

УДК 552.323.4(265.555)

О.В. Парфенова¹, И.А. Бурикова², С.И. Дриль³**ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА КРЕМНЕКИСЛЫХ ПОРОД НИЗКОКАЛИЕВОЙ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ ВУЛКАНА ЗАВАРИЦКОГО (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА, О. СИМУШИР)**

Рассмотрены преимущественно кислые члены ряда базальт–андезит–дацит, представленные пемзами дацитового состава. Все породы этого ряда имеют одинаковый состав минералов-вкрапленников — плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксены, титаномагнетит. Наиболее детально изучена основная масса (матрикс) дацитовых пемз, содержащая микролиты указанных минералов и стекло кислого состава. Кварц и калевонатриевый полевой шпат отсутствуют. Исследование зональности микролитов, образование которых происходит в верхних частях каналов или на поверхности в самых неравновесных условиях, было одной из главных задач и позволило выявить ряд интересных особенностей. Например, плагиоклазы анортитового состава обнаружены именно в микролитах. Зоны резорбции отсутствуют как в плагиоклазах вкрапленников, так и в плагиоклазах микролитов, что позволяет считать главным процесс фракционирования, а не смешение магм разного состава.

Ключевые слова: пемзы, дациты, зональность, микролиты, стекла, плагиоклазы, оливин, пироксены.

We considered mainly acid members of the basalt-andesite-dacite series represented by pumices of the dacite composition. All rocks of this series have the same set of phenocrysts: plagioclase, olivine, clino- and orthopyroxenes, and titanomagnetite. Groundmass of dacite pumices containing microlites of the same minerals and acid glass was studied in details. Quartz and alkaline feldspar are absent. Study of microlite zoning formed in the upper parts of channels or at the surface under the most nonequilibrium condition was one of the most important tasks and allowed us to reveal some interesting peculiarities. For example, plagioclases of the anorthitic composition were registered as microlites. Zones of resorption were absent in plagioclases of phenocrysts, as well as microlites. This provides evidence for the major role of fractionation, but not magma mixing.

Keywords: pumices, dacite, plagioclase, olivine, glass, microlite.

Введение. Проблема кислого магматизма в истории формирования земной коры остается до сих пор в той или иной степени спорной, в частности для зон современного островодужного вулканизма. Представления о генезисе островодужных кислых пород известково-щелочного типа основаны на базе многочисленных геологических и экспериментальных работ, проведенных разными исследователями в разное время в пределах Курило-Камчатского вулканического пояса [Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Остапенко, 1970; Балеста, 1991; Бабанский и др., 1983; Злобин, 1987; Селянгин, 1987; Фролова, Бурикова, 1991, 1992, 1997; Шеймович, Патока, 2000].

Особое место занимают исследования вулканов, образующих низкокалийевые известково-щелочные серии с характерными глубинными включениями — алливалитами, которые выносятся к поверхности на заключительном этапе роста вул-

канической постройки [Кутыев, Шарапов, 1979; Дриль, 1988; Сывороткин, 1991; Фролова, Бурикова, 1991; Бурикова, Парфенова, 2013]. В пределах Курило-Камчатской дуги к этому типу относится ряд крупных вулканов: Менделеева (о. Кунашир), Заварицкого (о. Симушир) и Ксудач (п-ов Камчатка), которые характеризуются концентрически-зональным строением и, как правило, состоят из двух и более древних сомм и взорванного (иногда частично) центрального конуса с кальдерой, заполненной озером или экстрезивным куполом.

Глубинные сейсмические исследования [Злобин, Злобина, 1991] показали, что мощность земной коры в пределах Курильской дуги довольно выдержана по простиранию (25–30 км), незначительно увеличиваясь на север по направлению к Камчатке до 35 км и в южном направлении (к Японии) до 40 км. Однако глубокие поперечные разломы, фиксируемые проливами и зонами по-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, канд. геол.-минерал. н., доцент; *e-mail:* ovr@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, канд. геол.-минерал. н., ст. науч. с.; тел. 8(495)939-29-71.

