

УДК 551.21

## КАЛЬДЕРА КАРЫМСКАЯ: СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

© 2011 Е.Н. Гриб, В.Л. Леонов

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

Изучены отложения пирокластических потоков, связанных с кальдерой Карымская, расположенной в центральной части Карымского вулканического центра. Выделено четыре пирокластических потока. Установлено наличие зональности пирокластических отложений по составу, наиболее выраженной в начальной фазе извержения. Состав пемзовых обломков и ядер вкрапленников плагиоклаза в пемзах свидетельствует, что в верхнекоровом магматическом очаге существовала верхняя риодацитовая зона и нижняя - дацитовая. Начало извержения каждого этапа связано с внедрением базальтов в верхнекоровый магматический очаг, на что указывают гетеротакситовые прослои и неравновесные минеральные ассоциации в пемзах. Распределение петрогенных элементов в породах, связанных с кальдерой Карымская показывает, что они являются известково-щелочными дифференциатами умеренно магнезиальных базальтов КВЦ. Минералогические и геохимические данные указывают на ведущую роль фракционной кристаллизации в происхождении всего спектра пород структуры с незначительными по масштабам эпизодами смешивания разноглубинных магм.

*Ключевые слова: кальдеры, пирокластические потоки, магматические очаги, минералогия, геохимия.*

### ВВЕДЕНИЕ

В Карымском вулканическом центре (КВЦ), расположенном в пределах Восточного вулканического пояса (рис. 1), выделяется ряд кальдер, часть из которых телескопированно вложена друг в друга (Влодавец, 1947; Вулканический..., 1980; Гриб, Леонов, 2001а, 2001б, 2004а, 2004б; Гриб и др., 2005, 2009; Гриб, Перепелов, 2008; Иванов, 1969, 1970; Леонов и др., 2000; Леонов, Гриб, 2004; Селянгин, 1974, 1987). Наиболее крупная из них (кальдера Стена-Соболиная) расположена на севере КВЦ, еще ряд кальдер (Половинка, Однобокая, Академии Наук) приурочены к южному сектору КВЦ. В центральной части центра расположена собственно кальдера Карымская, в которой в голоцене сформировался и извергается до настоящего времени одноименный вулкан (Вулканический..., 1980; Иванов и др., 1991). В настоящей статье приведены новые данные об особенностях распространения, строении и составе пирокластических отложений, связанных с кальдерой Карымская.

Детально были изучены наиболее полные разрезы пирокластических отложений по

долинам рек Крестьянская и Карымская. Для оценки комагматичности вулканических пород, связанных с кальдерой Карымская, были исследованы составы докальдерных и посткальдерных лав.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение составов минералов проводилось как в полированных аншлифах из лав, так и с использованием мономинеральных фракций, выделенных из пемзовых туфов. Анализ минералов получен на электронном микроанализаторе «Сатебах-244», оборудованном энергодисперсионным спектрометром «Кевекс» в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН. Ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток – 40 нА. Количество анализов составило от 50 до 100 для каждого из исследованных минералов.

Валовые силикатные химические анализы вулканитов выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе S4 PIONEER по методике GEO-Quant (фирма BRUKER AXS).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

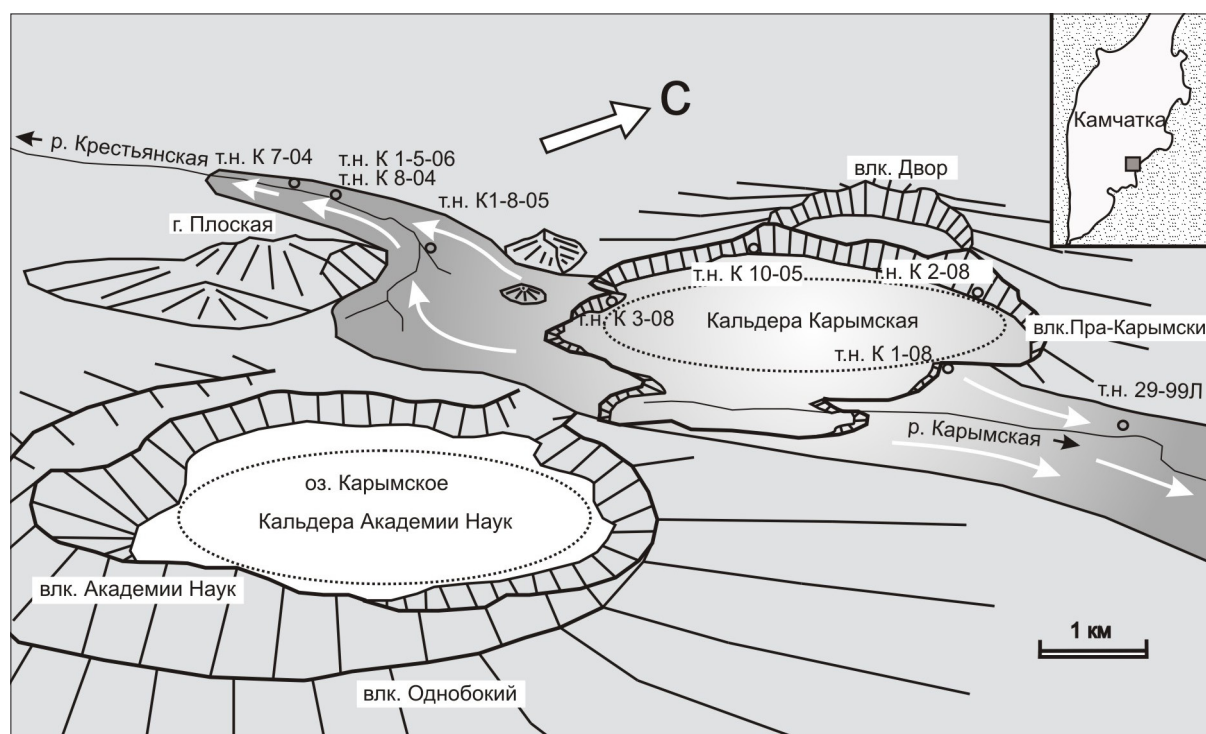
Район кальдеры Карымская расположен в центральной части КВЦ (Вулканический..., 1980; Леонов, Гриб, 2004). Возникновение его связано с проявлением в верхнем плейстоцене нового вулканически активного участка в южной части вулкана Двор (рис. 1). В структурном отношении он приурочен к зоне пересечения меридионального и субширотного разломов. В строении рассматриваемого района выделяются докальдерные, кальдерообразующие и посткальдерные образования.

К докальдерным постройкам относятся вулканы Пра-Карымский и Двор, которые детально описаны в (Вулканический..., 1980; Иванов, 1970). Собственно кальдера Карымская сформировалась на вулкане Пра-Карымский, разрез которого обнажаются вдоль кальдерных уступов, а также на западных и восточных склонах докальдерной постройки. На ранних этапах развития этого вулкана изливались андезибазальты, вскрывающиеся в основании бортов кальдеры. Выше по разрезу они сменяются андезитами, образующими три выраженных потока в разрезах западного борта. В юго-западной части постройки докальдерного вулкана между андезибазальтами и андезитами прослеживается слой агломератовых туфобрекчий буровато-коричневого цвета с пори-

стыми включениями андезибазальтов и андезитов мощностью порядка 5-7 м. Агломератовые туфобрекчии встречаются также в основании восточного борта (Вулканический..., 1980; Иванов, 1970); верхи разреза в юго-восточной его части сложены плитчатыми андезибазальтами с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ . В северо-восточном секторе борта кальдеры встречено субвулканическое тело конической формы шириной по основанию 30-35 м и высотой порядка 20-25 м. Сложено оно массивными андезидацитами серого цвета с большим количеством вкрапленников плагиоклаза (рис. 1, т.н. 2-08).

В основании северо-западного борта кальдеры закартирован незначительный по площади выход черных стекловатых базальтов с крупными порфиристыми выделениями плагиоклаза (т.н. 10-05). Относительная свежесть породы, ее стекловатый облик и отличие от лав, слагающих борта кальдеры, дали нам основание идентифицировать эти базальты как дайку, возможно, раннеплейстоценового возраста (Гриб, Перепелов, 2008).

Начало формирования кальдеры Карымской датируется 7700 л.н. Этот процесс продолжался в течение не более 200-400 лет (Вулканический..., 1980). Формирование кальдеры связано с извержением большого объема пеплово-пемзового материала дацитового и риодацитового состава из верхнекорового магматического очага и после-



**Рис. 1.** Схема распространения отложений двух основных пирокластических потоков, связанных с кальдерой Карымская (в долинах рек Крестьянская и Карымская). Точки наблюдения (т.н.) указывают местоположение разрезов, упоминаемых в тексте. Стрелки показывают направление движения пирокластических потоков. На врезке вверху справа показано местоположение рассматриваемого района на Камчатке.

