

УДК551.21

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ КАЛЬДЕР ЮЖНОГО СЕКТОРА КАРЫМСКОГОВУЛКАНИЧЕСКОГОЦЕНТРА. ЧАСТЬ II. *PTF* - УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИГНИМБРИТООБРАЗУЮЩИХ РАСПЛАВОВ, ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА

© 2004 г. Е. Н. Гриб, В. Л. Леонов

Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 29.12.2002 г.

Рассчитаны физико-химические условия кристаллизации расплавов. Показано, что при формировании каждой из кальдер расплав в верхнекоровом очаге на предэруптивном этапе был в достаточной степени эволюционирован с формированием зональности по составу, температуре и содержанию летучих. Неравновесность минеральных фаз продуктов катастрофических извержений, появление в разрезах пемзовых туфов слоев шлаков базальтоидного состава, особенности извержения 1996 г. в оз. Карымском указывают на существование в недрах структуры разноглубинных, взаимодействующих магматических очагов. Сделана оценка минимальной глубины кровли верхнекорового очага (или системы очагов) - 5-7 км (1.2-2.2 кбар). Присутствие высокоглиноземистой роговой обманки (паргасита) в кислой пирокластике указывает на существование в основании верхнекоровой магматической системы на глубине 11-12 км (3.6 кбар) слоя или силла габбродиоритового состава. Сходство изотопных меток Sr и Nd в вулканических породах от базальтов до риодацитов, а также линейные тренды в составах минералов свидетельствуют о генетической связи этих расплавов. Наличие в пирокластике полнокристаллических кластеров (кумулятов) указывает на ведущую роль процессов фракционирования в возникновении широкого спектра пород района. Телескопированное строение кальдер южного сектора Карымского вулканического центра, унаследованность магмовыводящих систем и циклический характер вулканической деятельности связаны с тектономагматическими активизациями в зоне субмеридионального разлома.

Настоящая работа продолжает предыдущую статью [7], в которой были приведены новые данные о геологическом строении южного сектора Карымского вулканического центра (КВЦ), выделены основные этапы его развития и этапы игнимбритообразования; изучен состав минеральных фаз в пемзах и игнимбритах, связанных с кальдерообразующими процессами. Пирокластические отложения отличаются ассоциациями минералов, их составом, степенью кристалличности, текстурными особенностями, которые позволяют различать продукты отдельных кальдерообразующих этапов. В данной статье рассмотрены физико-химические условия кристаллизации расплавов и предложена концептуальная модель эволюции кальдерных структур южного сектора **КВЦ**.

Физико-химические условия кристаллизации расплавов. *Температура и fugitivность кислорода.* *PTF*-параметры рассчитывались на основе геотермобарометров по составам минералов и их парагенезисам. Широкое развитие Mt-Plm пар в виде кристаллических включений в пироксенах и амфиболах (реже в плагиоклазах), а также в виде вкрапленников и мелких выделений в стекле ос-

новной массы позволило с помощью геотермометра [20] проследить изменения температурной и окислительной обстановки на значительном интервале кристаллизации расплавов практически для всех этапов каждой кальдеры (за исключением спекшихся туфов Ш, где пары рудных минералов не были обнаружены). Температуры по 2Рх-геотермометру [36] соответствуют значениям, полученным по Mt-Plm парам кристаллических включений в них. Использовались также плагиоклазовый [29], амфибол-плагиоклазовый геотермометр [23], оливин-шпинелевый геотермофугометр [18]. В наиболее эволюционированных туфах риолитового состава III температура кристаллизации биотита была определена по степени его железистости [37], которая варьирует от 38.7% в пойкилитовых включениях в кристаллах кварца до 40-41% во внешних зонах кристаллов биотита.

Как видно на рис. 1, для кислых расплавов начальных фаз кальдерообразования 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 кальдер

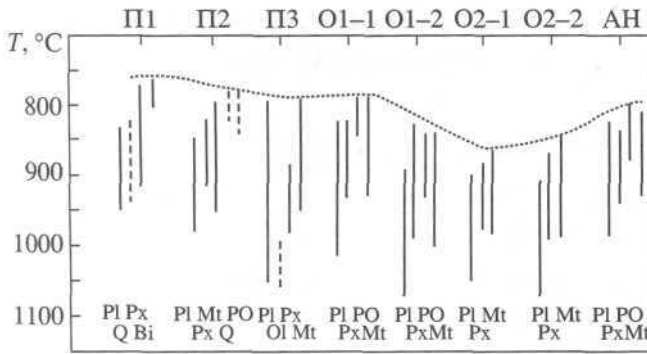


Рис. 1. Температуры кристаллизации вкрапленников в пирокластических отложениях кальдер южного сектора КВЦ. (Pl - плагиоклаз, Q - кварц, Bi - биотит, Px - пироксен, PO - роговая обманка, Mt - титаномагнетит, Ol - оливин). Штрихпунктир - предполагаемый интервал температур кристаллизации минералов. Точечный пунктир представляет условную линию изменения предэруптивных температур расплава в верхнекоревом очаге для разных этапов развития кальдер. Индексы сверху показывают пирокластические отложения, связанные с кальдерами: Половинка (П1, П2, П3), вулкана Однобокий (О1-1, О1-2, О2-1, О2-2) и Академии Наук (АН).

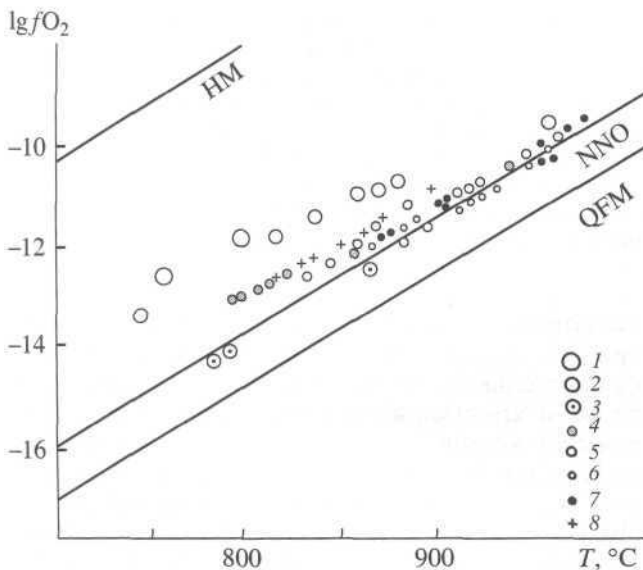


Рис. 2. Фугитивность кислорода и температура кристаллизации магнетит-ильменитовых пар (вкрапленники и кристаллические включения) в пирокластических отложениях [20]: 1-3 - кальдеры Половинка, соответственно, Ш, П2 и П3 (П1 определены по железистости биотита [37]); 4-7 - кальдеры вулкана Однобокий, соответственно, О1-1, О1-2, О2-1, О2-2; 8 - кальдеры Академии Наук.