³ Институт геохимии имени В.И. Вернадского СО РАН, канд. геол.-минерал. н., зав. лабораторией; *e-mail:* sdril@igc.irk.ru

вышенной сейсмической активности [Мархинин, 1967], делят Большую Курильскую дугу на три звена с эшелонированным расположением островов: северное звено (группа островов вблизи Камчатки), центральное звено — группа островов в центральной части дуги и южное звено, объединяющее три наиболее крупных острова на северо-восток от Хоккайдо. Именно эти поперечные тектонические структуры определяют положение вулканов низкокалийевого известково-щелочного типа.

Изучение петрологии таких вулканов показало, что в них проявления кислого магматизма развиты локально, связаны исключительно с завершающей стадией формирования вулканических построек и наследуют при этом все петрохимические особенности серии в целом [Дриль, 1988; Фролова, Бурикова и др., 1992, 1997; Бурикова, Парфенова, 2013]. Среди кислых пород преобладают разности дацитового или переходного андезито-дацитового состава, составляющие в целом не более 10%. Рассмотрены особенности эволюции низкокалийевого вулканизма вулкана Заварицкого, расположенного в центральной части Курило-Камчатской островной дуги, где мощность подстилающей коры минимальна.

Вулкан Заварицкого представляет собой классический вариант постройки центрального типа, состоящей из двух сомм и частично взорванного центрального конуса с кальдерой, заполненной озером с небольшим экстрезивным куполом. В основании постройки базальты тесно ассоциируют с андезибазальтами и слагают первую сомму. Андезиты и более кислые разности появляются на стадии образования второй соммы с резким возрастанием explosивности и образуют шлаковые и пемзовые слои общей мощностью до 100 м. Центральный конус, завершающий вулканический цикл, венчается толщей андезито-дацитовых игнимбритов мощностью 12–15 м, здесь коэффициент explosивности увеличивается до 100%, что свидетельствует о повышении количества летучих в расплаве по мере эволюции вулкана. Кремнекислотность пород вулкана колеблется от 51 до 67% SiO_2 . На всех петрохимических диаграммах эти различия отражаются в смене толеитовой тенденции на известково-щелочную. Серия вулкана Заварицкого по петрохимическим свойствам относится к низкокалийевому известково-щелочному типу. Плавное и закономерное изменение состава пород определяет эволюцию вулкана.

Исследованы минеральный состав и процесс кристаллизации дацитовых пород, завершающих вулканический цикл, выполнено их сравнение с породами более основного состава.

Петрография базальтов, андезибазальтов и андезитов ранее детально изучена одним из авторов статьи [Дриль, 1988]. Андезиты и дациты появляются только в верхних частях разреза, где в составе второй соммы слагают шлаковые и

пемзовые слои разной мощности — от нескольких метров до нескольких десятков метров, хотя общая мощность пачки не превышает 100 м. Образцы дацитовых пемз отобраны из пород второй соммы вулкана Заварицкого, это самые кислые породы в ряду базальт–андезибазальт–андезит. Средние составы пород этой серии и анализ стекла дацита приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средний состав пород вулкана Заварицкого

Оксиды, минералы	Базальт	Андези-базальт	Андезит	Дацит	Стекло дацита
SiO_2	52,2	54,79	59,18	67,25	74,2
TiO_2	0,8	0,9	0,88	0,55	0,64
Al_2O_3	17,06	17,65	15,29	13,17	13,42
FeO	11,48	10,98	10,06	7,08	4,37
MnO	0,19	0,18	0,21	0,15	0
MgO	5,26	3,25	2,46	1,26	0,62
CaO	10,05	9,07	6,43	4,14	2,85
Na_2O	2,59	3,14	4,03	3,9	1,44
K_2O	0,3	0,35	0,53	0,53	0,9
P_2O_5	0,04	0,04	0,07	0,05	0
ппп				0,5	
Σ	99,97	100,35	99,14	99,5	98,44
Qtz	0,92	4,89	10,56	27,07	52,17
Or	1,77	2,07	3,13	3,13	5,32
Ab	21,92	26,57	34,1	33	12,19
An	34,04	33,03	22,07	16,59	14,14
Di	13,06	9,96	8,02	3,13	0
Hу	26,65	22,03	19,42	13,89	8,51
Il	1,52	1,71	1,67	1,04	1,22
Ap	0,09	0,09	0,16	0,12	
C					4,9
Σ	99,97	99,35	99,13	97,97	98,45

