгитовых (иногда в ассоциации с высокоглиноземистой роговой обманкой) кумулатов, появление в разрезах пемзовых туфов слоев шлаков базальтоидного состава, характер извержения 1996 года – все это указывает на существование в недрах структуры разноглубинных взаимодействующих магматических очагов. Слой (или силл) габбро-диоритового состава, судя по глиноземистости амфибола, связанного с кумулатами, мог располагаться в основании верхнекоровой магматической системы на глубине 11-12 км.

Базальты 1996 года, тефра извержения, произошедшего 4800 лет назад, и базальты, слагающие основание вулканов нижнечетвертичного возраста близки по составу и являются наименее эволюционированными в Карымском вулканическом центре. Они представляют собой, очевидно, близкий к исходному расплав промежуточного магматического очага, расположенного на глубине 18 км (Федотов, 1997).

Сходство изотопных меток стронция и ниодима в базальтах извержения 1996 г., андезитах, дацитах и риодацитах пирокластических отложений кальдер и некоторых вулканических построек Карымского вулканического центра указывает на генетическую связь этих расплавов (см. рис. 49, а). О происхождении пирокластического материала, относящегося к разным кальдерам, от единого нижнекорового источника, свидетельствуют и минералогические данные - линейные или близкие к линейным тренды составов темноцветных и рудных минералов из отложений, изменяющихся по составу от базальтов до риодацитов (Рис.51).

Присутствие в пирокластике телескопированных кальдер полнокристаллических кластеров (кумулатов), является показателем ведущей роли процессов фракционной кристаллизации (и фракционирования кристалл-жидкость в случае пристенной кристаллизации) (McBirney et al., 1985; Langmuir, 1989) в возникновении широкого спектра пород района. На заключительных этапах формирования кальдер важную роль играют и процессы смешивания расплавов, генерирующихся на разных уровнях.

На рис. 49, б показана зависимость изотопных отношений стронция от кремнекислотности для вулканических пород, слагающих ряд кальдерных структур центральной части Восточного вулканического пояса. На этой диаграмме ещё более очевидны близкие значения величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород разной кремнекислотности исследуемого района. Для вулканитов северных кальдер (Узон-Гейзерной и Крашенинникова) отмечается резкое увеличение радиогенного стронция по мере роста кремнекислотности. Это может интерпретироваться, как усиление роли контаминации базальтов материалом коры в более молодых кальдерах (Покровский, Волынец, 1999). Близость изотопных меток для базальтов и кислых вулканитов Карымского вулканического центра свидетельствует о малой роли процесса ассимиляции в образовании дифференцированных серий пород и ведущей роли процессов фракционирования базальтов. В то же время, сходство значений изотопных отношений стронция и ниодима для четвертичных вулканитов и ксенолитов плиоценовых гранитов в исследуемых образцах, с отношением изотопов стронция в породах фундамента Восточного вулканического пояса (ганальская свита, среднее 0,7038) (Хотин и др., 1983), указывает на принципиальную возможность контаминации исходного мантийного расплава коровым материалом. Для оценки масштаба этого процесса необходимы детальные изотопные исследования и данные о распределении редких и редкоземельных элементов.

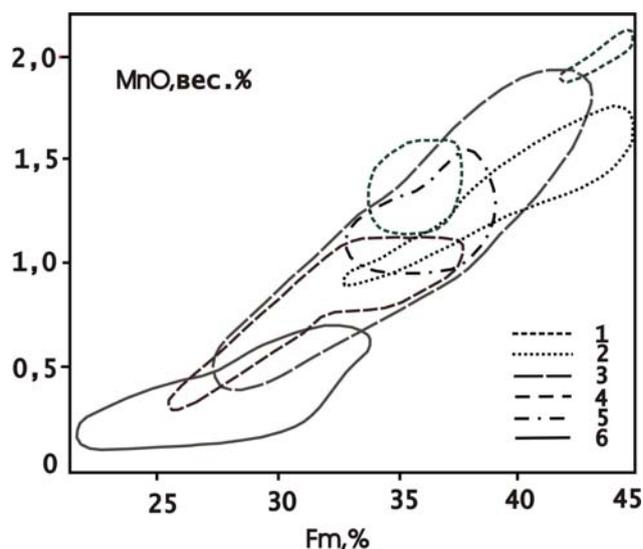


Рис. 51. Обобщенная диаграмма MnO-Fm в ортопироксенах из пирокластических отложений южного сектора Карымского вулканического центра. Контуры распределения составов пироксенов: 1–2 кальдера Половинка, соответственно, П2 и П3; 3–4 – кальдера Однобокая, соответственно, первый (О1) и второй (О2) этапы; 5 – вулкан Академии Наук; 6 – тefра базальтового состава. Fm – железистость ортопироксенов.

Резкое отличие минеральных ассоциаций пирокластических отложений начального этапа кальдерообразования в южной части Карымского вулканического центра (П1) и отложений последующих этапов развития кальдерного комплекса, позволяет предполагать различный характер извержений и причин, вызывающих их. В первом случае высокая степень эволюционирования расплава способствовала насыщению его летучими (в первую очередь водой) в апикали магматической камеры. При достижении состояния пересыщенности флюидом внутри расплава может развиваться избыточное давление, и даже незначительные тектонические подвижки могут вызвать его резкое снижение. При этом происходит бурное выделение газовой фазы, дезинтеграция расплава, распространение процесса вглубь магматической камеры, разрушение кровли и одновременное извержение большого объема пирокластического материала. Такая схема развития процесса игнимбриитообразования встречается довольно редко среди кальдер Восточного вулканического пояса. Она характерна еще для начальной фазы формирования кальдеры Большого Семячика (Гриб, Леонов, 2001б). Более распространенный случай, когда внутреннее давление в магматической камере невелико (несмотря на повышенное содержание в расплаве воды). Это характерно для кальдер Однобокой и Академии Наук. Здесь фактором, вызывающим эксплозивное извержение, могут явиться внешние причины: сейсмотектонические и инъекции базальтов в верхнекоровую магматическую систему (Sparks, Sigurdsson, 1977). Эти причины могут быть совмещены во времени и пространстве (Федотов, 1997).