Однобокой О1-1 и Академии Наук (790-1020°C). На завершающих этапах формирования кальдер диапазон температур кристаллизации вкрапленников расширяется (820-1050 и 840-1060°C, соответственно, в О1-2 и О2-2), что в первую очередь

определяется гетерогенностью состава пирокластических отложений.

Наибольшая активность кислорода [20] характерна для пирокластических отложений начала процесса кальдерообразования в южном секторе КВЦ (рис. 2). 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 (определено по железистости биотита [37]), и снизилась на 0.5 порядка в спекшихся туфах П2. В пирокластических отложениях О1-1 и Академии Наук, в которых отмечается умеренно глиноземистая роговая обманка, fO_2 на один порядок выше буфера NNO. В этот ряд попадают пары вкрапленников железо-титанистых минералов, а также кристаллических включений не только в роговой обманке и пироксенах, но и в фенокристаллах плагиоклаза. Mt-Ilm 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 Mt-Ilm 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.

Судя по оливин-шпинелевому геотермометру [18], температура базальтового расплава (определенная в продуктах эксплозивных извержений - БТ) изменялась от 1090°C в более эволюционированных базальтах, андезибазальтах 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 [27]. При этом, судя по значениям fO_2 , количество ее возрастало в более эволюционированных магмах.

Общее давление. Все расчеты по геотермометрам производились при давлении от 1.5 до 4 кбар. Вариации температур от давления незначительны и не превышали 4-5°C на 1 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, что приводит к нестабильности состава роговой обманки [9, 26, 33]. В [33] установлено, что с повышением температуры и давле-

ния в роговых обманках возрастают щелочность ($\text{Na} + \text{K}$) и содержание суммарного алюминия и титана. В [24, 26, 28, 33] 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 ([7], рис. 6), свидетельствуют о существовании в магматической системе южного сектора КВЦ нескольких генераций роговой обманки, 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 обшего давления при их кристаллизации (в пределах 1.0-1.2 кбар) и особые условия накопления и сохранения водяного пара в расплаве на малых глубинах (4-5 км). Вкрапленники с умеренными (6.2-8.0%) значениями Al_2O_3 из пирокластических отложений кальдер вулкана Однобокого (О1-1) и Академии Наук, кристаллизовались, согласно [24, 26, 28] 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 О1-2 кальдеры Однобокой представляет собой неравновесную фазу. Ассоциация его с кальциевым плагиоклазом, а иногда и с 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 вулкана Однобокого и Академии Наук составило 0.5-1.0 кбар при температуре 900-980°C. Из *PT*-диаграммы для системы гранит-вода [12] этим условиям отвечает содержание воды в магме порядка 2 вес. %. Это означает, что исходные расплавы верхнекоровых магматических очагов были недосыщены в отношении H_2O . В процессе кристаллизации расплава концентрация флюида возрастала. Судя по преобладанию биотита в качестве темноцветного минерала в отложениях первого пирокластического потока кальдеры Половинка (Ш), содержание воды в магме перед началом крупнообъемного эксплозивного извержения в южной части КВЦ достигло условий насыщения (поряд-

ка 7 вес. % [12, 22, 33]), когда возможно выделение ее в виде свободной газовой фазы. В процессе формирования последующих кальдер (Однобокой и Академии Наук), содержащих среди вкрапленников амфибол, давление H_2O в расплаве на предэруптивном этапе было ниже предела насыщения. Согласно экспериментальным данным, роговая обманка появляется при содержании H_2O в расплаве более 4-5 вес. % [33]. В кислой пирокластике, отличающейся безводной ассоциацией минералов, концентрация воды в расплавах составляет 2-3 вес. % [22]. Эти экспериментальные оценки совпадают с расчетами концентрации H_2O по программе TWATER [25] по существующим составам краевых зон плагиоклаза и остаточных стекол и рассчитанным значениям температуры и обшего давления.

Изотопные отношения Sr и Nd в вулканических породах. Изотопный анализ Sr и Nd выполнен Д.З. Журавлевым в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН. Соотношение этих изотопов дает представление о первичном источнике магм [8, 15]. Из базальтов проанализированы шлаки извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук, которые представляют собой слабо дифференцированные разности. Подобные базальты слагают основание нижнечетвертичных вулканов КВЦ. Из 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. 3, а фигуративные точки пород КВЦ расположены у правой границы поля мантийной корреляции [17] и образуют довольно компактную группу. При сравнительно близких отношениях изотопов Sr (0.703102-0.703146) в различных по составу породах, отмечаются некоторые вариации (0.153094-0.153126) изотопных меток Nd, не зависящие от кремнекислотности пород. Величина ϵ_{Nd} колеблется в пределах 8.9-9.5. Для сравнения приведены данные по вулкану Бакенинг [21], который находится ближе к тыловой зоне Камчатской островной дуги. Расположение точек соответствует общей зональности, выявленной ранее для всей Камчатки [15].

Эволюция верхнекоровых магматических очагов, их зональность. Кальдера Половинка. Процесс кальдерообразования в южном секторе КВЦ начался около 180 тыс. лет назад [2] извержением пирокластических потоков высококремнистых риодацитов П1. Появление высокоэволюционированных расплавов свидетельствует о достаточно большом перерыве в тектоно-магматической активности данного района в начале - середине плейстоцена. Спекшиеся туфы, отличающиеся однородным валовым и минеральным составом, свидетельствуют о равновесных условиях кристаллизации расплава. Ликвидусной фазой риоли-