дующего обрушения его кровли. Размер образовавшейся котловины по кромке обрамляющего ее уступа составил  $5 \times 6.5$  км, объем пирокластических отложений, связанных с кальдерой, оценивается в  $10-12$  км<sup>3</sup> (Иванов и др., 1991). Южное ограничение кальдеры выражено слабо, однако видно, что оно срезает пирокластические отложения кальдер южного сектора КВЦ. Основные стратиграфические горизонты пирокластики кальдеры Карымская были прослежены на значительные расстояния, проведена корреляция разрезов и создана сводная стратиграфическая колонка с использованием метода тефро-хронологического анализа (Вулканический..., 1980).

Примерно 6100 л.н. внутри кальдеры начал расти молодой вулкан Карымский, который извергается до настоящего времени (Вулканический..., 1980; Иванов и др., 1991). Для вулкана характерны эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения. Состав изверженного материала представлен в основном андезитами, в меньшей степени дацитами. Последние характерны для начальных этапов становления вулкана и слагают голоценовые лавовые потоки (Влодавец, 1947; Иванов, 1970).

#### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

С образованием кальдеры Карымская связаны обширные поля тефры, которая покрывала все окружающее пространство, а также пирокластические потоки, которые заполнили понижения рельефа. Отложения тефры образуют слои мощностью от долей метра до нескольких метров. Пирокластические потоки распространялись в основном в западном и восточном направлениях по долинам рек Крестьянская и Карымская соответственно, а также образовывали маломощные покровы у подножий вулканов Пра-Карымский и Двор. Их отложения представлены преимущественно пемзовыми агломератовыми туфами (Вулканический..., 1980). Нами детально изучены пемзовые туфы пирокластических потоков по долинам указанных рек и отложения тефры на водораздельных пространствах, расположенных вокруг озера Карымское на расстоянии порядка 5-10 км от источника извержения (рис. 1).

Наиболее полный разрез отложений пирокластических потоков, связанных с формированием кальдеры, отмечен по правому борту долины реки Крестьянской, в 8 км к западу от вершины вулкана Карымский (т.н. 8-04, 1-5-06). Он вскрыт в вертикальном обнажении аркообразной формы высотой порядка 80 м (рис. 2а, 2б). Визуально в разрезе выделяются четыре слоя, которые фиксируются по хорошо выраженным в рельефе ступеням. Каждый слой представляет

собой отложения одного пирокластического потока (одну остывшую единицу), имеет характерную для таких отложений столбчатую отдельность в виде «батов». Этот разрез можно считать опорным для пирокластических отложений, связанных с кальдерой. Далее приводим его описание.

Отложения самого нижнего пирокластического потока (I) имеют мощность около 12-15 м и зональное, как по цвету, так и по составу, строение (рис. 2а). В основании его, у уреза реки, залегают пемзовые агломератовые туфы розовато-белого цвета видимой мощностью 1.5-2.5 м (Iа). Обломки пемз округлой формы имеют размеры от долей сантиметра до 5-7 см и риодацитовый состав. В качестве заполнителя присутствует пеплово-пемзовый материал от пылевой до гравийной размерности. Подобные белые пемзовые туфы встречены и в юго-восточном борту кальдеры, где они лежат непосредственно на докальдерных андезибазальтах (рис. 1, т.н. 1-08). По положению в разрезе и составу пемзовые туфы Iа можно сопоставлять со слоем «нижних» лапилли, установленных в самом основании разреза «карымской» пирокластики и состоящих из белых пемз, которые ложатся на захороненный почвенный слой (Вулканический..., 1980).

На риодацитовых пемзах с нерезкой, но достаточно четкой границей лежат темно-бурые, темно-серые, в различной степени уплотненные, местами слабо спекшиеся пемзовые агломератовые туфы мощностью 15-17 м (Iб). Первые обнажения их встречены в 4 км ниже опорного разреза по течению реки и прослеживаются в основании правого ее борта на протяжении 12 км вверх по течению. Они содержат обломки пемз и шлаков размером от 2 до 15-20 см, реже крупнее. Несмотря на общий темно-серый цвет туфов, состав пемз и шлаков варьирует от риодацитов до андезибазальтов. Преобладают пемзы высококремнистых дацитов. Они пористые, местами тонковолокнистые, в отдельных обломках сплюснутые с плоско-параллельными волокнами. Обломки пемз андезитового состава достаточно редки, имеют более темную окраску и менее пористы. Нередко они образуют округлые или линзовидные включения в дацитовых пемзах. Встречаются также редкие шлакоподобные ювенильные обломки темносерого цвета андезибазальтового состава размером от первых миллиметров до 15-20 см. Заполнитель туфов пеплово-пемзовый с преобладанием частиц псаммитовой и псефитовой размерности. Вблизи кальдеры в нем в достаточно большом количестве (до 10%) встречаются кристаллолапилли, отвечающие по составу минералам-вкрапленникам, а также их сростки размером 2.5-4.0 мм, которые «налипают» на крупные

а



б



Рис. 2. Вид опорного разреза пирокластического потока, река Крестьянская: а – обзорный вид, фото К.М Магуськина; б – вид из точки, указанной на рис.2а, откосы покрыты пеплом вулкана Карымский. Римские цифры – номера пирокластических потоков.

обломки пемз. Резургентного материала в данном разрезе немного (до 15%), он представлен мелкими (от 0.2-0.3 до 4-5 см) угловатыми обломками лав, гранодиоритов, туфов, часто измененных. Распространены они неравномерно. В отдельных обнажениях ксенолиты образуют скопления крупных (15-25 см) обломков, которые дали основание (Вулканический..., 1980) назвать эти отложения «ксенотуфами». Возможно, они образовались при обрушении стенок (или днища) кальдеры. Граница темно-серых пемзовых агломератовых туфов с вышележащим пирокластическим потоком в опорном обнажении неровная, с неглубокими карманами, что свидетельствует о некотором перерыве между их извержениями. В обнажениях выше по течению эти туфы образуют выступающие блоки с «подушечной» отдельностью в кровле и легко подмываются рекой, образуя глубокие ниши. Наблюдается наклон этих блоков в сторону от кальдеры. Связь данных отложений пирокластического потока I с кальдерой Карымская подтверждается обнаружением подобного разреза в северо-западном борту кальдеры на стыке ее с вулканом Двор (Вулканический..., 1980).

Отложения второго (II) и третьего (III) пирокластических потоков схожи между собой как по строению, так и по составу; мощность их составляет 5-6 и 8-9 м соответственно (рис. 2). Граница между ними резкая. В основании каждой остывшей единицы лежат слои бомбовых туфов мощностью 1.5-2.0 м с незначительным (10-15%) количеством заполнителя от пелитовой до псаммитовой размерности. Размер пемзовых обломков варьирует от первых сантиметров до 10-15 см, реже 20 см. Отложения обоих потоков довольно однородные, уплотненные или слабо спекшиеся, в обнажении образуют вертикальные стенки. Наиболее крупные обломки не превышают 4-6 см. В заполнителе также преобладает материал от пелитовой до псаммитовой размерности. Отмечается зональность по окраске и составу пемз. Цвет туфов изменяется от желто-бурого в основании до серовато-бурого в кровле. Состав проанализированных пемзовых обломков варьирует от дацитов до риодацитов (66-68.8% SiO<sub>2</sub>). Иногда серые и желтые пемзы образуют включения и линзы друг в друге, однако различие в составе пемз незначительное. В слоях бомбовых туфов встречаются гетеротакситовые разности пемз, содержащие прослои шлаков темно-серого цвета андезибазальтового, андезитового состава.

Отложения четвертого (IV), самого верхнего, пирокластического потока имеют мощность 5-7 м. В основании разреза, как и в предыдущих единицах, отмечается слой бомбовых туфов с размером обломков 4-7 см (рис. 2). Выше по разрезу

отложения представлены тонким вулканическим материалом, в котором рассеяны редкие обломки пемз размером 2-4 см. Отличительной особенностью верхнего потока является слабая степень уплотнения пеплово-пемзового материала. В кровле, где степень спекания материала возрастает, формируется слабо выраженная столбчатая отдельность (рис. 2а). В бомбовом слое преобладают обломки желтовато-серой неравномерно-пористой пемзы, в кровле – более плотные пемзовые обломки серого цвета. Состав проанализированных образцов пемз преимущественно дацитовый.

Для отложений всех пирокластических потоков характерно присутствие кристаллолапилли в пеплово-пемзовом заполнителе и пепловых частиц, состоящих из чередующихся тонких слоев прозрачного пемзовидного стекла и плотных - обсидиановых.

Три верхних пирокластических потока (II-IV) прослеживаются вверх по р. Крестьянская вплоть до ее верховий. В наиболее высоких склоновых осыпях они фиксируются слоями бомбовых туфов. На юго-западном борту кальдеры (рис. 1, т.н. 3-08) на андезитах вулкана Пра-Карымский лежит в основном один слой пемзовых туфов желтовато-бурого цвета мощностью 5-7 м, который прослеживается на «мысах» западного борта кальдеры. Отложения слабо уплотнены, в пеплово-пемзовом заполнителе встречаются редкие обломки пемз, достигающие размеров 10-15 см. Среди них попадаются полосчатые гетеротакситовые разности. Можно предположить, что эти пемзовые туфы представляют собой остаточные порции трех верхних пирокластических потоков, которые скатывались по крутым внешним склонам западного борта кальдеры, накапливаясь в пониженных участках долины р. Крестьянской. Выровненная поверхность рельефа на этом участке свидетельствует, что долина реки была заполнена пирокластикой доверху.