Первое значительное поступление базальтоидного расплава в основание верхнекорового очага фиксируется в среднем плейстоцене, когда произошло вытеснение кислого расплава основным на завершающем этапе формирования кальдеры Половинка (П3). Было положено начало ритмично-пульсационному характеру развития кальдерного комплекса южного сектора Карымского вулканического центра. Эволюция верхнекоровых очагов, цикличность их деятельности, телескопированное строение кальдер были связаны в дальнейшем с процессами, происходящими в зоне субмеридионального разлома, проходящего через кальдерный комплекс на север к вулкану Соболиный. Начиная со второго этапа

формирования кальдеры Однобокой, эксплозивные (ареальные) извержения базальтовой тефры приурочиваются, в основном, к северному и северо-западному секторам кальдеры. Они фиксируют, по-видимому, реологическую границу между боковой поверхностью верхнекорового очага, имеющего субсолидусную температуру, и жестким блоком вмещающих пород. Вероятно, имеют значение и низкие абсолютные отметки этой зоны. Незначительные по мощности и объему инъекции базальтов в межпароксизмальные стадии приносили в нее тепловой импульс, сдерживали кислую магму от остывания, не нарушая зональность в очаге. Образовывались конвективные ячейки между смежными зонами, о чем свидетельствует состав зональных плагиоклазов (в меньшей мере - темноцветных минералов). В периоды тектоно-магматических активизаций базальты из промежуточного магматического очага поступали в основание верхнекоровых очагов, сформировавшихся после периодов относительного затишья вулканической деятельности, вызывали крупнообъемные извержения пирокластического материала среднекислого состава и с течением времени заполняли полости очагов. После завершения формирования каждой последующей кальдеры базальты, поступающие в основание верхнекоровой магматической системы, испытывали процессы гибридации кислыми остаточными расплавами и последующее фракционирование. Этим объясняется изменение состава построек от слабодифференцированных базальтов докальдерного вулкана Дитмара через базальты и андезитобазальты вулкана Однобокого до андезитов и дацитов вулкана Академии Наук (рис. 52). То есть, начиная с ПЗ до голоцена все базальты в рассматриваемой структуре, представляли собой в разной степени эволюционированные расплавы, являющиеся дериватами исходной базальтовой магмы промежуточного очага.

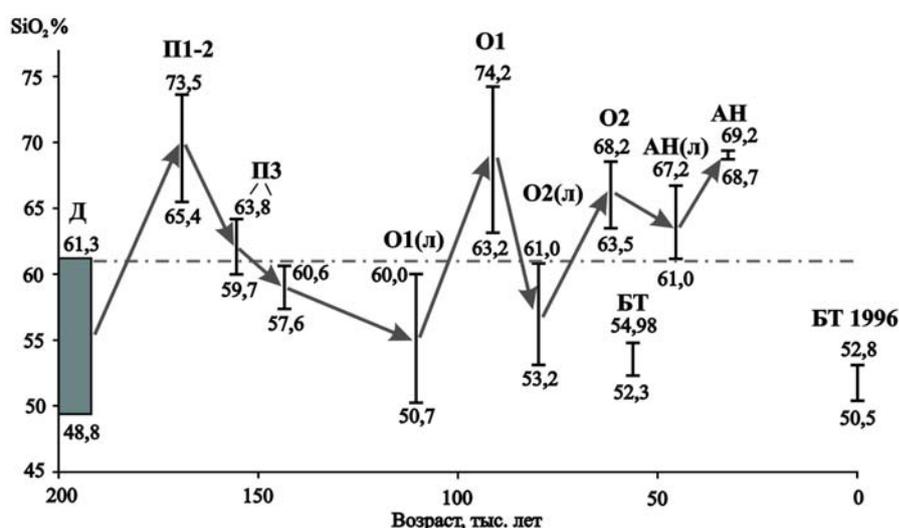


Рис. 52. График время – содержание SiO₂ в породах основных комплексов южного сектора Карымского вулканического центра. Индексами вверху обозначены: Д – лавы докальдерного этапа; П1-2 и ПЗ – туфы, связанные с образованием кальдеры Половинка; О1(л) – лавы, слагающие основание вулкана Однобокого; О1 – туфы, связанные с первым этапом кальдерообразования на вулкане Однобоком; О2(л) – лавы, излившиеся в начальный период образования комплекса О2; О2 – туфы, связанные со вторым этапом кальдерообразования на вулкане Однобоком; АН – лавы и пемзы вулкана Академии Наук; БТ 1996 – базальтовая тефра извержения 1996 года в Карымском озере. Стрелки показывают направленность изменения составов пород во времени. Штрих-пунктирная линия в центре – условная граница, которая, как мы предполагаем, разделяет составы пород, связанных с нижнекоровыми (внизу) и верхнекоровыми (вверху) магматическими очагами.

Рис.52 демонстрирует, что в докальдерных постройках базальтоидного состава эволюция расплава происходила от базальтов до андезитов со ступенчатым переходом к кислым дериватам пирокластических отложений, связанных с формированием кальдер. Повидимому, отделение кислых расплавов связано с пристенной и, в меньшей степени, гравитационной дифференциацией андезитовых расплавов. Подтверждением этому является вулкан Академии Наук, в разрезе которого отмечается постепенный переход от андезитов первых лавовых потоков через дациты до риодацитов эксплозивных пемзовых туфов.

Извержение в голоцене и в историческое время (1996 г.) тефры базальтов, близких по валовому составу и минеральному парагенезисам нижнечетвертичным базальтам, свидетельствует о закристаллизации магматического очага под вулканом Однобоким и поступлении расплава с более глубокого промежуточного очага, где базальтовая магма не претерпела значительных изменений за период с начала плейстоцена до голоцена.

Сокращение размера и объема пирокластического материала каждой последующей кальдеры, незначительное количество (2-3%) мобилизованного кислого расплава при фреатомагматическом извержении 1996 года (Гриб, 1997), свидетельствуют о том, что верхнекоровая магматическая система под кальдерой Академии Наук находится к настоящему времени в субсолидусном состоянии. Периодические

инъекции базальтов из промежуточного очага способствуют поддержанию достаточно высокой температуры в верхнекоровой системе для обеспечения теплового питания высокотемпературной гидротермальной системы (Вакин, Пилипенко, 2001). Мы согласны с Ю.П.Масуренковым (1980), что нет предпосылок для извержения значительных объемов кислой магмы в исследуемой структуре в будущем. Однако, инъекции базальтов могут вызвать локальный разогрев субстрата корового очага, и извержения, подобные О2-2, возможны.

Извержения базальтовой тefры в среднем-верхнем плейстоцене приводили иногда к более катастрофическим последствиям, чем это отмечалось при извержении 1996 года. В геологических разрезах западного и северного бортов отмечаются фреато-магматические отложения, которые свидетельствуют о значительных переливах воды из озер, заполнявших кальдерные структуры. Они перемывали (размывали) не сплывшиеся разности пемзово-пепловых отложений, образовавшихся при формировании кальдер, и выносили их за пределы структуры.