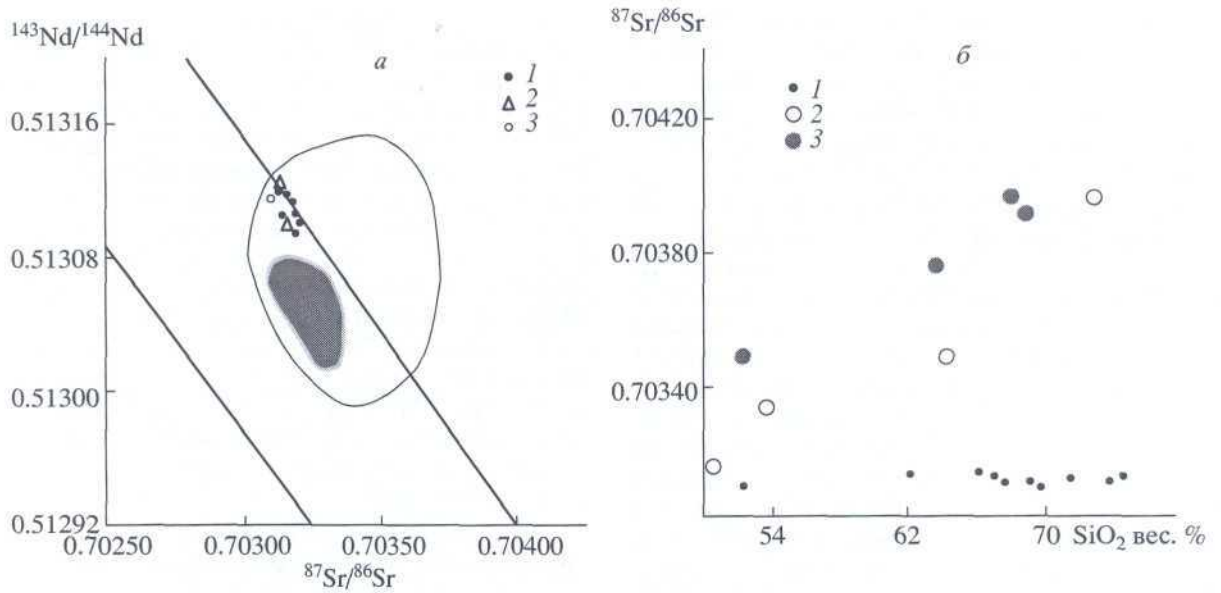


Рис. 3. Изотопные характеристики пород южного сектора КВЦ. *а* – соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Параллельные линии ограничивают поле магматических пород мантийной корреляции [17]. Контур ограничивает поле изотопных отношений для пород четвертичных вулканов Камчатки [15]. 1–3 – породы КВЦ (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 [21]. *б* – соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – SiO_2 в вулканических породах кальдер Восточного вулканического пояса: 1 – южного сектора КВЦ; 2 – Узон-Гейзерного района [12]; 3 – вулкана Крашенинникова [11].

тового расплава был 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 (An_{24-30}) и кварца, содержание H_2O в расплаве возрастало и при температуре порядка 800°C достигло условий насыщения (7.0 вес. % [12, 22, 33]), о чем свидетельствуют кристаллические включения биотита во внешних зонах некоторых фенокристаллов кварца. Присутствие в пирокластических отложениях биотита в качестве единственного темноцветного минерала служит показателем высокого флюидного давления в магматическом очаге на период, предшествующий катастрофическому извержению. Температура расплава находилась в пределах $750-770^\circ\text{C}$ при $f\text{O}_2 +2.7 \text{ NNO}$. Для пирокластических отложений дацитового состава П2 характерна слабо выраженная неоднородность, которая проявляется в существовании популяций фенокристаллов плагиоклаза с составами ядер An_{30-34} и An_{39-44} , в неравномерном распределении микровкрапленников роговой обманки и бипирамидального кварца. Натриевый андезин (An_{30-34}), роговая обманка и кварц относятся, очевидно, к производным риодацитового расплава, близкого к условиям насыщения водной фазой. Согласно экспериментальным данным, существование кварца и амфибола в усло-

виях недосыщенности расплава водой (4–5 вес. %) предполагает температуры не ниже 850°C [33].

Ортопироксен, составляющий основную массу темноцветных минералов в отложениях П2 и встречающийся в ассоциации с умеренно кальциевым андезином (An_{39-44}) и железо-титанистыми окислами, может представлять собой кристаллические фазы более высокотемпературного риодацитового расплава (концентрация Мп в ортопироксенах достигает 1.5–1.7%). Температуры кристаллизации ортопироксена по Мт-IIм парам кристаллических включений в нем – $820-880^\circ\text{C}$. Обращают на себя внимание высокие значения $f\text{O}_2$ ($+2.5 \text{ NNO}$) 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 $+1.3 \text{ NNO}$ [33]. 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 вследствие конвективного перемешивания расплава и дорастания вкрапленников ортопироксенов в верхней, более водонасыщенной зоне. Сложная зональность

плаггиоклаза в пределах указанных выше составов свидетельствует о существовании конвективной циркуляции расплава между этими зонами.

Наконец, отмеченные иногда в плаггиоклазах промежуточные зоны и ядра кальциевого андезина (A_{48-52}) и высокотемпературные (968°C) Мт-Пт пары в клинопироксене (рис. 2) указывают на существование ниже, в магматическом очаге, зоны дацитового состава.

Таким образом, можно предположить существование на предэруптивном этапе зональной магматической камеры (рис. 4, А, Б), в апикали которой находился высоко эволюционированный расплав, насыщенный водной фазой. 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, вероятно, представляют собой продукты пристенной кристаллизации в магматической камере [30, 31]. Возникающие при этом остаточные, более эволюционированные и относительно "сухие" кислые расплавы могли мигрировать вверх, образуя ограниченные по объему скопления. С этими зонами связана кристаллизация высоко железистых гиперстенов (fm_{43-45} , MnO 2.0%), образующих иногда внешние каймы в зональных фенокристаллах и встречающихся в виде микровкрапленников ([7] рис. 5, 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 (ПЗ) произошел после некоторого перерыва в эксплозивной деятельности: в верхнекоровом очаге вновь сформировалась слабовыраженная зональность (рис. 4, В). Состав пирокластических отложений изменился от андезитов, андезидацитов (игнимбриды и туфы) до низкокремнистых андезитов, андезибазальтов (агглютинаты, бомбовые туфы), при явном преобладании последних. Характерная особенность агглютинатов - очень низкое (3-4 %) содержание в них кристаллической фазы. На существование зональности в верхней части магматической камеры указывает бимодальное распределение составов вкрапленников плаггиоклаза, пироксена, остаточных стеклов в игнимбридах ([7], рис. 3, 4, табл. 2). Судя по составам минералов, существовала, вероятно, мало мощная зона риодацитового состава (P1 - An_{35-39} , $oPx - fm_{40-45}$, MnO 1.2-1.5%) и более мощная - дацитового (P1 - An_{46-52} , $oPx - fm_{32-37}$, MnO 0.9-1.1%).

Предэруптивная температура расплава находилась в пределах $780-790^\circ\text{C}$ (Мт-Пт пары микровкрапленников в стекле), а фугитивность кислорода соответствовала буферу NNO (рис. 2), что свидетельствует о значительной его "сухости". С этим согласуется и высокая железистость пироксенов [4-6]. Значительное снижение величин fO_2 в продуктах каждой последующей фазы пирокластических отложений кальдеры Половинка служит показателем осушения расплава во времени.