В долине р. Карымская вскрываются в основном пемзовые туфы желтого, желтовато-бурого цвета. Обычно они уходят под урез реки, а в наиболее полных обнажениях прослеживаются два слоя бомбовых туфов – в основании разреза и верхней его части (рис. 1, т.н. 29-99Л). В некоторых обнажениях отмечены слои, насыщенные обломками лав размером 7-10 см, иногда 30-50 см. (ксенотуфы по (Вулканический..., 1980)), а также тонкие прослои вулканического песка. Судя по цвету пемзовых туфов и слоям бомбовых (см. разрез опорного обнажения по р. Крестьянской), здесь вскрыты отложения трех верхних пирокластических потоков, при этом отложения самого нижнего из них (II) – частично.

Отложения тефры изучались нами на водораздельных участках вокруг озера Карымское. Они залегают на захороненном почвенном слое и представлены кусковатыми пемзами с небольшим количеством песчано-гравийного заполнителя. Мощность слоя от 0.4-0.5 до 3.0 м. Пемзовые обломки плотно упакованы, цвет желтый, желтовато-бурый, иногда с розоватым оттенком, размеры их чаще всего варьируют в пределах 3-10 см, достигая иногда 15-20 см. Среди них также встречаются полосчатые гетеротакситовые разности пемзовых обломков, характерные для отложений II и III пирокластических потоков.

### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Вулканические породы, связанные с кальдерой Карымская, образуют ряд от базальтов до риодацитов. Распределение их в процессе развития структуры неравнозначно: на докальдерном этапе преобладают андезибазальты и андезиты; пемзовые туфы, связанные с образованием кальдеры, в основном представлены высококремнистыми дацитами, в меньшей степени риодацитами (в виде редких ювенильных обломков присутствуют андезибазальты и андезиты); лавы вулкана Карымского имеют преимущественно андезитовый состав.

Андезибазальты докальдерного этапа представляют собой темно-серые массивные порфиновые разности с большим количеством вкрапленников (25-30%), среди которых доля плагиоклаза составляет порядка 80%. Темноцветные минералы (2.5%) представлены орто- и клинопироксеном, и только в андезибазальтах в основании юго-западного борта кальдеры встречаются микровкрапленники (0.1-0.4 мм) оливина. Возможно, оливинсодержащие андезибазальты связаны с постройкой вулкана Двор. Структура основной массы лав микролитовая. В ней присутствуют микролиты плагиоклаза, зерна пироксена и титаномагнетита. Андезибазальты ювенильных обломков в пемзовых туфах имеют мелкопористую текстуру, количество вкрапленников не превышает 10%. Помимо плагиоклаза встречаются редкие вкрапленники орто- и клинопироксена, роговой обманки, оливина, титаномагнетита. Базальты в северо-западном борту кальдеры представляют собой слабопористые стекловатые породы порфинового облика. Крупные вкрапленники плагиоклаза (3-5 мм) погружены в гиалиновую основную массу. Микровкрапленники представлены оливином и клинопироксеном.

Андезиты являются наиболее распространенной группой пород среди эффузивных образований. Для докальдерного этапа харак-

терны низкокремнистые субафировые разности темно-серого цвета с плитчатой отдельностью, слагающие борта кальдеры. Андезиты вулкана Карымский представляют собой черные стекловатые лавы порфинового облика массивной или пористой текстуры. Количество вкрапленников в среднем составляет 25-30%, однако встречаются и менее раскристаллизованные разности (порядка 15%). В незначительном количестве андезиты встречаются среди эксплозивных отложений кальдерообразующего этапа в виде обломков темно-серого цвета в пемзовом пирокластическом потоке Ib, а также образуют прослой в гетеротакситовых разностях пемз из более поздних пирокластических потоков.

Дациты и риодациты продуктов кальдерообразующего извержения содержат умеренное количество кристаллической фазы (12-15% за вычетом пор). Структура пород преимущественно порфировая, сериально-порфировая, гломеропорфировая.

Для всех пород рассматриваемого района характерна одинаковая ассоциация минералов-вкрапленников: плагиоклаз, орто- и клинопироксен, рудные минералы (магнетит, ильменит). В виде единичных зерен в базальтах и андезибазальтах встречаются оливин и роговая обманка. Размеры вкрапленников варьируют от 0.4 до 2.0 мм, достигая иногда 3.5 мм. Для вулканических пород, связанных с кальдерой Карымская, очень характерны гломеропорфиновые сростки. Они представлены как мономинеральными плагиоклазовыми разностями, так и полиминеральными (плагиоклаз+пироксен+магнетит или пироксен+магнетит). В центре полиминеральных сростков иногда встречаются реликтовые зерна оливина, нередко с симплектитовой, ортопироксен-магнетитовой реакционной оторочкой, переходящей в ортопироксен. В пемзах встречаются также кристаллические микровключения порфиroidной структуры размером до 2-3 мм. Они представляют собой округлые глобулы с рыхлой поверхностью, содержащие в ядре вкрапленники и агрегаты клинопироксена, плагиоклаза, реже оливина. Основная масса, окружающая вкрапленники, в достаточной степени раскристаллизована - зерна плагиоклаза, пироксена, титаномагнетита имеют размеры от 50 до 150 мкм. Иногда в промежутке между вкрапленниками присутствуют тонкие пленочки бурого стекла.

*Плагиоклаз* преобладает во всех типах пород. В докальдерных лавах состав ядер вкрапленников изменяется от анортит-битовнита в базальтах, андезибазальтах до лабрадора в андезитах и андезидацитах (табл. 1). В андезибазальтах наблюдаются редкие неравновесные вкрапленники андезин-лабрадора ( $An_{55-46}$ ) с обратной зонально-

**Таблица 1.** Состав фенокристаллов плагиоклаза Карымского вулканического центра (представительные анализы)

|                                | 1ц    | 2к    | 3ц    | 4к    | 5ц    | 6к    | 7ц    | 8к    | 9ц    | 10к   | 11ц   | 12к   |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46.07 | 53.14 | 51.78 | 53.07 | 58.66 | 56.96 | 56.40 | 57.74 | 45.69 | 49.57 | 54.82 | 55.46 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 33.90 | 30.08 | 29.29 | 28.41 | 25.50 | 26.73 | 26.64 | 25.54 | 34.72 | 32.08 | 29.11 | 28.12 |
| FeO*                           | 0.66  | 1.16  | 0.82  | 1.09  | 0.42  | 0.51  | 0.51  | 0.45  | 0.52  | 0.62  | 0.55  | 0.87  |
| CaO                            | 16.72 | 12.12 | 12.88 | 11.36 | 7.70  | 9.58  | 9.65  | 8.45  | 17.30 | 15.13 | 10.79 | 10.55 |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.48  | 4.23  | 3.77  | 5.07  | 6.92  | 6.23  | 5.81  | 6.63  | 1.84  | 2.83  | 5.05  | 5.72  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.02  | 0.16  | 0.13  | 0.16  | 0.37  | 0.29  | 0.27  | 0.37  | 0.02  | 0.04  | 0.17  | 0.15  |
| Сумма                          | 98.85 | 98.89 | 98.67 | 99.16 | 99.4  | 100.3 | 99.21 | 99.3  | 100.1 | 100.3 | 100.5 | 100.8 |
| Or                             | 0.09  | 0.97  | 0.77  | 0.93  | 2.14  | 1.64  | 1.58  | 2.10  | 0.12  | 0.24  | 1.02  | 0.82  |
| Ab                             | 13.52 | 38.36 | 34.35 | 44.25 | 60.61 | 53.17 | 51.33 | 57.46 | 16.11 | 25.21 | 45.38 | 49.11 |
| An                             | 86.39 | 60.67 | 64.88 | 54.82 | 37.25 | 45.19 | 47.49 | 40.44 | 83.77 | 74.55 | 53.60 | 50.07 |

Примечание. Докальдерный этап: 1-2 – базальт, 3-4 – андезит; кальдерообразующий этап: 5-8 – состав наиболее характерных вкрапленников в пемзах дацитового и риодацитового составов, 9-10 – состав высококальциевых плагиоклазов в обломках шлаков из пемзовых туфов; посткальдерный этап: 11-12 – состав наиболее характерных вкрапленников в андезитах вулкана Карымский (ц – центр, к – край кристаллов), Миналы плагиоклаза: Or – ортоклазовый, Ab – альбитовый, An – анортитовый. FeO\* – здесь и далее суммарное Fe в виде FeO.

стью. Составы краевых зон кристаллов и микролитов варьируют в пределах (An<sub>67-50</sub>).