Глава VI. Условия теплового питания гидротермальных систем, связанных с кальдерными комплексами Камчатки

Работы, проводившиеся нами, были направлены на решение одной из основных проблем геотермии - проблемы теплового питания гидротермальных систем. Решение этой проблемы имеет не только теоретическое, но и практическое значение, так как от ответа на вопрос – откуда поступает тепло? – зависит то, на каких участках будут ставиться детальные и дорогостоящие геофизические, геохимические и другие виды специальных исследований, где будут закладываться скважины на геотермальных месторождениях.

Несомненная связь гидротермальной активности с районами развития современной или относительно юной вулканической деятельности с самого начала развития геотермии приводила исследователей к выводу, что термопроявления на поверхности связаны с магматической деятельностью, с близповерхностными магматическими очагами, которые и являются основными источниками тепла для расположенных над ними гидротермальных систем (Barth, 1950; White, 1957; и др.). Дальнейшие работы показали, что гидротермальная активность на земле проявляется в самых разнообразных геолого-структурных условиях, в том числе и в районах, где полностью отсутствуют проявления магматизма.

В настоящее время выделяется пять основных типов геотермальных систем: 1) молодые магматические системы, связанные с четвертичным вулканизмом и интрузиями магмы; 2) тектонические системы, проявляющиеся в тектонически-активных районах с повышенным тепловым потоком, где отсутствует магматическая активность; 3) системы в глубоких осадочных бассейнах (“geopressed systems”); 4) системы, связанные с блоками нагретых сухих пород (“hot dry rock systems”), и 5) системы, непосредственно связанные с резервуарами магмы или магматическими озёрами (“magma tap systems”) (Goff, Janik, 2000).

Все высокотемпературные гидротермальные системы Камчатки располагаются в пределах четвертичных вулканических поясов (Леонов, 2001). Их связь с магматической деятельностью не вызывает сомнений и они должны быть, по-видимому, в основном отнесены к первому из указанных выше типов. Источником их теплового питания, соответственно, необходимо предполагать в большинстве случаев интрузии магмы.

Связь гидротермальных проявлений с близповерхностными магматическими очагами предполагалась многими исследователями Камчатки (Пийп, 1937; Набоко, 1964; Вакин, 1967; Власов, 1971; и др.). Обосновывается она и в одной из недавних работ (Авдейко и др., 1998). В то же время ещё в 1966 году В.В.Аверьевым было показано, что длительное существование высокотемпературных гидротермальных систем не может быть обеспечено теплом одноактно внедрившихся и остывающих магматических очагов (Аверьев, 1966). Эта точка зрения была поддержана и рядом других исследователей (Белоусов, Сугробов, 1976; Трухин, Шувалов, 1979).

В конце 70^{-х} начале 80^{-х} годов по инициативе В.И. Белоусова было проведено изучение магматической деятельности, связанной с кислым коровым магматическим очагом, расположенным в недрах Узон - Гейзерной вулканотектонической депрессии (Белоусов и др., 1983; Гриб, Леонов, 1985; и др.). В результате этих работ было выявлено, что данный очаг за последние 100 тыс. лет два раза испытал разогрев от температур, близких к солидусу, до 1000°C и выше. При этом трижды в очаг внедрялись базальтовые магмы с температурой около 1300°C и каждый раз состав магмы в очаге изменялся от среднего до кислого. Был сделан вывод, что коровые магматические очаги выступают, в основном, как аккумуляторы тепла, поступающего с более глубоких уровней с базальтовыми магмами, что сами эти очаги могут быть источниками тепла для гидротерм лишь тысячи и десятки тысяч лет и при отсутствии поступления тепла извне сравнительно быстро застывают (Леонов, 1989).

Таким образом, несмотря на очевидную связь гидротермальной деятельности с близповерхностными кислыми магматическими очагами, характер этой связи представлялся достаточно сложным. Возникновение близповерхностных коровых очагов в земной коре ещё не является залогом того, что над ними возникнут гидротермальные системы. Подтверждением этого вывода служит и то, что высокотемпературные гидротермальные системы на Камчатке связаны лишь с тремя из пятнадцати кальдер, которые являются поверхностным отражением существующих в недрах верхнекоровых магматических очагов – Узон-Гейзерной, Академии Наук и Большесемьячической. В последнем случае эта связь также не очевидна, так как внутри этой кальдеры терм нет - все они находятся за её структурными границами (Вакин, 1976; Леонов, Гриб, 1991). На целом ряде других кальдер Камчатки – Хангар, Уксичан, Курильской, Ильинской, Желтовской, Призрак, Ксудач, Опала, Горелого, Соболиного, Стены, Крашенинникова – термопроявления либо вообще отсутствуют, либо существуют, но очень небольшие, не позволяющие говорить о наличии связанных с ними высокотемпературных гидротермальных систем (Леонов, 2001).

В конце 80^{-х} годов Институтом вулканологии ДВО РАН были проведены комплексные работы по изучению гидротермальных систем Срединного хребта, в том числе трёх известных здесь высокотемпературных гидротермальных систем – Апельской, Киреунской и Двухюрточной. Полученные в ходе этих работ данные о геологическом строении и геолого-структурных позициях названных гидротермальных систем также показали, что их тепловое питание осуществляется не только за счёт

близкоповерхностных кислых магматических очагов, а за счет более сложных процессов тепломассопереноса, происходящих в зонах глубоко проникающих разломов (Леонов, 1991, 2001).

Исходя из сказанного, мы не можем принять представления, в которых верхнекоровые магматические очаги без дополнительных условий рассматриваются как основные источники тепла для высокотемпературных гидротермальных систем. Этому противоречат как проведенные ранее расчеты В.В.Аверьева (1966), так и полученные нами в предыдущие годы данные о достаточно быстром остывании подобных очагов (Гриб, 1983; Леонов, 1989). Необходимо отметить также, что термопроявления часто бывают расположены на большом удалении от предполагаемой проекции верхнекоровых очагов на поверхность. На Камчатке мы имеем множество случаев, свидетельствующих, что магматические очаги в верхних этажах земной коры возникали, какое то время существовали и остывали, а высокотемпературных гидротермальных систем при этом не образовывалось.

Решение вопроса о тепловом питании высокотемпературных гидротермальных систем, с нашей точки зрения, возможно при выяснении условий, при которых глубинные магмы и флюиды способны проникать в верхние этажи земной коры и постоянно подпитывать теплом как верхнекоровые магматические очаги, так и высокотемпературные гидротермальные системы. Выяснение этих условий – задача в большой мере структурная, в которой основное внимание должно уделяться вопросам проницаемости земной коры, анализу того, какие условия ведут к появлению высокопроницаемых зон и постоянному поступлению глубинных магм и тепла к поверхности. Мы считаем, что важно понять, в чем отличие тех вулканов, кальдер, вулканических центров, где существуют высокотемпературные гидротермальные системы, от подобных построек, с которыми высокотемпературные гидротермальные системы не связаны.