Присутствие во фьямме игнимбридов ПЗ лейст Лабрадора, микровкрапленников и обломков фенокристаллов оливина (Fo_{62-67} , реже Fo_{80}) и магнетитового авгита, а также пространственная и временная сопряженность их с агглютинатами предполагают существование в основании магматической камеры базальтоидного расплава. Согласно [34], известково-щелочная базальтоидная магма, бедная кристаллами и не насыщенная водой, имеет минимальную температуру в пределах $1050-1060^\circ\text{C}$. Преобладание в игнимбридах стеклов андезитового и андезидацитового 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 - показатель того, что извержения базальтовой тефры происходили в субаквальных условиях и сопровождалась мощными выплесками из озера, заполнявшего кальдеру.

Кальдера Однобокая. Формирование кальдеры Половинка завершилось извержением тефры андезибазальтового состава. Это означало, что к концу среднего плейстоцена базальтовые расплавы, пополняющие верхнекоровый магматический очаг, практически вытеснили кислый расплав, и создаваемый им плотностной барьер перестал существовать. После мощного среднеплейстоценового оледенения начался новый цикл тектоно-магматической активности, из нижнекорового промежуточного магматического очага стали поступать базальты, сформировался вулкан Однобокий, лавы которого практически полностью заполнили кальдеру Половинку (рис. 4, Г).

Первый этап развития вулкана, когда были излиты большие объемы лав базальтового состава, нами не рассматривается. Возраст первого этапа кальдерообразования на вулкане Однобокий (О1) оценивается в 110-80 тыс. лет назад [2], после некоторого перерыва в вулканической деятельности. Последовательное изменение состава пи-

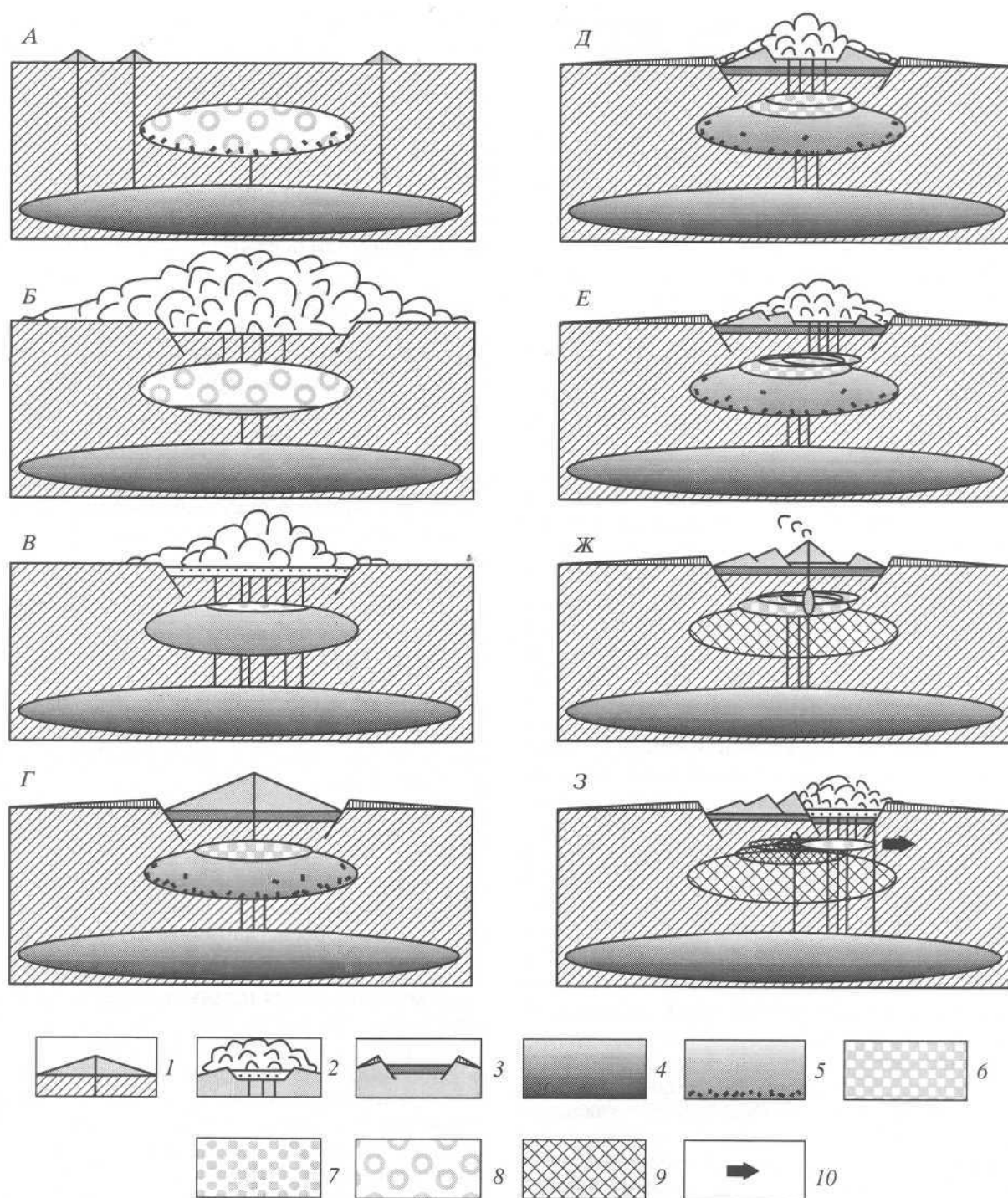


Рис. 4. Основные этапы развития магматических очагов и вулканизма в южной части КВЦ. Периоды: *A* - докальдерный (~200 тыс. лет назад); *Б* - образования кальдеры Половинка и туфов Ш и П2 (-180-150 тыс. лет назад [2]); *В* - образования верхней толщи шлаковых агломератов, связанных с кальдерой Половинка (ПЗ); *Г* - формирования вулкана Однобокий (-110 тыс. лет назад); *Д* - формирования первой кальдеры на вулкане Однобокий и туфов О1 (-80 тыс. лет назад); *Е* - формирования второй кальдеры на вулкане Однобоком и туфов О2 (-60 тыс. лет назад); *Ж* - формирования вулкана Академии Наук (-40 тыс. лет назад); 3 - 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; 4-8 - магматические очаги разного состава: 4 - базальтового (нижнекоровые очаги); 5 - базальтового с отсадкой кристаллов (верхнекоровые очаги); 6 - андезитового; 7 - дацитового; 8 - риолитового; 9 - остывшие очаги; 10 - направление предполагаемого латерального смещения очагов.