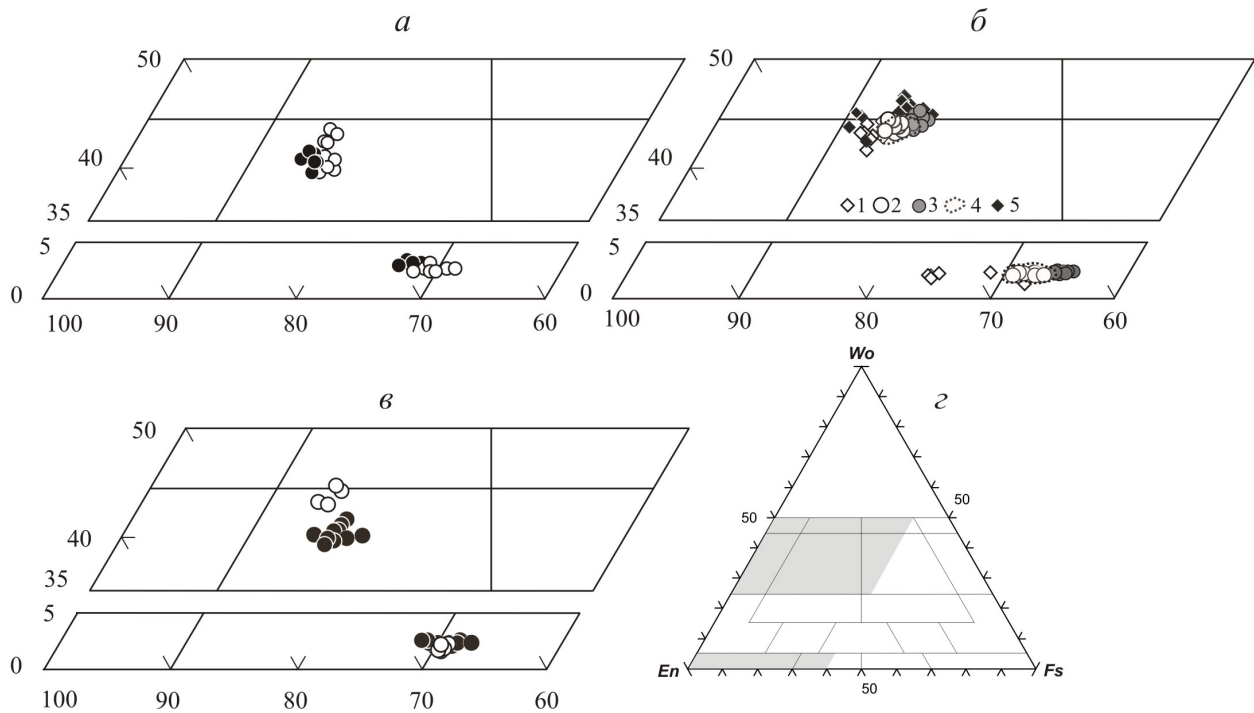
Начиная с кальдерообразующего этапа, для фенокристаллов плагиоклаза характерно полимодальное распределение составов с двумя максимумами. Первый, наиболее выраженный максимум, образуют андезины (An<sub>52-34</sub>), второй – битовниты (An<sub>89-75</sub>). Среди вкрапленников собственно кислых пемз по составу ядер можно выделить две популяции: к первой относятся натриевые андезины (An<sub>39-34</sub>), ко второй – кальциевые (An<sub>48-43</sub>). Анализ распределения составов плагиоклаза в пемзах опорного обнажения на реке Крестьянской показывает, что роль этих групп меняется по разрезу. В наиболее раннем пирокластическом потоке (I) в риодацитовых пемзах розовато-белого цвета (Ia) преобладают натровые андезины, а в перекрывающих их темно-серых туфах (Iб) – кальциевые разности. В более поздних пирокластических потоках (II, III, IV) в ядрах вкрапленников преобладают плагиоклазы первой группы. Большая часть фенокристаллов слабозональна, с прямым или обратным соотношением составов ядер и краевых зон. Нередко встречаются кристаллы с осциллярной зональностью в промежуточной зоне. Состав внешних зон зональных вкрапленников изменяется в интервале An<sub>52-34</sub>. Плагиоклазы второй группы часто содержат включения пироксена, титаномагнетита, ильменита.

Второй максимум наиболее выражен в шлакоподобных обломках андезибазальтового состава из верхней части зонального пирокластического потока (Iб), где он отражает состав фенокристаллов (иногда в значительной степени резорбированных). Высококальциевые

плагиоклазы (An<sub>91-80</sub>) встречаются также среди кристаллических кластеров в пемзовых туфах и слагают корродированные ядра кристаллов, которые обрастают зонами более кислого плагиоклаза (An<sub>72-65</sub>), нередко с осциллярной зональностью. По составу они близки фенокристаллам из докальдерных базальтов-андезибазальтов и базальтов извержения 1996 г. в северной части озера Карымское (Гриб, 1997). В шлаках присутствуют немногочисленные фенокристаллы кальциевого андезина (An<sub>44-40</sub>), которые корродированы и имеют обратную зональность.

В андезитах вулкана Карымский фенокристаллы плагиоклаза представлены большей частью андезин-лабрадором (An<sub>58-47</sub>); наряду с прямой зональностью отмечены случаи обратной и осциллярной. Высококальциевые плагиоклазы (An<sub>87-77</sub>) встречаются в ядрах зональных фенокристаллов и ассоциируют с полиминеральными гломеропорфировыми сростками.

*Пироксен* является главным темноцветным минералом пород рассматриваемого района. Клинопироксен представлен авгитом (рис. 3, табл. 2). Он встречается в виде фено- и субфенокристаллов, твердофазных включений во вкрапленниках, а также в основной массе. Для докальдерных базальтов и андезибазальтов характерны магнезиально-железистые разности (Wo<sub>41-40</sub>En<sub>45-43</sub>Fs<sub>16-15</sub>fm<sub>29-25</sub>); авгиты плитчатых андезитов и андезидацитов субвулканического тела отличаются несколько повышенным содержанием железа и кальция (Wo<sub>43-41</sub>En<sub>42-41</sub>Fs<sub>17-16</sub>fm<sub>29-27</sub>). В андезитах современных извержений вулкана Карымский вкрапленники авгита по составу близки вкрапленникам докальдерных андезитов. В основной массе базальтов, андези-



**Рис. 3.** Диаграмма составов вкрапленников пироксена (En-Wo-Fs) в вулканических породах, связанных с кальдерой Карымская: *а* – докальдерный комплекс: залитые кружки – базальты, полые – андезиты, андези-базальты; *б* – кальдерообразующий комплекс: 1 – андезибазальты, шлак, 2 – пемзы Ia, 3 – пемзы Ib, 4 – пемзы II-IV, поле, ограниченное пунктирным контуром, 5 – кумулаты; *в* – посткальдерный комплекс, андезиты вулкана Карымский, полые кружки – раннеголоценовые дациты, залитые кружки – андезиты, извержение 1998-2005 гг.; *г* – положение сектора на классификационной диаграмме.

**Таблица 2.** Состав фенокристаллов пироксена в породах Карымского вулканического центра (представительные анализы, масс. %)

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52.50 | 53.23 | 51.38 | 52.41 | 51.95 | 51.84  | 53.98 | 54.40 | 54.65 | 46.91 | 50.90 | 52.31 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.51  | 0.42  | 0.64  | 0.30  | 0.24  | 0.71   | 0.29  | 0.11  | 0.34  | 1.23  | 0.41  | 0.53  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.55  | 1.20  | 2.23  | 0.81  | 0.92  | 2.89   | 0.44  | 0.41  | 1.08  | 7.85  | 2.83  | 1.74  |
| FeO*                           | 8.95  | 8.99  | 10.18 | 9.17  | 10.38 | 8.28   | 19.97 | 21.13 | 15.93 | 8.90  | 6.55  | 10.14 |
| MgO                            | 14.80 | 14.23 | 15.03 | 14.57 | 14.33 | 15.55  | 23.49 | 22.76 | 26.63 | 12.43 | 15.17 | 14.28 |
| CaO                            | 19.53 | 21.29 | 19.36 | 20.94 | 21.52 | 20.09  | 0.96  | 1.26  | 1.12  | 20.84 | 22.40 | 19.24 |
| MnO                            | 0.09  | 0.18  | 0.12  | 0.38  | 0.42  | 0.09   | 0.99  | 0.81  | 0.48  | 0.15  | 0     | 0.37  |
| Сумма                          | 98.93 | 99.54 | 98.94 | 98.38 | 99.76 | 100.26 | 100.1 | 100.8 | 100.2 | 98.31 | 98.26 | 98.6  |
| fm*                            | 26.24 | 26.2  | 27.5  | 26.1  | 28.9  | 23.0   | 32.3  | 34.2  | 25.1  | 28.6  | 19.5  | 27.4  |
| Wo                             | 41.46 | 44.26 | 40.16 | 43.29 | 43.42 | 41.69  | 1.96  | 2.56  | 2.21  | 46.23 | 46.08 | 40.91 |
| En                             | 43.72 | 41.16 | 43.36 | 41.91 | 40.22 | 44.89  | 66.38 | 64.07 | 73.21 | 38.35 | 43.41 | 42.26 |
| Fs                             | 14.83 | 14.59 | 16.48 | 14.80 | 16.35 | 13.42  | 31.66 | 33.38 | 24.58 | 15.41 | 10.51 | 16.83 |

Примечание. Докальдерный этап: 1 – базальт, 2 – андезибазальт, 3 – андезит; кальдерообразующий этап: 4-9 – состав наиболее характерных вкрапленников в пемзах дацитового и риодацитового составов (4,5 и 7,8) и в обломках шлака андезибазальтового состава (6, 9), 10-11 – клинопироксены кристаллических кластеров в пирокластических отложениях (в 11 – содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.25); посткальдерный этап: 12 – состав наиболее характерных вкрапленников клинопироксена в андезитах вулкана Карымский. Приведены анализы центральных зон вкрапленников. Коэффициент железистости fm\* = Fe/(Mg + Fe), ат. %. Миналы пироксена: Wo – воластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит.