Для решения этих вопросов мы провели анализ региональных позиций высокотемпературных гидротермальных систем, особенностей их глубинной структуры (Леонов, 2001). Этот анализ показал, что практически во всех случаях позицию высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке определяют крупные прогибы фундамента и разломы, ограничивающие их. Располагаясь в пределах вулканических поясов, имеющих общее северо-северо-восточное простирание, высокотемпературные гидротермальные системы приурочены только к тем участкам, где эти пояса наложены на прогибы фундамента (Рис.53). Последние в большинстве случаев имеют северо-восточное простирание, и вулканические пояса пересекают их под острым углом.

Гидротермальные системы располагаются группами и приурочены, в основном, к зонам разломов, ограничивающих прогибы с востока и юго-востока, а на крайнем юге полуострова - с северо-запада.

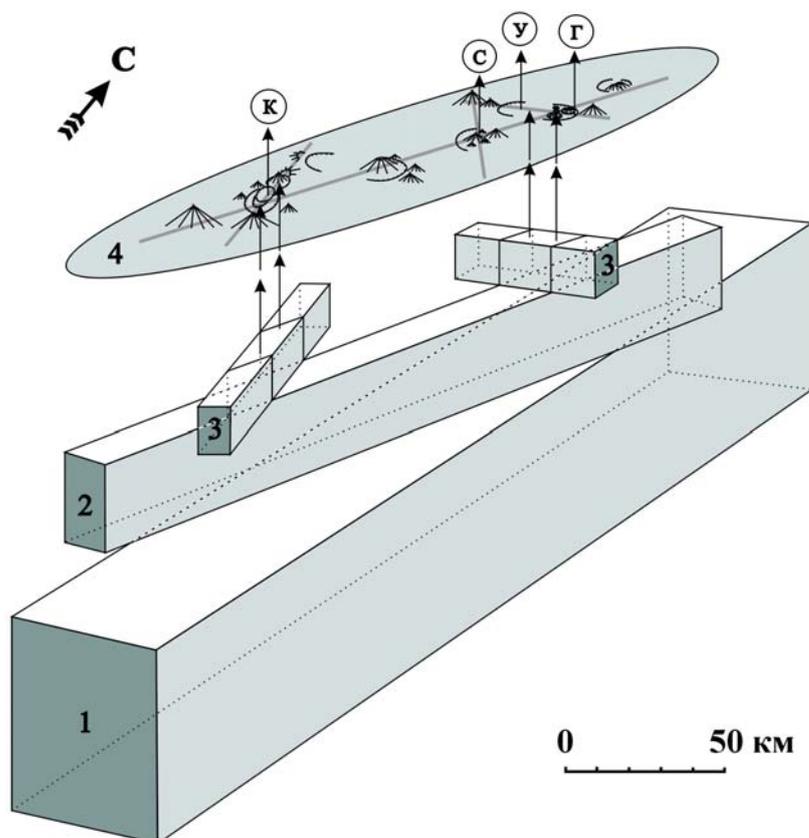


Рис. 53. Модель, показывающая структурные уровни, на которых происходит обособление флюидно-магматических колонн в земной коре Восточной Камчатки. 1 – зона подъема магмы и флюидов в недрах Восточного вулканического пояса, 2 – зона секущих разломов в средней части земной коры, 3 – зоны разломов в верхней части земной коры, 4 – поверхностное проявление зон подъема

магмы и флюидов, где наблюдается два типа кальдер (предполагается, что большие кальдеры связаны с магматическими очагами, расположенными в зоне 2, а малые - с очагами, расположенными в зоне 3). Стрелки показывают пути подъема магмы и флюидов. В кружочках буквами обозначены гидротермальные системы: К – Карымская, С – Семячская, У – Узонская, Г – Геизерная).

Другое направление, в котором мы вели наши исследования – это изучение условий, при которых происходят кальдерообразующие извержения, опустошение верхнекоровых магматических очагов, повторное возобновление их деятельности. Этим вопросам и посвящена в основном настоящая работа. Приведенные материалы показывают, что кальдерообразующие извержения в большинстве случаев происходят не из-за внутренних причин, связанных с развитием очага (повышением в нем давления водяного пара и т.д.), а в связи с внешними причинами (тектономагматическими активизациями, внедрениями глубинных базальтов, сеймотектоническими процессами), приводящими к декомпрессии расплава в очаге. Исследование продуктов извержений показало, что как на кальдерообразующих, так и на посткальдерных этапах периодические внедрения глубинных базальтов в геотермальных районах – это обычное явление.

Мы пришли к выводу, что можно говорить о трех режимах существования верхнекоровых магматических очагов, отличающихся низкой, средней и высокой скоростью поступления базальтов из нижних горизонтов земной коры (см. рис. 22). Наиболее благоприятны для существования высокотемпературных гидротермальных систем, с нашей точки зрения, режимы со средней и высокой скоростью поступления базальтов, при этом в последнем случае крупных верхнекоровых очагов вообще не образовывается, а высокотемпературные гидротермальные системы будут существовать за счет большого объема поступающих снизу базальтов. На Камчатке к подобному типу гидротермальных систем относится, по-видимому, Апапельская на Срединном хребте. Обычен этот тип для Исландии, где к нему относится большинство высокотемпературных гидротермальных систем (с верхнекоровым магматическим очагом связана лишь одна – Крафла) (Arnorsson, 1995).

Механизм магматической деятельности в Исландии в последние годы был подробно рассмотрен в работах А.Гудмундсона (Gudmundsson, 1986, 1987, 1995), который обосновал тесную связь верхнекоровых магматических очагов и крупных резервуаров магмы, расположенных на границе коры и мантии. Формирование крупных центров вулканической активности происходит лишь в том случае, когда формируются верхнекоровые магматические очаги (Gudmundsson, 1987), но, например, на полуострове Рейкьянес ни таких очагов, ни крупных вулканов не образовалось - там магма к поверхности, согласно А.Гудмундсону (Gudmundsson, 1986, 1987), поступает прямо из резервуаров, расположенных на границе коры и мантии. Тем не менее, на этом полуострове расположено 6 крупных высокотемпературных систем, для которых источником тепла предполагаются периодические внедрения глубинной магмы, образуемые ими рои даек (Arnorsson, 1995).