рокластических отложений от риодацитов до дацитов свидетельствует о формировании на предэруптивном этапе зональности в верхней части верхнекорового магматического очага (рис. 4, Д). Присутствие среди вкрапленников пирокластического потока О1-1 роговой обманки указывает на то, что его верхнюю часть занимал водонасыщенный (4-5 вес. %) [33] слой кислого (риодацитового) расплава. Величина общей глиноземистости амфибола (6-8 % Al_2O_3) соотносится с давлением 1.5-2.2 кбар [24,26,28], при котором она могла быть устойчива. Это давление соответствует глубине верхней кромки магматического очага порядка 6-7 км. Предэруптивная температура, по Мт-Пт парам, в роговой обманке составляла 790-820°C при активности кислорода на 1.0-1.2 порядка выше буфера NNO (рис. 2). 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 ([7], рис. 5, б).

Извержение пемзовых туфов риодацитового состава в начальную фазу второго этапа (О1-2), при преобладании дацитового материала, резкая граница между ними указывают на существование перерыва между извержениями О1-1 и О1-2, во время которого сформировалась зональность в магматическом очаге. Субафировая структура риодацитовых пемз является показателем сухости и перегретости расплава, а высокая степень раздробленности и тонкая пористость пемзового материала - о его высокой вязкости. Большое количество обломков обсидиана в пемзовых туфах О1-2 позволяет предполагать, что перед эксплозивным извержением происходили внедрения перегретого риодацитового расплава в виде экструзий, которые разрушались при последующих активизациях. Дацитовый расплав отличается неоднородностью и на уровне минерального состава ([7], рис. 4-6), 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 возникала во время извержения, когда в процесс вовлекались расплавы из более глубоких уровней магматической камеры [19]. Температура расплава (по Мт-Пт 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 (рис. 2). При этом активность кислорода в расплавах была

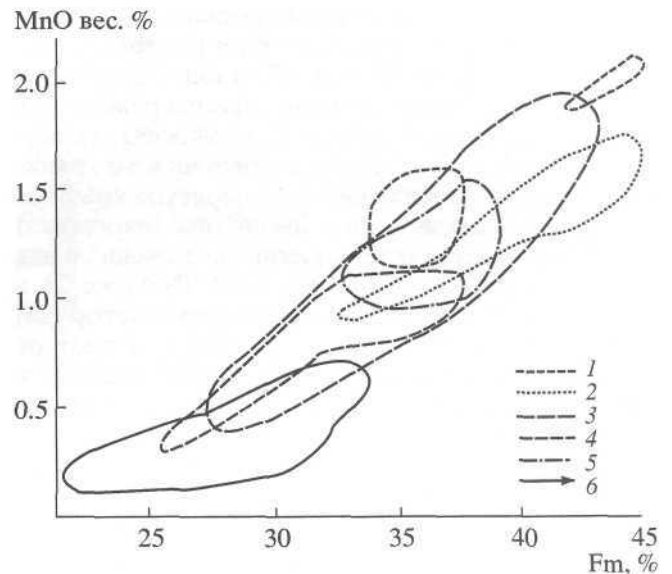


Рис. 5. Обобщенная диаграмма MnO-Fm в ортопироксенах из пирокластических отложений южного сектора КВЦ. Контуры распределения составов пироксенов: 1,2 — кальдера Половинка, соответственно, П2 и П3; 3,4 — кальдеры вулкана Однобокий, соответственно, первый (О1) и второй (О2) этапы; 5 — кальдера Академии Наук; 6 — тефра базальтового состава. Fm — железистость ортопироксенов.

низкой (незначительно повышалась в риодацитах), отвечая буферу NNO, что свидетельствует об относительной "сухости" расплава. Расположение точек температур под углом к линии буфера NNO согласуется с геологическими и минералогическими данными о неоднородности состава расплава в верхнекоровом магматическом очаге на первом этапе кальдерообразования на вулкане Однобокий и демонстрирует снижение активности кислорода с глубиной.

Повсеместно встречающиеся в пемзах О1-2 полнокристаллические кластеры, состоящие из магнизиально-железистого авгита, богатого кальцием плагиоклаза, магнетита, а местами и роговой обманки (паргасита), относятся, по-видимому, к продуктам ранней кристаллизации базальтоидного (габбродиоритового?) 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 [24, 26, 28], амфиболы в дацитовых пемзах из туфов О1-2 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 верхнекорового очага или ниже его. Пемзовые рыхлые "комочки" со скелетными микролитами роговой обманки (также высокоглиноземистой) пред-

ставляют собой межзерновый расплав. Тот факт, что остаточные стекла дацитов и пемзовых "комочков" близки по составу ([7], табл. 2), 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°C при $O_2 + 1.2 \text{ NNO}$ (рис. 2), а по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [23] достигает 935°C. Согласно [10, 27], 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 дацитовом расплаве, хотя это может быть связано и с большой скоростью поступления материала на поверхность.

Первый этап игнимбритообразования на вулкане Однобокий сменился излиянием лавовых потоков базальтов, андезибазальтов (как и в случае кальдеры Половинка), 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 вторым (O2) этапом эксплозивного кальдерообразующего извержения (рис. 4, E). Состав пеплово-пемзовых туфов этапа O2 преимущественно дацитовый. На основе геологических данных выделяется два эпизода извержения пирокластического материала, которые по времени следуют друг за другом, хотя отсутствуют данные о временном интервале между ними. Пирокластические отложения O2-1 и O2-2 отличаются близким минеральным составом ([7], рис. 4-6), сходными параметрами физико-химических условий кристаллизации расплава (рис. 2), что и позволяет относить их к одному этапу развития кальдеры вулкана Однобокий. 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 темно-серого стекла, переходящие во фьямме андезитового состава, бомбочки андезибазальтового состава, на микроуровне - присутствие среди вкрапленников плагиоклаза, наряду с преобладающим кальциевым андезином (An_{46-52}), незначительного количества вкрапленников натриевого андезина (An_{38-42}) и лабрадор-битовнита (An_{58-70}), микровкрапленни-

ков оливина (Fo_{80}) со следами скелетного роста внешних зон, широкий диапазон состава остаточных стекол (59-73% SiO_2). Низкокремнистые стекла (59-66% SiO_2) обычно образуют каймы вокруг микровкрапленников оливина. Все эти признаки могут свидетельствовать о существовании в очаге перед началом извержения маломощной риодацитово-андезитовой зоны в его верхней части (натриевый плагиоклаз, остаточные стекла риодацитового состава) и о возрастании основности расплава с глубиной (дациты, андезиты, андезибазальты). В процессе извержения происходило бурное смешивание магм, отличающихся по составу, минеральным ассоциациям и температуре. Оливин-анортитовые включения и их кристаллические фрагменты являются кулятивными фазами, кристаллизовавшимися на стенках и в придонной части магматической камеры из базальтового расплава.