базальтов кристаллизуются пижонит и гиперстен, в андезитах – субкальциевый авгит.

Клинопироксен в пемзовых агломератовых туфах кальдеры Карымская отличается заметными вариациями составов. На классификационной диаграмме они образуют тренд, характеризующийся изменением содержания MgO и FeO. Степень железистости (fm) их изменяется от 20 до 29. Среди вкрапленников наиболее магнезиальные авгиты ( $Wo_{43}En_{44-43}Fs_{13-12}, fm_{22-23}$ ) связаны с шлакоподобными обломками андезибазальтового состава в пемзовых туфах Ib. Они отличаются умеренной глиноземистостью ( $Al_2O_3$  3.1-1.6%) и титанистостью ( $TiO_2$  0.8-0.6%). В клинопироксенах из пемз кислого состава fm варьирует в пределах 25-29. При этом наибольшей железистостью и кальциевостью ( $Wo_{45-43}En_{43-41}Fs_{17-15}, fm_{26-29}$ ) отличаются вкрапленники авгита из пирокластических отложений темно-серого цвета (Iб), состав пемзовых обломков в которых варьирует от риодацитов до андезитов. Во вкрапленниках из пемз дацитового-риодацитового состава светлой окраски (пирокластические потоки Ia, II-IV) – они менее железистые ( $Wo_{43-42}En_{42-40}Fs_{16-14}, fm_{25-27}$ ). Содержание  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в них находится в пределах 0.18-0.50% и 0.80-1.70%, соответственно.

В пемзовых туфах выделяется группа ксеногенных (реликтовых) вкрапленников клинопироксена, которые связаны с Pl-Cpx кластерами (сростками) в пемзовых туфах и отличаются от фенокристаллов пемз повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (7.8-3%) и  $TiO_2$  (1.3-0.8%) и пониженным  $SiO_2$  (50-45.9%). Титанистые авгиты часто содержат по периферии пойкилитовые включения лейст высококальциевого битовнита (рис. 4а). В центральной части сростка авгит однороден и имеет наиболее высокое содержание глинозема.

По краям появляются мелкие зерна титаномангнетита, а состав клинопироксена в этой зоне неоднороден по составу с вариациями в содержании  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . Pl-Cpx кластеры обрастают клинопироксеном и плагиоклазом, отвечающим по составу вкрапленникам в пемзах. Иногда встречаются сростки, в которых кристаллические кластеры окружены микровкрапленниками высококальциевого авгита ( $Wo_{46-44}En_{43-40}Fs_{12}, fm_{20-23}$ ) с повышенной концентрацией (0.2-0.34%) хрома.

Фенокристаллы ортопироксена в докальдерных лавах (рис. 3, табл. 2) представлены преимущественно магнезиальным гиперстеном ( $Wo_{2.3-3.5-42}En_{69-66}Fs_{16-14}, fm_{32-28}$ ). В пемзовых туфах по составу ортопироксена выделяется две группы. К первой относятся магнезиальные разности, представленные бронзитом ( $Wo_{2.8-2.2}En_{75-73}Fs_{25-24}, fm_{24-26}$ ) и встречающиеся в шлакоподобных андезибазальтах. Вторая – представленная гиперстеном ( $Wo_{2.4-2.2}En_{67-63}Fs_{35-30}$ ) – характерна для фенокристаллов пемзовых туфов дацитового и риодацитового состава. Они образуют ряд с fm в пределах 31-35, при этом наибольшая степень железистости, как и в случае с клинопироксеном, характерна для фенокристаллов из пемз пирокластического потока Ib. В незначительном количестве гиперстены встречаются в шлакоподобных андезибазальтах в виде вкрапленников, а также они слагают ядра в зональных кристаллах, которые обрастают бронзитом.

Оливин в вулканических породах, связанных с кальдерой Карымская, очень редок. В докальдерных базальтах и андезибазальтах он встречается в виде небольших (0.15-0.4) изометричных кристаллов и представлен хризолитом в ядрах ( $Fo_{75-69}$ ), в краевых зонах – гиалосидеритом ( $Fo_{70-66}$ ). Ассоциирует с плагиоклазом  $An_{82-77}$  и клинопироксеном. В андезибазальтах из пемзовых туфов Ib

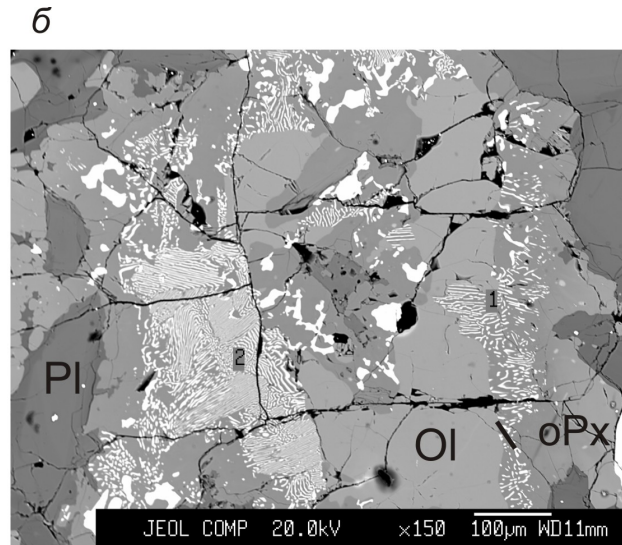
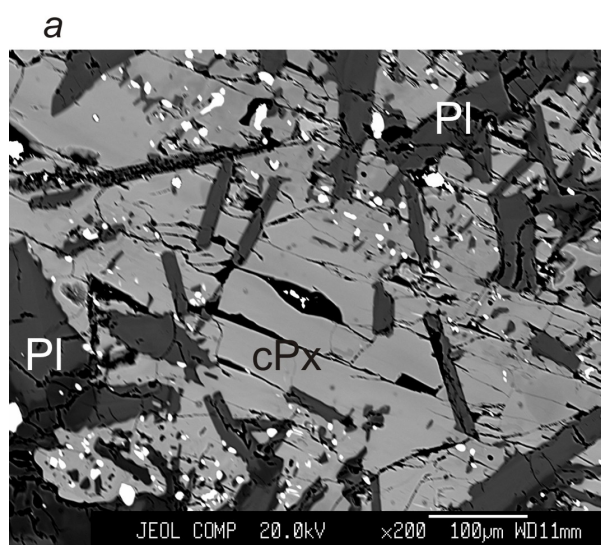


Рис. 4. Микрофотографии кристаллических кластеров Pl + cPx (а) и Ol + cPx + Pl (б) составов в пемзовых туфах (в отраженных электронах). Индексы кристаллических фаз: Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, cPx – клинопироксен, oPx – ортопироксен. Размер кадра – 100 мкм.