Данные по Исландии, приведенные выше, во многом близки к тому, что было получено нами для Камчатки. В обоих случаях, как предполагается, длительное существование высокотемпературных гидротермальных систем обеспечивается не теплом одноактно внедрившегося верхнекорового магматического очага, а за счет многократно внедряющихся базальтов, поступающих из очагов, расположенных в нижней части земной коры или на границе коры и мантии. Представления о ключевой роли базальтов в поддержании жизни верхнекоровых очагов кислой магмы и высокотемпературных гидротермальных систем не новы, они в общих чертах высказывались раньше многими исследователями (Christiansen, Lipman, 1972; Smith, Shaw, 1975; Eichelberger, Gooley, 1977). Одна из ранних моделей такого типа была разработана для геотермального поля Косо в Калифорнии (Duffield et al., 1980).

В последние годы А.В.Кирюхиным (Kiryukhin, 2001; Кирюхин, 2002) была предложена концептуальная модель переноса геотермальной энергии в современных вулканических областях. В модели противопоставляются вулканы и гидротермальные системы, при этом считается, что если магма проходит через земную кору без задержки, то возникает вулкан. Если же магма задерживается в верхних частях земной коры, то формируется очаг и над ним – гидротермальная система. При этом, по мнению А.В.Кирюхина, условия, которые благоприятны для возникновения вулкана, не благоприятны для возникновения гидротермальной системы.

Хотя предлагаемые два режима (когда магма задерживается в земной коре, образуя магматический очаг, и когда проходит земную кору без задержки) похожи на выделенные нами режимы I и III (см. рис. 22), выводы, которые делаем мы, иные, чем у А.В.Кирюхина. Мы считаем, что режим III при определенных условиях может быть также благоприятен для поддержки существования высокотемпературных гидротермальных систем. Благодаря высокой проницаемости земной коры магма с нижних ее уровней способна подниматься вверх и, при частых инъекциях, поддерживать тепловое питание высокотемпературных гидротермальных систем. Одноактный импульс – подъем базальтов снизу, достигнут они поверхности или нет – не может привести, по нашему мнению, к появлению и поддержанию длительного существования гидротермальной системы. Она появится только тогда, когда будет происходить многократная подпитка, когда базальты снова и снова будут проникать в верхние этажи земной коры.

Как было показано нами ранее (Федотов и др., 2002), в Карымском вулканическом центре за последние 100 000 лет базальты из глубокого магматического очага поступали на поверхность не менее 15 раз. Хотя эти данные предварительные и будут, несомненно, уточнены при дальнейших исследованиях, но

сам факт многократных внедрений глубинных базальтов, несущих тепло и, по-видимому, играющих немаловажную роль в поддержании жизнедеятельности расположенной здесь высокотемпературной гидротермальной системы, неоспорим. Эти данные подтверждают выводы, сделанные еще в начале 70-х годов, о том, что районы проявления высокотемпературных гидротермальных систем отличаются многовыходным вулканизмом и многократностью извержений, в результате которых обычно возникают сложно построенные вулканические хребты – долгоживущие вулканические центры (Белоусов, 1978). Возникновение подобных структур – это следствие существования в земной коре высокопроницаемых участков, где при каждой активизации к поверхности способны прорваться базальтовые магмы с больших глубин.

Заканчивая, отметим, что нами рассматривались следующие аспекты: структурные условия подъема магмы в земной коре, модели возможных режимов верхнекорового магматизма, связанного с кальдерообразующими извержениями, условия взаимодействия базальтовых и риолитовых магм в верхнекоровых магматических очагах. Полученные данные, конечно, лишь в небольшой степени приближают нас к решению основной проблемы геотермии – проблемы теплового питания гидротермальных систем. Нам представляется, что в дальнейшем усилия необходимо сосредоточить на количественных оценках проницаемости земной коры, изучении полей напряжений и геодинамических условий. Работы должны быть направлены на выявление различий, которые существуют между теми районами, где существуют высокотемпературные гидротермальные системы, и подобными районами, где их нет. Только поняв эти различия и выяснив черты, присущие геотермальным районам, мы сможем разобраться в том, какие процессы приводят к появлению высокотемпературных гидротермальных систем и как осуществляется их тепловое питание.

Список литературы

1. *Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пискунов Е.Н., Остапенко В.Ф., Шанцер А.Е., Федорченко В.И., Флеров Г.Б.* Магматизм островных дуг. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37-86.
2. *Авдейко Г.П., Пилипенко Г.Ф., Палуева А.А., Навылова О.А.* Геотектонические позиции современных гидротермальных проявлений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1998. №6. С. 85-99.
3. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. Тр. второго Всесоюз. вулканол. совещ. 3-17 сентября 1965 г. М.: Наука, 1966. С. 118-128.
4. *Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф.* Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С.207-211.
5. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С.53-66.
6. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С.68-73.
7. *Арамаки С.* Пирокластические потоки и кальдеры Японии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С.164-172.
8. *Асавин А.М.* Распределение Zr, Hf, Nb, Ta, U в равновесиях минерал-расплав // Геохимия. 1994. № 10. С.1398-1424.
9. *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.
10. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 176с.
11. *Белоусов В.И., Сугробов В.М.* Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.5-22.
12. *Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С.65-79.
13. *Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Петрология вулканических пород // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 37-49.
14. *Боровиков А.М.* Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов. М.: Наука, 1971. 104 с.
15. *Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С.10-32.
16. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4-5. С.5-32.

17. *Вакин Е.А.* О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами // Регион. геотермия и распространение терм. вод в СССР / Тр. II совещ. по геотерм. исследованиям в СССР. М.: Наука, 1967. С.284-288.
18. *Вакин Е.А.* Гидротермы вулканического массива Большой Семьячик // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С.212-236.
19. *Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф.* Катастрофическая деформация и последующая эволюция высокотемпературной системы в результате фреатомагматического извержения в Карымском кальдерном озере. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы // Петропавловск-Камчатский, 2001. С.274-300.
20. *Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования) // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С.167-174.
21. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С.78-103.
22. *Власов Г.М.* Геологические аспекты проблемы геотермии // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С.202-206.
23. *Влодавец В.И.* Вулканы Карымской группы // Тр. Камчатской вулканостанции. 1947. Вып. 3. С.3-48.
24. *Влодавец В.И.* Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.
25. *Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С.* Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // ДАН СССР. 1987. Т.293. № 3. С.685-689.
26. *Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990а. № 5. С. 3-13.
27. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Ананьев В.В., Шитицин Ю.Г.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990б. № 5. С.14-27.
28. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 264с.
29. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Отв. ред. Ю.П.Масуренков. М.: Наука, 1980. 292с.
30. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Под ред. В.М.Сугрובה. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. 284с.
31. Геологический словарь: в 2-х т. Т.1. М.: Недра, 1973. С. 299.
32. *Гриб Е.Н.* Четвертичный кислый экструзивно-эффузивный вулканизм Узон-Гейзерного района и его роль в тепловом питании гидротермальных систем: Автореф. дис...канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1983. 22 с.
33. *Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2-3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. №5. С.71-97.