В пирокластических отложениях O2-2 на зональность игнимбритообразующего расплава указывает строение геологических разрезов. Состав пеплово-пемзовых туфов меняется от риодацитов в их нижней части до дацитов - в верхней. Граница между слоями резкая, а соотношение риодацитового и дацитового материала составляет 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 ([7], рис. 5, в). На рис. 2 фигуративные точки Mt-Ilm пар в пирокластических отложениях второго этапа на вулкане Однобокий образуют три группы: 855-880, 900-930 и 950-970°C, которые характеризуют температуры риодацитового, дацитового и андезитового расплавов, соответственно. Фугитивность кислорода в расплаве низкая, находится в пределах буфера NNO. Отсутствие гидроксилсодержащих минералов в риодацитовых и дацитовых пемзовых туфах - свидетельство "сухости" средне-кислого игнимбритообразующего расплава и расположения его на более высоких уровнях в земной коре. В то же время редкие вкрапленники высокоглиноземистой (9.0-10.8% Al_2O_3) роговой обманки в андезитовых пемзах O2-2, аналогичные таковым в O1-2 ([7], рис. 6), свидетельствуют об увеличении содержания H_2O в расплаве с глубиной.

Кальдера Академии Наук. В верхнем плейстоцене у южной границы кальдеры вулкана Однобокий сформировался вулкан Академии Наук, сложенный андезитами и дацитами (рис. 4, Ж). Судя по стекловатому облику низкокремнистых андезитов в основании постройки, их извержение могло происходить в озеро, заполнявшее кальде-

ру. Пемзовые туфы, связанные с эксплозивным извержением на этом вулкане и встречающиеся только на его южном склоне, имеют относительно однородный риодацитовый состав. Тем не менее составы вкрапленников ортопироксена, роговой обманки и титаномагнетита в них образуют на диаграммах ([7], рис. 5, г, б) укороченные линейные тренды. В пемзах из основания разрезов преобладают более кислые слабозональные плагиоклазы, менее железистые гиперстены, менее глиноземистые амфиболы, а также титаномагнетиты с повышенным содержанием Мп. Все это свидетельствует о существовании скрытой расчлененности 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 (рис. 2) согласуется с несколько растянутыми трендами составов минералов. Активность кислорода соответствует таковой в водонасыщенных магмах (+1.2 NNO). 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 отмечали еще предшествующие исследователи, которые предполагали, что обрушение кальдеры произошло в результате оттока расплава из верхнекорового магматического очага при образовании кальдеры Карымской [2]. Новый геологический материал и его осмысление с позиций события 1996 г. позволяют нам предложить иной вариант. Грубообломочные отложения, которые, как мы предполагаем, связаны с разрушением вулкана Академии Наук, лежат непосредственно на пемзовых туфах О2-2 кальдеры вулкана Однобокий, поэтому возраст последних грубо оценивается в интервале между образованием спекшихся туфов О2-1 и разрушением вулкана Академии Наук. Предположим, что извержение пемзовых туфов О2-2 в зоне субмеридионального разлома произошло в более позднее время, когда вулкан Академии Наук был уже сформирован. Инъекция высокотемпературного расплава в верхнекорый очаг могла вызвать синхронное извержение на вулкане Академии Наук, последующее его разрушение и обрушение бортов кальдеры (рис. 4, 3). В этой ситуации пемзовые туфы О2-2 соотносятся с кальдерообразованием на вулкане Однобо-

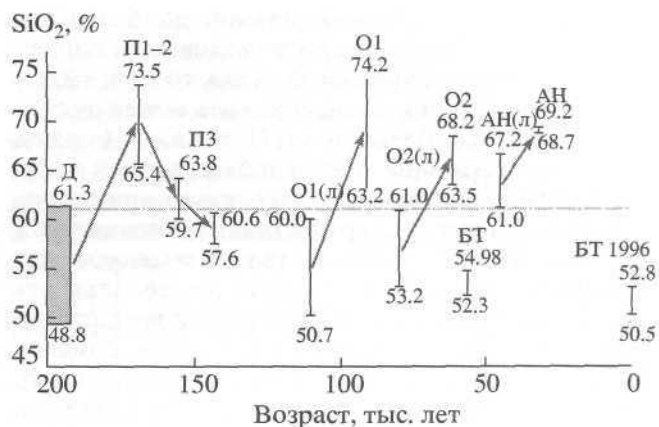


Рис. 6. График возраст-содержание SiO₂ в породах основных комплексов южного сектора Карымского вулканического центра. Индексами сверху обозначены: Д - лавы докальдерного этапа; П1-2 и П3 - туфы, связанные с образованием кальдеры Половинка; О1(л) - лавы, слагающие основание вулкана Однобокого; О1 - туфы, 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 г. в оз. Карымском. 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.

кий опосредованно, по сходству их с составом пемзовых туфов О2-1 ([7], рис. 5, в, табл. 1, 2). Скорее всего, они представляют собой мобилизованные расплавы полузастывшего верхнекорового магматического очага, связанного с кальдерой вулкана Однобокий (О2), возникшие в процессе фреатоматического извержения в северном секторе кальдеры при инъекции базальтов.