Таблица 3. Состав пород кальдеры Карымская

| № п.п                          | 1      | 2      | 3     | 4      | 5     | 6     | 7      | 8      | 9     | 10     | 11     |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| № обр.                         | K10-05 | K3-08  | K9-02 | K8-04  | K4-05 | K8-05 | K7a-05 | K1-05  | K7-04 | K6-05  | 34-88Л |
| SiO <sub>2</sub>               | 52.61  | 53.84  | 58.77 | 69.68  | 67.33 | 67.36 | 56.89  | 67.29  | 67.36 | 68.47  | 61.84  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.76   | 0.91   | 1.12  | 0.61   | 0.55  | 0.52  | 0.91   | 0.49   | 0.57  | 0.47   | 0.92   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.9   | 18.36  | 16.1  | 14.82  | 14.61 | 14.7  | 16.7   | 14.5   | 13.9  | 14.06  | 16.35  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.92   | 2.76   | 2.24  | 0.68   | 1.34  | 1.87  | 4.79   | 0.13   | 1.68  | 1.15   | 2.35   |
| FeO                            | 4.76   | 676    | 7.54  | 2.18   | 2.53  | 1.83  | 3.53   | 4.39   | 2.18  | 2.84   | 4.02   |
| MnO                            | 0.15   | 0.17   | 0.19  | 0.12   | 0.08  | 0.08  | 0.14   | 0.08   | 0.08  | 0.07   | 0.14   |
| MgO                            | 4.3    | 3.79   | 2.16  | 0.95   | 1.09  | 1.0   | 3.5    | 0.9    | 1.3   | 0.8    | 2.19   |
| CaO                            | 10.2   | 8.36   | 5.83  | 2.38   | 3.29  | 3.0   | 7.3    | 3.2    | 3.1   | 2.7    | 5.25   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.81   | 3.28   | 4.37  | 3.81   | 4.53  | 3.99  | 3.45   | 4.19   | 4.28  | 4.49   | 4.22   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.62   | 0.77   | 1.27  | 2.4    | 2.28  | 2.4   | 1.06   | 2.22   | 2.33  | 2.44   | 1.56   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.15   | 0,17   | 0.24  | 0.05   | 0.09  | 0.12  | 0.16   | 0.11   | 0.18  | 0.09   | 0.27   |
| ппп                            | 0.88   | 0.89   | 0.1   | 2.58   | 2.31  | 2.71  | 1.37   | 2.55   | 2.58  | 2.47   | 0.72   |
| Сумма                          | 100.06 | 100.17 | 99.93 | 100.28 | 100   | 99.58 | 99.8   | 100.05 | 99.54 | 100.05 | 99.83  |

Примечание. Докальдерный этап – вулкан Пра-Карымский, западный борт кальдеры: 1,2 – андезибазальты, 3 – андезит; кальдерообразующий этап – отложения пирокластических потоков, р. Крестьянская: 4 – Ia; 5, 6, 7 – Ib; 8, 9, 10 – соответственно II, III, IV; посткальдерный этап – вулкан Карымский: 11 – андезит.

(а также в андезитах вулкана Карымский) оливин (Fo<sub>74-73</sub>) встречается в центре некоторых кристаллических кластеров, где подвергается замещению, с образованием симплектитовой оторочки, состоящей из магнетита и ортопироксена (рис. 4б). Во включениях и прослоях андезибазальтов и андезитов из пирокластических отложений встречаются также единичные хорошо сохранившиеся микровкрапленники оливина (Fo<sub>81-73</sub>).

Амфибол в виде редких шестоватых кристаллов размером 1.5-2.0 мм присутствует в шлакоподобных андезибазальтах и аналогичных по составу прослоях из полосчатых пемз. Он относится к высокоглиноземистым роговым обманкам и по составу близок к ряду паргасит-гастингсит (Дир и др., 1965). Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в амфиболе из андезибазальтов изменяется от 9 до 11%, fm<sub>32-30</sub>.

Рудные минералы встречаются в виде вкрапленников (100-200 мкм), твердофазных включений в пироксенах (реже в плагиоклазах), мелких зерен в основной массе эффузивов и представлены титаномагнетитом и ильменитом. По периферии полнокристаллических кластеров вкрапленники титаномагнетита достигают 400 мкм. В лавах содержание TiO<sub>2</sub> в титаномагнетите изменяется от 8-9% в оливинсодержащих андезибазальтах до 10-12 % в андезитах; в пемзовых туфах составляет 8.5-9.7%.

### ПЕТРОХИМИЯ

По содержанию SiO<sub>2</sub> вулканические породы, связанные с формированием кальдеры Карымская (табл. 3, рис. 5), образуют ряд от

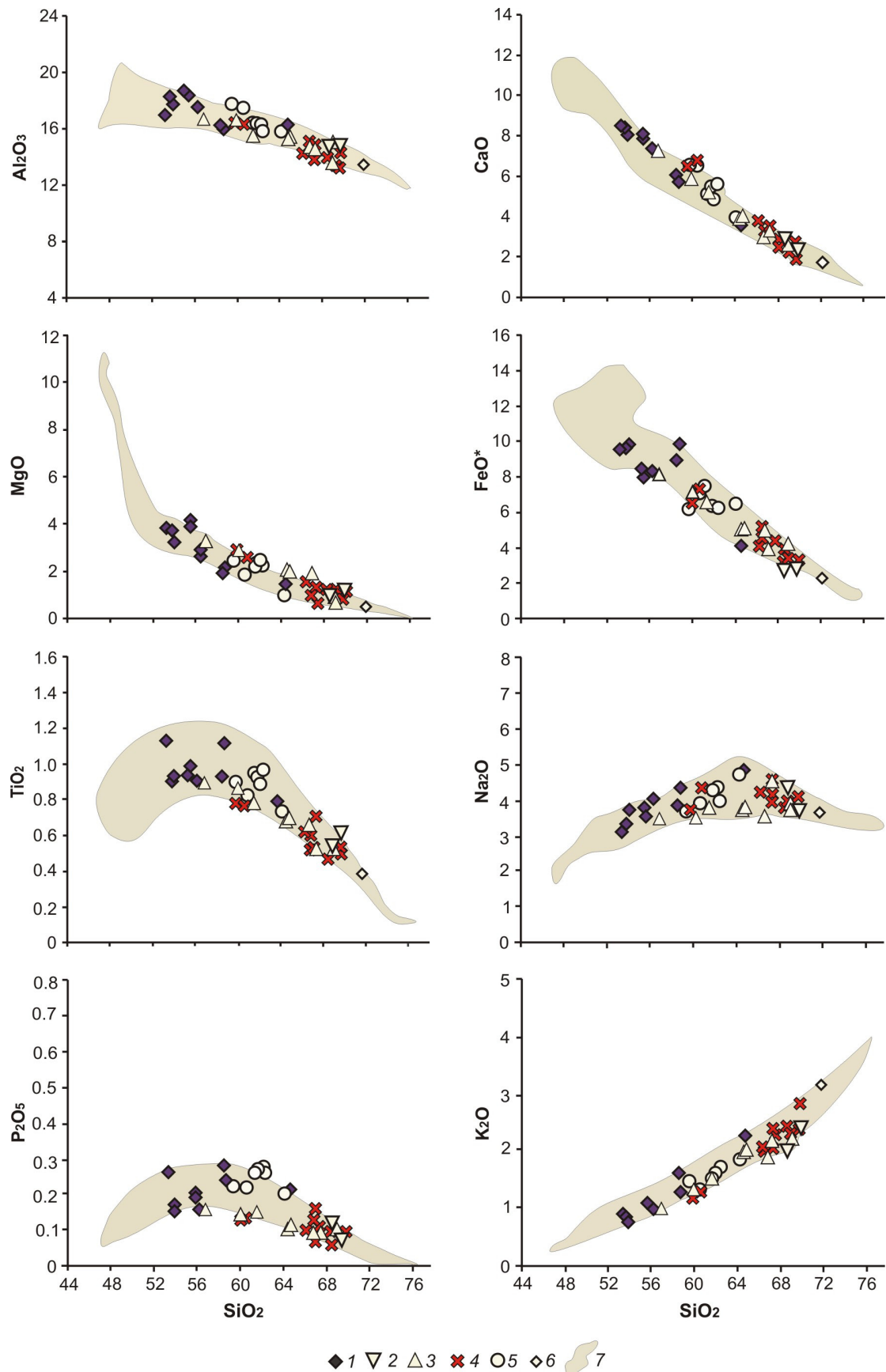
базальтов до риодацитов (52.8-70% SiO<sub>2</sub>) и относятся в основном к известково-щелочной серии. По мере увеличения содержания SiO<sub>2</sub> в вулканических породах кальдеры Карымская отмечается последовательное снижение концентрации CaO, MgO, FeO\* и увеличение щелочности, что согласуется с фракционированием основных породообразующих (плагиоклаз, оливин, пироксен) и рудных минералов в формировании всего комплекса пород. Риодацитовые и дацитовые пемзы пирокластического потока Ib отличаются от пемз аналогичного состава потоков Ia, II-IV повышенным содержанием MgO и FeO\*. Значимые различия в содержании FeO\* отмечаются и в составе остаточных стекол. При среднем риодацитовом их составе в первых содержание железа составляет 2.4%, во вторых – 1.6%. Остаточные стекла в обломках андезитового и андезибазальтового составов имеют дацитовый состав, часто содержат мелкие размытые пятна бесцветных кислых стекол, что указывает на неполное эмульсионное смешивание кислых и основных расплавов.