34. *Гриб Е.Н.* Пироксены эффузивно-эксплозивного комплекса Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1997. №4. С.19-35.
35. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С.34-50.
36. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Игнимбриты Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, Камчатка: сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. №5. С.15-33.
37. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Коровый очаг Узон-Гейзерного района // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1985. С.31-33.
38. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология. 2001а. №4. С.3-17.
39. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбриитообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология. 2001б. №4. С.18-28.
40. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Флоренский И.В., Храмов Н.А.* Геологические условия термопроявлений бассейна р.Жировой (Юго-Восточная Камчатка) // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1976. № 52. С.85-92.
41. *Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л.* Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С.11-28.
42. Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 1, 2. М.: Наука, 1991. С.200-209.
43. *Егоров О.Н.* Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.: Наука, 1984. 166 с.
44. *Жариков В.А., Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б.* Моделирование возможности возникновения гранитоидных магм при взаимодействии базальтовых расплавов с веществом коры // Вестник МГУ. Серия геол. 1991. №2. С.3-15.
45. *Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З., Гладков Н.Г., Чернышев И.В.* Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С.62-78.
46. *Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 82 с.
47. *Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Ероцев-Шак В.А., Артамонов А.В., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Эволюция вулканизма в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С.67-85.
48. *Зубин М.И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С.10-19.
49. *Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 55-66.
50. *Иванов Б.В.* Игнимбриты района вулканов Карымской группы // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С.105-109.

51. *Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
52. *Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.И.* Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 2. М.: Наука, 1991. С.182-201.
53. *Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин Н.В.* Физико-химические условия кристаллизации базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
54. *Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезиса андезитов. М.: Наука, 1986. 158с.
55. *Кадик А.А., Остапенко Г.Г., Френкель М.Я.* Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема // Геохимия. 1975. №6. С.812-821.
56. *Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А.* Экспериментальные исследования влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. №12. С.1748-1768.
57. *Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В.* 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.
58. *Кирюхин А.В.* Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений. Владивосток: Дальнаука. 2002. 216 с.
59. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А.* Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т.8. №2 С.131-164.
60. *Кожмяка Н.Н.* Тектоническое положение и общий очерк вулканов Южной Камчатки // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т. 2. М.: Наука, 1991. С.276-278.
61. *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.
62. *Кожмяка Н.Н., Огородов Н.В.* Некоторые особенности вулканизма и генезиса Паужетской вулcano-тектонической структуры (Южная Камчатка) // Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1977. № 53. С.92-101.
63. *Кожмяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е., Важеевская А.А.* Общая характеристика зоны четвертичного вулканизма // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 28-33.
64. *Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки / Под ред. В.М.Сугробова.* М.: Наука, 1985. 112 с.
65. *Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А.* О природе вулcano-тектонической структуры Хангар // Известия высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 1976. № 7. С.35-46.
66. *Леонов В.Л.* Разрывные нарушения Паужетской вулканотектонической структуры // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С.24-36.

67. *Леонов В.Л.* Методика и результаты крупномасштабного геокартирования // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С.41-62.
68. *Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
69. *Леонов В.Л.* О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. №2. С.28-40.
70. *Леонов В.Л.* Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями, произошедшими в Карымском вулканическом центре 1-2 января 1996г // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С.113-130.
71. *Леонов В.Л.* Региональные структурные позиции геотермальных районов и гидротермальных систем на Камчатке // Минерало-рудобразование в вулканогидротермальных системах островных дуг (Камчатка – Курильские острова – Японские острова). Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН. 1998. С.24-26.
72. *Леонов В.Л.* Региональные структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2001. №5. С.32-47.
73. *Леонов В.Л.* Четвертичные кальдеры Камчатки: обзор, классификация, структурная позиция // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С.13-26.
74. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Вулкан Большой Семячик // Действующие вулканы Камчатки. Т.2. М.: Наука, 1991. С.144-157.
75. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Кальдеры и игнимбриты Узон-Семячикского района, Камчатка: новые данные по результатам разрезов Плато Широкое // Вулканология и сейсмология. 1998. №3. С.41-59.
76. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Зубин М.И.* Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т.2. М.: Наука, 1991. С.94-141.
77. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А.* Расчленение игнимбритов и оценка объемов магмы, выброшенной при игнимбритообразующих извержениях на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. №5. С.3-18.
78. *Леонов В.Л., Иванов В.В.* Землетрясения Карымского вулканического центра и их связь с тектоникой // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С.24-40.
79. *Леонова Л.Л.* Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С.50-60.
80. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы. М.: Наука, 1971. 480 с.
81. *Макдоналд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
82. *Масуренков Ю.П.* Вулканический центр, как проекция эндогенной динамической системы // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С.275-290.
83. *Масуренков Ю.П.* Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Восточной Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т.2. М.: Наука, 1991. С.8-13.
84. *Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Кочегура В.В., Лукинина Е.Г., Флоренский И.В.* Геологические соотношения и последовательность формирования вулканогенных

- и вулканогенно-осадочных образований // Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. С. 8-17.
85. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре. М.: Наука, 1978. 288с.
 86. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А., Пузанков М.Ю., Егорова И.А. Структурно-вещественные критерии для поисков термальных вод в районе г.Елизово на Камчатке // Вулканология и сейсмология. №3. 1987. С.19-36.
 87. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С.162-234.
 88. Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанова Т.П., Масуренков Ю.П. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т.1. М.: Наука, 1991. С.84-97.
 89. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С.28-53.
 90. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. №2. С.3-24.
 91. Минералы. Справочник. Том III. М.: Наука, 1981. 397 с.
 92. Мороз Ю.Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1991. №1. С.59-67.
 93. Муравьева Н.С. Оценка температур кристаллизации эффузивов (анализ и применение геотермометров к породам риолит-базальтовой ассоциации Исландии) // Геохимия. 1979. №12. С.1796-1810.
 94. Набоко С.И. Современные вулканы и газо-гидротермальная деятельность // Геология СССР. Т.31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. С.303-372.
 95. Наумов В.Б. Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.А., Кононкова Н.Н. Первые данные о высокоплотных флюидных включениях магматической воды во вкрапленниках риолитов // Докл. АН СССР. 1991. Т.318. №1. С.187-190.
 96. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 192с.
 97. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Литасов Н.Е. Четвертичные вулканы // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 105-116.
 98. Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки: Автореф. дисс. на соискание уч. степени канд. геол.- мин. наук. Иркутск, 1989. 24 с.
 99. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 268с.
 100. Покровский Б.Г., Волинец О.Н. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1999. Т.7. № 3. С.227-251.
 101. Пополитов Э.И., Волинец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

102. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Шестель С.Т. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента // ДАН СССР. 1984. Т.275. №1. С.177-182.
103. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.
104. 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.
105. 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.
106. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулкано-структур. М.: Наука, 1987а. 148 с.
107. Селянгин О.Б. Геологическое строение и эволюция кальдерного комплекса вулкана Ксудач // Вулканология и сейсмология. 1987б. №5. С.16-27.
108. Селянгин О.Б. Вулкан Ксудач // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т.2. М.: Наука, 1991. С.340-351.
109. Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Геотермическое поле Камчатки, вынос тепла вулканами и гидротермами // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т.1. М., Наука, 1991. С.58-66.
110. Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма (по геохимическим данным). М.: Наука, 1979. 136 с.
111. Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1999. №3. С.7-18.
112. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. №4. С.3-29.
113. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. №5. С.3-38.
114. Федотов С.А., Озеров А.Ю., Магуськин М.А., Иванов В.В., Карпов Г.А., Леонов В.Л., Двигало В.Н., Гриб Е.Н., Андреев В.И., Лупкина Е.Г., Овсянников А.А., Будников В.А., Бахтиаров В.Ф., Левин В.Е. 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, 2002. С.117-160.
115. Ферштатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. №3. С.328-335.
116. Флеров Г.Б., Андреев В.И., Будников В.А., Цюрюпа А.И. Петрология продуктов извержения. // Большое Трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С.223-285.
117. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. №1 С.102-106.
118. Фор. Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 598 с.
119. Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 185 с.

120. Хотин М.Ю., Виноградов В.И., Вольнец О.Н., Дубик Ю.М., Пузанков Ю. М. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента // Докл. АН СССР. 1983. Т.271. №5. С.1222-1225.
121. Черкасов Р.Ф. Классификация // Геологические тела (терминологический справочник) М.: Недра, 1986. С.61-97.
122. Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкост простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С.179-189.
123. Шанцер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. 1979. №57. С.53-65.
124. Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.
125. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулкано-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. №6. С.48-63.
126. Эрлих Э.Н. Структурная приуроченность Узонско-Гейзерного геотермального района // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С.5-10.
127. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С.345-368.
128. Akihiko T., Eiichi T. Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu volcano since the 1663 eruption // J. Petrol. 1995. V.36. N 3. P.617-636.
129. Anders E., Grevesse, N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V.53. P.197-214.
130. Arnorsson S. Geothermal systems in Iceland: Structure and Conceptual Models – I. High-Temperature Areas // Geothermics. 1995. V.24. N 5/6. P.561-602.
131. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H., High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V.107. P.27-40.
132. Barth T. Volcanic Geology Hot Springs and Geysers of Iceland. 1950.
133. Blake S. Eruptions from zoned magma chamber // J. Geol. Soc. London. 1981. V.138. P.281-287.
134. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites // New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. 1990. V.31. P.1353-1378.
135. Chiorso M.S., Carmichael J.S.F. An FORTRAN IV Computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the compositions of coexisting iron-titanium // Computers, Geosciences. 1981. V.7. P.123-129.
136. Christiansen R.L., Lipman P.W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic // Phil.Trans. Roy.Soc. London. Ser.A. 1972. V.271. P.249-284.
137. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wornier G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V.104. P.131-151.

138. *Duffield W.A., Bacon Ch.R., Dalrymple G.B.* Late Cenozoic Volcanism, Geochronology, and Structure of the Coso Range, Inyo County, California // *J. Geophys. Res.* 1980. V.85. N.B5. P.2381-2404.
139. *Eichelberger J.C., Gooley R.* Evolution of silicic magma chambers and their relationships to basaltic volcanism // *The Earth'sCrust, Geophys. Monogr. Ser.* Washington, D.C. AGU, 1977. V.20. P.57-77.
140. *Erlich E.N., Melekestsev I.V., Tarakanovsky A.A, Zubin M.I.* Quaternary Calderas of Kamchatka // *Bulletin volcanologique.* 1973. V.36. N 1. P.222-237.
141. *Ewart A., Hildreth W., Carmichael J.S.E.* Quaternary acid magma in New Zealand // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1975. V.51. P.1-27.
142. *Gardner J. E. Rutherford M.J., Carey S., Sigurdsson H.* Experimental constrain on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruption of Mount St. Helens // *Bulletin of Volcanology.* 1995. V.57. P.1-17.
143. *Geist D., Howard K.A., Larson P.* The Generation of Oceanic Rhyolites by crystal Fractionation: the Basalt-Rhyolite Association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago // *J. Petrol.* 1995. V.36. N 4. P.965-982.
144. *Goff F., Janik C.J.* Geothermal Systems // *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, 2000. P.817-834.
145. *Gudmundsson A.* Mechanical aspects of postglacial volcanism and tectonics of the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland // *J. Geophys. Res.* 1986. V.91. P.12711-12721.
146. *Gudmundsson A.* Lateral magma flow, caldera collapse, and a mechanism of large eruptions in Iceland // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. V.34. P.65-78.
147. *Gudmundsson A.* Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1995. V.64. P.1-22.
148. *Hervig R.L., Dunbar N., Westrich H.R., Kyle P.R.* Pre-eruptive water content of rhyolitic magmas as determined by ion microprobe analyses of melt inclusions in phenocrysts // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1989. V.39. P.293-302.
149. *Hildreth W.* Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. // *J. Geophys. Res.* 1981. V.86. P.10153-10192.
150. *Hill D.P., Bailey R.A., Ryall H.S.* Active tectonic-magmatic processes beneath Long Valley Caldera, Eastern California: An overview // *J. Geophys Res.* 1985. V.90. P.11111-11120.
151. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V.116. N 4. P.433-447.
152. *Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.* // Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Amer. Mineral.* 1987. V.72. P.231-239.
153. *Holm P.E.* The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol.* 1985. V.51. N 3-4. P.303 - 323.
154. *Housh T.B., Luhr J.B.* Plagioclase - melt equilibria in hydrous systems // *Amer. Mineral.* 1991. V.76. P.477-492.
155. *Huppert H.E., Sparks R.S.J.* The generation of granitic melts by intrusion of basalt in to continental crust // *J. Petrol.* 1988. V.29. P.599-62.