Базальты субаквальных извержений (БТ) и их роль в развитии кальдерного комплекса. После фреатоматического извержения базальтовой тефры в кальдере Академии Наук в 1996 г. и проведенных в связи с этим исследований был сделан вывод, что в недрах этого района на глубине порядка 18 км существует промежуточный очаг базальтовой магмы [16]. После начала кальдерообразующих процессов на юге КВЦ базальтоидная магма впервые появилась в составе пирокластических отложений в конце среднего плейстоцена. Происходило вытеснение кислого расплава нижнекоровыми базальтами поступавшими в основание верхнекорового очага на завершающем этапе формирования кальдеры Половинка (ПЗ). Начиная с этого времени, в продуктах эксплозивных извержений отмечается последовательное снижение кремнекислотности от низкокремни-

тых андезитов, андезибазальтов до базальтов, увеличение степени их кристалличности, концентрации в породах MgO , Al_2O_3 , CaO , то есть наблюдается тенденция к появлению все менее дифференцированных базальтов ([7], табл. 1). 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. Наиболее магнезиальны продукты извержений, произошедших 4800 лет назад и в 1996 г. Полученные данные позволяют рассматривать базальты взрывчатых извержений, содержащих неравновесные ассоциации вкрапленников, как продукты смешения расплавов разных стадий кристаллизации и глубинности одного (промежуточного) магматического очага. Наиболее магнезиальные базальты взрывчатых извержений по валовому составу и минеральным парагенезисам близки нижнечетвертичным базальтам, слагающим основание вулканов Дитмара и Пра-Семячик [2]. Тот факт, что они не претерпели значительных изменений, связано, очевидно, с большой (18 км [16]) глубиной, на которой располагается этот очаг. Эволюционированные базальты и андезибазальты представляют собой более дифференцированную часть промежуточной магматической камеры, которая пополнила освободившийся после извержения пирокластики верхнекоровый очаг под кальдерой Половинка (рис. 4, *Ц*). Эти расплавы являлись источником лав вулкана Однобокий (рис. 4, *Г*). Появление в голоцене (4800 лет назад) и в 1996 г. слабо дифференцированных базальтов может свидетельствовать о частичной закристаллизации этого очага и поступлении расплавов с более глубокого промежуточного очага. Присутствие в базальтах полиминеральных и оливиновых кластеров служит 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 взрывчатости кислой пирокластики [35]. Так, извержение базальтовой тефры предвещало образование пемзовых туфов О2-2 кальдеры вулкана Однобокий. 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, подобно тому, как это описано в [32]. Образовался локаль-

ный мобильный объем кислой магмы, которая прервала извержение базальтов. Основная магма, являясь более плотной, сформировала слой в основании магматической камеры, что способствовало дальнейшему разогреву кислого материала и выделению летучих. Это и могло привести к взрывчатому извержению. Близкий валовый и минеральный состав базальтов, подстилающих пемзовые туфы О2-2 и слоя, "подвешенного" на уровне высокой террасы (северный борт оз. Карымского), может свидетельствовать о том, что это извержение происходило при высоком уровне воды в озере, заполнявшем кальдеру вулкана Однобокий.

Эволюция магматизма кальдерного комплекса. Особенности КВЦ - большой временной интервал его активности, цикличность вулканической деятельности и унаследованность в развитии магмовыводящих систем. Это выражается в телескопированном расположении кальдер и последующей локализации в них молодого базальтоидного и андезитового вулканизма.

Анализ состава пирокластических отложений всех трех рассмотренных кальдер (Половинка, вулкана Однобокий 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) свидетельствует о длительной и равновесной кристаллизации кислой магмы в условиях относительно закрытой системы, а присутствие в них водосодержащих минералов - 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 (+2.7 NNO). На период, предшествующий кальдерообразующим извержениям на вулканах Однобокий и Академии Наук, содержание воды в расплаве было ниже уровня насыщения и составляло 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 [2] на период, предшествующий началу кальдерообразующих извержений. Структура связана, очевидно, с подъемом кислого расплава на более высокие уровни в земной коре. Глубина верхнекоровых очагов кальдер Однокоряя 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. 4, Е-3). Это может быть связано с закристаллизацией магматического материала южных сегментов этих очагов.

Неравновесность минеральных фаз продуктов катастрофических извержений, присутствие оливин-анортитовых и битовинит-авгитовых (иногда в ассоциации с высокоглиноземистой роговой обманкой) кумулатов, появление в разрезах пемзовых туфов шлаков базальтоидного состава, характер извержения 1996 г. - все это указывает на существование в недрах южной части КВЦ 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 г., тефра извержения, произошедшего 4800 лет назад, и базальты, слагающие основание нижнечетвертичных вулканов, близки по составу и наименее эволюционированны в КВЦ. Они представляют собой, очевидно, близкий к исходному расплаву промежуточного магматического очага, расположенного на глубине 18 км [16].

Сходство изотопных меток Sr и Nd в базальтах извержения 1996 г., андезитах, дацитах и риодацитах пирокластических отложений кальдер и некоторых вулканических построек КВЦ указывает на генетическую связь этих расплавов (рис. 3, 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. 5). Присутствие в пирокластике телескопированных

кальдер полнокристаллических кластеров (кумулятов), указывает на ведущую роль процессов фракционной кристаллизации (и фракционирования кристалл-жидкость в случае пристенной кристаллизации [30, 31]) в возникновении широкого спектра пород района. На заключительных этапах формирования кальдер важную роль играют и процессы смешивания расплавов, генерирующихся на разных уровнях.

На рис. 3, б показана зависимость изотопных отношений Sr от кремнекислотности для вулканических пород, слагающих ряд кальдерных структур центральной части Восточного вулканического пояса. На этой диаграмме ещё более очевидны близкие значения 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 [11]. Близость изотопных меток для базальтов и кислых вулканитов КВЦ 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 Sr и Nd 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 [14]) 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.

Резкое отличие минеральных ассоциаций пирокластических отложений начального этапа П1 кальдерообразования в южной части КВЦ и отложений последующих этапов развития кальдерного комплекса позволяет предполагать различный характер извержений и вызывающих их причин. В первом случае высокая степень эволюционирования расплава способствовала насыщению его летучими (в основном водой) в апикали магматической камеры. При достижении состояния перенасыщенности флюидом внутри расплава может развиться избыточное давление, и даже незначительные тектонические подвижки могут вызвать его резкое снижение. При этом происходят бурное выделение газовой фазы, дезинтеграция расплава, распространение процесса в глубь магматической камеры, разрушение кровли и единовременное извержение большого объема пирокластического материала. Такая схема развития процесса игнмбриитообразования встречается довольно редко

среди кальдер Восточного вулканического пояса. Она характерна еще для начальной фазы формирования кальдеры вулкана Большой Семячик [6]. Более распространен случай, когда внутреннее давление в магматической камере невелико (несмотря на повышенное содержание в расплаве воды). Это характерно для кальдер Однобокая и Академия Наук. Здесь фактором, вызывающим взрывное извержение, могут стать различные внешние причины: как сейсмоструктурные, так и инъекции базальтов в верхнекоровую магматическую систему [35]. Эти причины могут быть совмещены во времени и пространстве [16].