Андезиты вулкана Карымский отличаются от докальдерных андезитов повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и пониженным FeO\*. Повышенное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> вообще характерно для лав этого вулкана и отражается в присутствии акцессорного апатита.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Особенности строения и состава пирокластических отложений.* Увеличение степени кристалличности вулканических пород вулкана

КАЛЬДЕРА КАРЫМСКАЯ: СТРОЕНИЕ И СОСТАВ



**Рис. 5.** Диаграмма концентраций петрогенных компонентов в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$ , масс. %: 1 – докальдерный этап; 2-4 – кальдерообразующий этап (2 – пемзы Ia, 3 – пемзы и шлаки, Ib, 4 – пемзы II-IV); посткальдерный этап: 5 – лавы вулкана Карымский, 6 – средний состав остаточных стекол дацитовых пемз, 7 – поле составов вулканических пород КВЦ (Гриб и др., 2009);

Пра-Карымский от субафировых андезитов до дацитов субвулканического тела с содержанием кристаллов порядка 35% свидетельствует о продвинутой раскристаллизации расплава в верхнекоровом магматическом очаге на предкальдерном этапе. Извержение пирокластического материала и сопутствующее обрушение кальдеры происходило поэтапно во время неоднократных взрывных событий, о чем свидетельствует строение толщи пирокластических потоков. Обнаруженные в связующей основной массе пепловые частицы, состоящие из чередующихся тонких прослоев прозрачного пемзовидного стекла и тонких обсидиановых слоев и пленок вокруг минералов, могут быть связаны с эффектом быстрого охлаждения, обусловленным, возможно, фреато-магматическим характером этих взрывов (Wohletz et al., 1992).

Выделяются по крайней мере две стадии формирования кальдеры Карымская, которые отчетливо проявляются в строении опорного разреза пирокластических отложений по реке Крестьянской. Для начальной фазы кальдерообразующего извержения (пирокластический поток I) характерна зональность (антидромная последовательность) пирокластических отложений, выраженная изменением их валового и минерального состава вверх по разрезу. Она отражает инверсию расслоенности расплава, существовавшей в магматическом очаге на предэруптивном этапе. Состав пемзовых обломков и вкрапленников плагиоклаза в пемзовых туфах позволяет оценить состав слоев магмы в магматическом очаге под кальдерой. В пемзовых туфах среди их собственных вкрапленников плагиоклаза выделяются две популяции составов ядер: 34-39%An и 43-48%An. Состав ядер плагиоклаза равновесен составу расплава, из которого он начал кристаллизоваться; состав каймы – составу остаточного расплава. Натровые андезины, накопившимся у нас статистическим данным, кристаллизуются из риодацитовых магм, кальциевые – из дацитовых (Гриб, Леонов, 2000а, 2001б, 2004а, 2004б). Распределение составов ядер плагиоклаза в пемзах свидетельствует, что в магматическом очаге существовали верхняя риодацитовая зона и нижняя – дацитовая. Это находит отражение также в составе вкрапленников пироксенов из отложений пирокластических потоков, которые отличаются по степени железистости. Существование расслоенности расплава в верхнекоровом магматическом очаге подтверждают и данные по расплавленным включениям в плагиоклазах из пемзовых туфов (Наумов и др., 2008). Одинаковый интервал состава внешних зон плагиоклазов с осцилярной зональностью может указывать на конвективную циркуляцию расплава на границе слоев. Появление натро-

вого лабрадора во внешних зонах некоторых вкрапленников, высококальциевый состав плагиоклаза в ядрах резорбированных кристаллов и, наконец, наличие ювенильных обломков в слое Ib и прослоев андезибазальтового состава в пирокластических потоках II-III отражают процессы смешивания контрастных по составу расплавов. Действительно, начальная порция пирокластического потока (Ia) представлена белыми, сравнительно однородными пемзовыми туфами риодацитового состава, которые в дальнейшем сменяются гетерогенными отложениями слоя Ib. Такая неоднородность состава обусловлена инъекциями ювенильных высокотемпературных базальтов в основание верхнекорового очага, что, возможно, инициировало кальдерообразующее извержение (Гриб, 1997; Гриб и др., 2005; Sparks et al., 1977). Начало второй стадии также связано с внедрением базальтов, на что указывают прослои шлаков андезибазальтов-низкокремнистых андезитов в пемзах дацитового состава в основании пирокластических потоков II и III. Подобных обломков много и в пирокластике, распространяющейся в виде тефры по периферии кальдеры. Строение разреза пирокластических потоков II-IV и их близкий состав говорит о последовательном извержении их из одного центра (возможно, из разных подводных каналов).

*Процессы магматического смешения.* Во всех вулканических породах, связанных с кальдерой Карымская, на макро- и микроскопическом уровнях наблюдаются процессы гибридации, которые происходят в верхнекоровом магматическом очаге. В андезибазальтах это выражается в контаминации их кислым материалом этих очагов, что проявляется в появлении оплавленных вкрапленников натровых плагиоклазов и пятен однородных кислых стекол в микролитовой основной массе. В пемзах, наоборот, присутствуют продукты кристаллизации основных магм в виде кристаллических фрагментов, тонких прерывистых прослоев и обломков шлаков.

Докальдерные базальты отличаются низкой магниезностью (Mg# 23-24) и высокой глиноземистостью, что говорит о значительной степени их эволюционированности. Подъем родоначальных базальтов к поверхности сопровождался их задержкой и дифференциацией в промежуточных магматических очагах. Извержение тефры базальтового состава в 1996 г. в северном секторе озера Карымское, а также находки слоев шлаков базальтоидного состава в разрезах пемзовых туфов, связанных формированием кальдеры Однобокая и голоценовых террас в этом секторе озера, показывают, что периодические внедрения базальтов в зоне субмеридионального

разлома происходили неоднократно, начиная с конца среднего плейстоцена (Гриб, 1997; Гриб, Леонов, 2004а, 2004б). Анализ деформаций, предшествовавших извержению 1996 г., позволил вычислить глубину (18 км) центра тяжести источника деформации (Федотов, 1997), что соответствует глубине залегания промежуточного магматического очага и согласуется с термодинамическими расчетами общего давления (2-5 кбар) равновесной кристаллизации Pl-Ol-Crx минеральной ассоциации, характерной для базальтов 1996 г. (Арискин, Бармина, 2000; Гриб, 1997). Дайка базальтов внедрилась также в основание периферического магматического очага под вулканом Карымский и инициировала его извержение (Федотов, 1997; Izbetov et al., 2004). Согласно геофизическим исследованиям, кровля этого очага находится на глубине порядка 4 км (Широков и др., 1988).

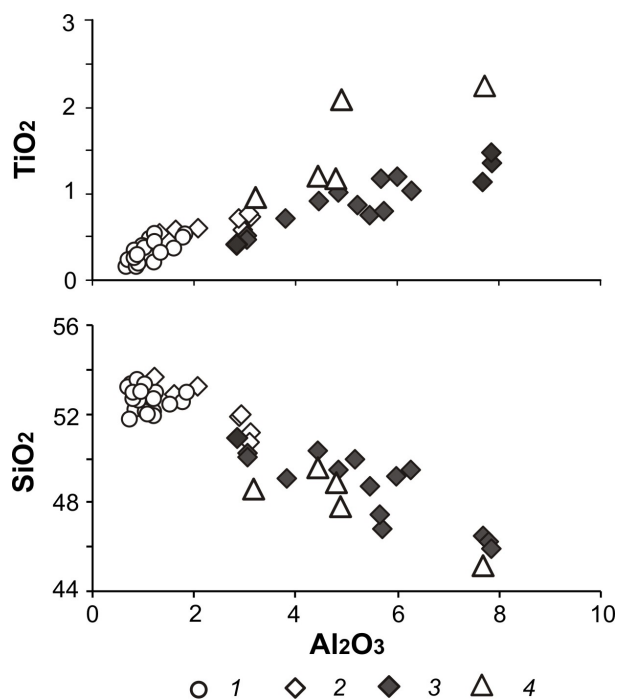
Карымская магмопроводящая система развивалась со среднего плейстоцена, когда начал формироваться вулкан Пра-Карымский (Вулканический..., 1980; Гриб и др., 2009). В верхнем плейстоцене на предкальдерной стадии развития верхнекорового магматического очага под этим вулканом происходили незначительные по объему инъекции базальтов в его основание. Имея высокую плотность, они накапливались в его придонной части. Охлаждение и кристаллизация базальтов на контакте с менее горячей кислой магмой способствовали разогреву последней. В вышележащих зонах верхнекорового магматического очага на границе слоев, отличающихся по составу, образовывались конвективные ячейки и кристаллизовались фенокристаллы плагиоклаза с разными составами ядер и краевыми зонами с осциллярностью. Ретроградное вскипание базальтового расплава в результате кристаллизации (и дифференциации) приводило к его фрагментации и в конечном счете к смешению контрастных по составу магм с образованием гибридной магмы андезибазальтового-андезитового состава, неравновесных минеральных ассоциаций, резорбцией вкрапленников, содержащихся в кислой магме, и их обратной зональности. Базальтоидные расплавы несли с собой кристаллические кластеры кумулятивного генезиса, которые также привносились в верхнюю часть магматической системы. Pl-Ol-Crx кумулаты

**Рис. 6.** Распределение  $TiO_2$  и  $SiO_2$  в зависимости от содержания  $Al_2O_3$  в клинопироксенах из пемзовых туфов кальдеры Карымская (мас.%): 1 – вкрапленники в пемзовых туфах дацитового, риодацитового составов, 2 – вкрапленники в обломках шлаков андезибазальтового состава, 3 – клинопироксен в кристаллических кластерах, 4 – вкрапленники титанистого авгита в базальтоидах верхнещапинской свиты (поздний плиоцен) (Волынец и др., 1990).