156. *Johnson M.C., Anderson A.T., Rutherford M.J.*, Pre-Eruptive Volatile contents of magmas / Eds. Carroll M.R., Holloway J.R., Volatiles in magmas. Rev. mineral. 1994. V.30. P.281-329.
157. *Jonson M.C., Rutherford M.* Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V.17. N 9. P.837-841.
158. *Katsui I.* Some problems of the theory of caldera formations (in Japanese) // Bull. Volcanol. Soc. Japan. Ser. 2. 1969. V.14. P.55-76.
159. *Kiryukhin A.V.* Geothermal energy transport in reser volcanism areas (Kamchatka and Kurile islands): Some examples and conceptual model // Proceedings, Twenty-Sixth Workshop on Geothermal Engineering, Stanford, California, 2001. SGP-TR-168.
160. *Kudo A.W., Weill D.F.* An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V.25. N 1. P.52-65.
161. *Langmuir C.H.* Geochemical consequences of the site crystallization // Nature. 1989. V.340. P.199-205.
162. *Laube N., Springer J.* Crustal melting by ponding of mafic magmas: A numerical model // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1998. V.81. N 12. P.19-35.
163. *Lipman P.W.* The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths // J. Geophys. Res. 1984. V.89. P.8801-8841.
164. *Lipman P.W.* Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry // Bull. Volcanol. 1997. V.59. P. 198-218.
165. *Lipman P.W.* Calderas // Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, Boston. 2000. P.643-662.
166. *Marsh B. D.* Magma chambers // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Palo Alto (Calif.). 1989. V.17. P.439-474.
167. *McBirney A.R., Baner B.H., Nilson R.H.* Liquid fractionation. Part I: basic, principles and experimental simulations // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1985. V.24. P.1-24.
168. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. Journ. Sci. 1974. N 4. P.321-355.
169. *Murphy M.D., Sparks S.R., Barclay J., Carroll M.R., Brewer T.S.* Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at a Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies // J. Petrol. 2000. V.41. N 1. P.21- 42.
170. *Newhall C.G., Dzurisin D.* Historical unrest at large calderas of the world // U.S. Geol. Surv. Bull. 1855. 1988. V.2. P.627-674.
171. *Scailet B., Evans B.W.* The 15 June 1991 eruption of Maunt Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T- fO₂ - fH₂O condition of the dacite magma // J. Petrol. 1999. V.40. N 3. P.381- 411.
172. *Sisson T.W., Grove T.L.* Experimental investigations of the role H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. N 113. P.143-166.
173. *Smith R.L., Shaw H.R.* Igneous-related geothermal systems // U.S.Geol.Surv. Circ.726. 1975. P.58-83.
174. *Sparks S.R., Sigurdsson H.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption // Nature. 1977. V.267. P.315-318.
175. *Spera F.J., Crisp J.A.* Eruption volume, periodicity and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1981. V.11. P.169-187.

176. *Vakin E.A., Polak B.G., Sugrobov V.M., Erlikh E.N., Belousov V.I., Pilipenko G.F.* Recent hydrothermal systems of Kamchatka // *Geothermics*. 1970. V.2. P.1116-1133.
177. *Weibe R.A.* Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: The Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert, Maine // *J. Geol.* 1994. V.102. N 4. P.423-437.
178. *Well P.R.O.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V.62. P.129-139.
179. *White D.E.* Thermal waters of volcanic origin // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1957. V.68. N12. Part 1. P.1637-1657.
180. *Williams H.* Calderas and their origin // *Calif. Publ. Depart. Geol. Sci.* 1941. V.25. N6. P.239-346.
181. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.* 1965. V.50. N 9. P.1228-1272.
182. *Wood D.A.* A variably veined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geol.* 1979. V. 7. N 3. P.499 - 503.

Contents

Introduction	5
CHAPTER I. THE GENERAL DATA ABOUT QUATERNARY CALDERAS OF KAMCHATKA	8
Questions of terminology	9
About distinction of craters, calderas and volcano-tectonic depressions	10
Calderas, generated without participation of volcanism	14
The approaches used for classification of the calderas	15
Classification of the quaternary calderas of the Kamchatka	16
Structural position and conditions of the caldera's formation on the Kamchatka	21
CHAPTER II. FEATURES OF CALDERAS ARRANGEMENT ON THE EASTERN KAMCHATKA	24
Role of transverse and along structures and their influence on the volcanism	24
Structural positions of the calderas in the central part of the Eastern Kamchatka	29
CHAPTER III. PYROCLASTIC DEPOSITS CONNECTED WITH THE CALDERAS OF THE CENTRAL PART OF EASTERN KAMCHATKA	32
The brief characteristic of the calderas and connected with them pyroclastic deposits	32
Comparative petrography and mineralogy	39
Physical and chemical conditions of ignimbrite-forming melt crystallization	53
Zoning of magmatic chambers	58
The comparative analysis of the caldera-forming processes development	63
CHAPTER IV. CALDERAS COMPLEX OF UZON-GEYSERNAYA DEPRESSION	68
The basic features of a geological structure	69
Petrography and mineralogy of the volcanic rocks	73
Geochemistry of the volcanic rocks	75
Petrogenetic processes and the magmatic chambers in the interior of the Uzon-Geysernaya depression	87
CHAPTER V. CALDERAS COMPLEX OF THE KARYMSKY VOLCANIC CENTER SOUTHERN SECTOR	94
Geological structure: the brief characteristic	96
Pyroclastic deposits connected with the calderas formation	103
Petrography and mineralogy of the pyroclastic deposits	110
The basic features of the caldera-forming processes development	125
Physical and chemical conditions of the melt crystallization	127

The upper crust magmatic chambers development stages and their zoning	132
Calderas complex magmatism evolution	142
CHAPTER VI. CONDITIONS OF A THERMAL FEED OF HYDROTHERMAL SYSTEMS CONNECTED WITH CALDERAS COMPLEXES OF KAMCHATKA	149
References	155

Владимир Леонидович Леонов
Елена Никитична Гриб

**Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер
Камчатки**

Утверждено к печати ученым советом ИВ ДВО РАН

Сводный темплан ДВО РАН
(монографии)

Издание осуществлено с оригинал-макета, подготовленного авторами

Ответственный редактор: канд. геол.-минерал. наук В.И. Белоусов

Лицензия ИД № 05497 от 01.08.2001 г.

Подписано к печати

Печать офсетная. Усл. п. л.

Тираж 500 экз. Заказ

Отпечатано в типографии ГУП «Издательство «Дальнаука» ДВО РАН

690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7.