Первое значительное поступление базальтоидного расплава в основание верхнекорового очага фиксируется в среднем плейстоцене, когда кислый расплав на завершающем этапе (ПЗ) формирования кальдеры Половинка был вытеснен основным. Было положено начало ритмично-пульсационному характеру развития кальдерного комплекса южного сектора КВЦ. 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 (О2) формирования кальдеры Однобокой, взрывные (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 средне-кислого 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 до каль-

дерного вулкана Дитмара через базальты и андезибазальты вулкана Однобокий до андезитов и дацитов вулкана Академии Наук (рис. 6), т.е. начиная с этапа ПЗ до голоцена все базальты в рассматриваемой структуре представляли собой в разной степени эволюционированные расплавы - дериваты исходной базальтовой магмы промежуточного очага. Как следует из рис. 6, в докальдерных постройках базальтоидного состава эволюция расплава происходила от базальтов до андезитов со ступенчатым переходом к кислым дериватам пирокластических отложений, связанных с формированием кальдер. По-видимому, отделение кислых расплавов связано с пристенной и в меньшей степени гравитационной дифференциацией андезитовых расплавов. Подтверждает это вулкан Академии Наук, в разрезе которого отмечается постепенный переход от андезитов первых лавовых потоков через дациты до риодацитов взрывных пемзовых туфов.

Извержение в голоцене и в историческое время (1996 г.) тефры базальтов, близких по валовому составу и минеральным парагенезисам нижнечетвертичным базальтам, свидетельствует о закристаллизации магматического очага под вулканом Однобокий и поступлении расплава из 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 (2-3%) количество мобилизованного кислого расплава при фреатомагматическом извержении 1996 г. [3], 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 [1]. Авторы согласны с мнением исследователей [2], 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 тем, которые отмечены на этапе О2-2, возможны.

Извержения базальтовой тефры в среднем - позднем плейстоцене приводили иногда к более катастрофическим последствиям, чем это отмечалось при извержении 1996 г. В геологических разрезах западного и северного бортов отмечаются фреатомагматические отложения, которые свидетельствуют о значительных переливах воды из озер, заполнявших кальдерные структуры. Они перемывали (размывали) не спекшиеся раз-

ности пемзово-пепловых отложений, образовавшихся при формировании кальдер, и выносили их за пределы структуры.

Авторы благодарны др. геол.-мин. наук А.В. Колоскову за полезные замечания, которые улучшили содержание статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64979, 00-15-98609) и по Государственному контракту № Э0334 (КГПУ) ФЦП "Интеграция науки и высшего образования России на 2002-2006 гг."

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Катастрофическая деформация и последующая эволюция высокотемпературной геотермальной системы в результате фреатомагматического извержения в Карымском кальдерном озере // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 274-300.
2. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Под ред. Масуренков Ю.П. М.: Наука, 1980. 292 с.
3. Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2-3 января в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
4. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Игнимбриды кальдеры Большой Семьячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 34-50.
5. 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. 2001. №4. С. 3-17.
6. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 18-28.
7. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Часть I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4.
8. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др. Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных вулканиках Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 62-78.
9. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезиса андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
10. 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.
11. Покровский Б.Г., Вольнец О.Н. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 227-251.
12. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.
13. Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 7-18.
14. Хотин М.Ю., Виноградов В.И., Вольнец О.Н. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулкаников Камчатки и породах фундамента // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 5. С. 1222-1225.
15. Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 179-189.
16. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3-38.
17. Фор. Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 598 с.
18. Ballhaus C, Berry R.F., Green D.H. High-pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-shinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27-40.
19. Blake S. Eruptions from zoned magma chamber // J. Geol. Soc. London, 1981. V. 138. P. 281-287.
20. 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.
21. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131-151.
22. Hervig R.L., Dunbar N., Westrich H.R., Kyle P.R. Pre-emptive 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.
23. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. № 4. P. 433-447.
24. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. 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.
25. Housh T.B., Luhr J.B. Plagioclase - melt equilibria in hydrous systems // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 477-492.
26. 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 // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. P. 1-17.

27. Johnson M.C., Anderson A.T., Rutherford M.J. Pre-Eruptive Volatile contents of magmas // Volatiles in magmas. Rev. mineral / Eds. Carroll M.R., Holloway J.R. 1994. V. 30. P. 281-329.
28. Johnson M.C., Rutherford M. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // J. Geology. 1989. V. 17. № 9. P. 837-841.
29. Kudo A.W., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 25. № 1. P. 52-65.
30. Langmuir C.H. Geochemical consequences of the site crystallization // Nature. 1989. V. 340. P. 199-205.
31. 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.
32. Murphy M.D., Sparks S.R., Barclay J. et al. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at a Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies // J. Petrol. 2000. V. 41. № 1. P. 21-42.
33. Scaillet B., Evans B.W. The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-emption P-T-fO₂-fH₂O condition of the dacite magma // J. Petrol. 1999. V. 40. № 3. P. 381-411.
34. Sisson T.W., Grove T.L. Experimental investigations of the role H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. № 113. P. 143-166.
35. Sparks S.R., Sigurdsson H. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption // Nature. 1977. V. 267. P. 315-318.
36. Well P.R.O. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 62. P. 129-139.
37. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1965. V. 50. № 9. P. 1228-1272.

**The Evolution of Magma Chambers in the Calderas Situated
in the Southern Sector of the Karymskii Volcanic Center.**

**Part II. PTF Conditions for Crystallization of Ignimbrite-generating Melts,
Evolution of the Magmatism**

E. N. Grib, V. L. Leonov

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

The physico-chemical conditions for crystallization of melts have been calculated. It is shown that, during the generation of each caldera, the melt in the upper crustal chamber had experienced considerable evolution before eruption, producing zonality in composition, temperature and volatile content. Nonequilibrium of mineral phases in products of catastrophic eruptions, the appearance of basaltoid scoria beds in pumice tuff sections, some features in the 1996 eruption on Lake Karymskii, all of this evidence points to the existence of interacting magma chambers at different depths beneath the geologic feature under discussion. The least depth to the top of the upper crustal chamber (or set of chambers) was estimated as 5-7 km (1.2-2.2 kbars). The presence of high-alumina hornblende (pargasite) in the acid pyroclastics points to the existence of a gabbro-diorite layer or sill at the base of the upper crustal magma system at depths of 11-12 km (3.6 kbars). The similarity of Sr and Nd isotope marks in volcanic rocks ranging between basalts and rhyodacites, as well as linear trends in mineral composition, indicate a genetic relation between these melts. The presence of holocrystalline clusters (cumulates) in the pyroclastics indicates a leading role played by fractionation in the generation of these diverse rocks in the region. The telescoped structure of calderas in the southern sector of the Karymskii Volcanic Center, the inherited character of magma-conducting systems, and the cyclic character of volcanic activity are related to tectonomagmatic active phases in the north-south fault zone.