являются, очевидно, родственными вмещающей базальтовой магме, так как состав Crx и Ol близок составу этих минералов в докальдерных базальтах и базальтах извержений в зоне субмеридионального разлома (Гриб, 1997). В то же время часть Pl-Crx кластеров может представлять собой реликты вкрапленников более раннего этапа магмообразования в исследуемом районе. Клинопироксены в них относятся к титанистым авгитам, отличаются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , пониженным  $SiO_2$  (рис. 6, табл. 2), что характерно для вкрапленников, кристаллизующихся из субщелочных расплавов (Дир и др., 1965). По составу они близки клинопироксенам из верхнеплиоценовых субщелочных базальтов (верхнещапинская свита, Валагинский хребет, расположенный к западу от КВЦ), которые образовались в обстановке активной континентальной окраины и связаны с началом формирования островной дуги (Волынец и др., 1990).

Большая часть привнесенных кумулятивных фаз в пемзовых туфах вступает во взаимодействие с вмещающим кислым расплавом с образованием реакционных кайм и последующим обрастанием минералами магмы-хозяина (рис. 4). Подобные структуры означают, что кристаллические кластеры попали в верхнюю часть магматической системы задолго до извержения и частично успели прийти в равновесие с вмещающим расплавом.

На стадии кальдерообразования объем базальтов, поступающих в основание верхнекорового очага, мог быть значительным. Бурное выделение летучих при охлаждении базальтов и разогреве кислого расплава приводили к увеличению давления в магматическом очаге,



вскрытию его кровли, декомпрессии расплава и последующему развитию крупнообъемного кальдерообразующего извержения (Sparks et al., 1977). Высокая эксплозивная активность способствовала неполному смешению базальтового материала в ограниченном объеме кислого расплава. В пирокластическом потоке Iб встречаются обломки шлаков андезибазальта размером от долей сантиметра до 15-20 см. Серый цвет пемз дацитового и риодацитового состава в Iб может объясняться тонким распылением основной магмы в кислом расплаве и повышением содержания железа в остаточных стеклах. Обломки и прослой пемз андезитового состава, встречающиеся в незначительном количестве в отложениях пирокластических потоков, имеют, очевидно, гибридное происхождение, так как часто отличаются неоднородной текстурой. В основании отложений пирокластических потоков II и III среди бомбовых туфов отмечены только полосчатые разности андезибазальтового и андезитового состава, что, видимо, определяется динамикой извержения.

Присутствие в обломках (Iб) и прослоях (II-III) андезибазальтов вкрапленников высокоглиноземистой роговой обманки свидетельствует о том, что эти расплавы кристаллизовались в условиях повышенного общего и водного давления и являются продуктами дифференциации базальтовых магм, пополнявших верхнекоровый магматический очаг на более ранних этапах его формирования. Хорошая сохранность роговой обманки обусловлена высокой скоростью подъема расплава. Микровкрапленники хромсодержащего авгита, встречающиеся в андезибазальтах (табл. 2), говорят о том, что инъекции базальтов в верхнюю часть магматической системы могли быть инициированы поступлением высокотемпературных расплавов из более глубоких зон промежуточного магматического очага (Гриб, 1997; Гриб, Перепелов, 2008).

Отмеченные петрографические признаки смешения расплавов отражают процессы взаимодействия разноглубинных магматических очагов. Захват островодужными магмами, связанными с формированием кальдеры Карымская, реликтового кристаллического материала, близкого по составу вкрапленникам верхнеплиоценовых субщелочных базальтов раннего этапа развития островной дуги (район Валагинского хребта, (Волынец и др., 1990)), является интересным фактом и требует дальнейшего изучения.

## ВЫВОДЫ

1. На основании изучения отложений пирокластических потоков кальдеры Карымская выделяются две стадии ее формирования. Первая

стадия характеризуется наиболее широким диапазоном зональности отложений по составу. Во вторую стадию сформировались отложения пирокластических потоков II-IV. Их строение, близкий состав и отсутствие признаков какому-нибудь размыва между отложениями потоков говорят о том, что это была серия извержений из одного источника, следовавших друг за другом.

2. Вариации состава пемзовых обломков и ядер вкрапленников плагиоклаза в пемзах этих потоков также свидетельствуют, что в магматическом очаге на период кальдерообразования существовали верхняя риодацитовая зона и нижняя дацитовая.

3. Начало извержения каждого этапа было связано с инъекцией базальтов в верхнекоровый магматический очаг непосредственно перед извержением, на что указывают неравновесные минеральные ассоциации в пемзах и прослой шлаков андезибазальтового и андезитового состава.

4. Минералогические и петрохимические данные указывают на ведущую роль фракционной кристаллизации в происхождении пород, связанных с кальдерой Карымская, с незначительными по масштабам эпизодами смешивания разноглубинных магм.

Авторы выражают благодарность коллегам за помощь в проведении полевых работ и подготовке материала к печати, а также О.Б. Селянину за конструктивные замечания при редактировании статьи.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 08-05-00453, а также по проектам ДВО РАН № 09-1-П16-05 и № 09-III-A-08-424.

## Список литературы

- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М: Наука, 2000. 362 с.
- Влодавец В.И.* Вулканы Карымской группы // Тр. Камчатской вулканостанции. 1947. Вып. 3. С. 3-48.
- Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-28.
- Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 292 с.
- Гриб Е.Н.* Петрология продуктов извержения 2-3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
- Гриб Е.Н.* Минералогические особенности оливинсодержащих базальтов Карымского

- вулканического центра // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 17-34.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Ч. I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология. 2001а. № 4. С. 3-17.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Ч. II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология. 2001б. № 4. С. 18-28.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. I. Геология, строение и состав пирокластических потоков // Вулканология и сейсмология. 2004а. № 4. С. 21-40.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л.* Эволюция магматических очагов кальдер южного сектора Карымского вулканического центра. Ч. II. РТФ – условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов, эволюция магматизма // Вулканология и сейсмология. 2004б. № 5. С. 23-37.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.* Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3-25.
- Гриб Е.Н., Маневич А.Г., Соболевская О.В.* Пемзовые бомбы извержения в кальдере Академии Наук в январе 1996 г.: особенности их состава и генезис // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 34-46.
- Гриб Е.Н., Перепелов А.Б.* Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра: минералогия, петрогенезис, источники магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 1-22.
- Дир У., Хауи Р., Зусман Дж.* Пороодообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 402 с.
- Иванов Б.В.* Игнимбриты района вулканов Карымской группы // Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969. С. 105-109.
- Иванов Б.В.* Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
- Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.И.* Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 182-201.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 186 с.
- 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.
- Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др.* Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38-71.
- Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гриб Е.Н. и др.* Химический состав, летучие компоненты и элементы примеси расплавов Карымского вулканического центра (Камчатка) и вулкана Головинина (о. Кунашир) по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 3-20.
- Селянгин О.Б.* Карымская группа вулканов: вулканы Карымский и Малый Семячик // Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 107-137.
- Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
- Федотов С.А.* Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымском вулкане на Камчатке в 1996 г., их извержении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3-38.
- Хренов А.П., Дубик Ю.М., Иванов Б.В. и др.* Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970-1980 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 29-48.
- Широков В.А., Иванов В.В., Степанов В.В.* О глубинном строении вулкана Карымский и особенностях его сейсмичности по данным локальной сети // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 71-80.
- Izbekov P.E., Eichelberger J.C., Ivanov B.V.* The 1996 Eruption of Karymsky Volcano, Kamchatca: Historical Record of Basaltic Replenishment of an Andesite Reservoir // J. Petrology. 2004. V. 45. № 11. P. 2325-2345.
- Sparks S.R., Sigurdsson H.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption // Nature. 1977. V. 267. P. 315-318.
- Wohletz K., Heiken G.* Volcanology and Geothermal Energy. University of California press, 1992. 370 p.

ГРИБ, ЛЕОНОВ

## KARYMSKY CALDERA: THE STRUCTURE AND COMPOSITION OF PYROCLASTIC FLOWS

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

*Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

The authors studied deposits from pyroclastic flows associated with Karymsky Caldera, which is located in the central part of the Karymsky Volcanic Centre (KVC). The study distinguished 4 pyroclastic flows and revealed that deposits from each pyroclastic flow have stratification in composition distinctly observed in the initial phase of the eruption. The pumice debris and cores of plagioclase crystals in pumice give evidence for both upper rhyolite zone and lower dacite zone in the upper-crust magmatic chamber. The heterogeneous layers and non-equilibrium mineral association in pumice suggest that the initial phase of each eruption is caused by intrusion of basalt in the upper-crust magmatic chamber. The distribution of major and trace elements in pyroclastic rocks of Karymsky Caldera show that they have resulted from moderate calcareous-alkali differentiates of magnesia-basalt of KVC. Mineralogical and geochemical data show that the fractional crystallization and crustal contamination play significant role in origin of the rocks.

*Keywords: caldera, pyroclastic flow, magmatic chamber, mineralogy, geochemistry.*