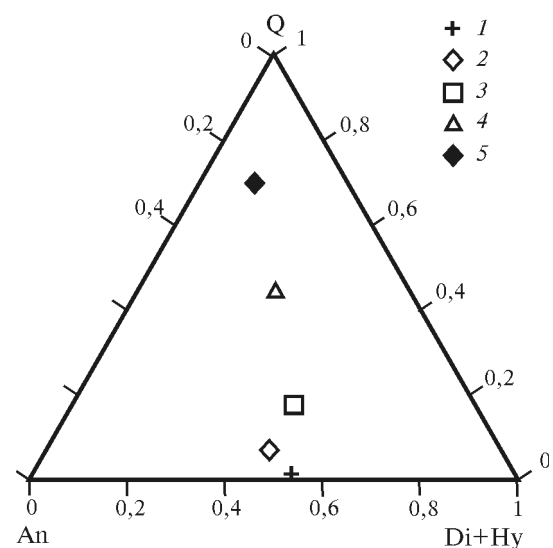


Рис. 1. Средние составы базальтов (1), андезибазальтов (2), андезитов (3), дацитов (4) и стекол дацитов (5), рассчитанные на нормативное количество по методу CIPW

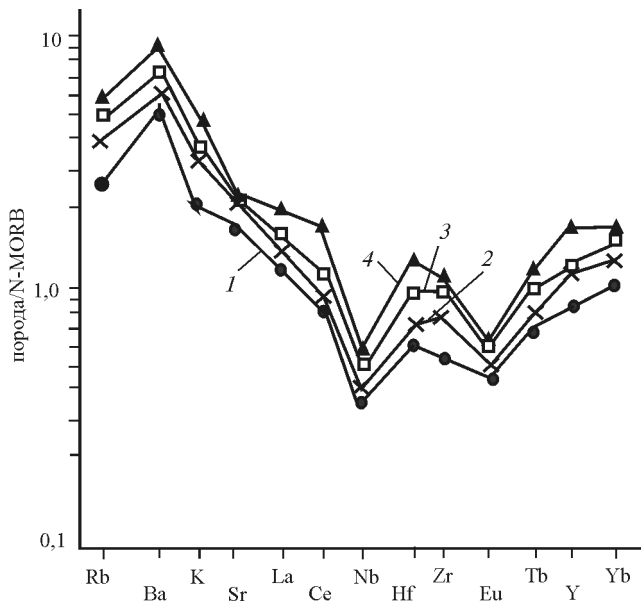


Рис. 2. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Pearce, 1987], в породах вул. Заварицкого (о. Симушир): 1 – базальты, 2 – андезиты, 3 – андезидациты, 4 – дациты

Петрохимическая характеристика пород.

Результаты пересчета средних составов пород на миналы по методу CIPW показаны на рис. 1. Установлено высокое (20%) содержание анортита в стеклах дацитов при содержании $SiO_2 \sim 70\%$. Полученные результаты отличаются от реального (модального) минерального состава пород, в которых присутствует оливин. Кварц и ортоклаз в дацитах отмечены только в стекловатой основной массе.

Микроэлементный состав пород. По химическому составу серия пород вулкана Заварицкого относится к низкокалийевому известково-щелочному типу (табл. 1, рис. 1). В отличие от близких им по составу толеитовых серий породы характеризуются меньшим содержанием суммарного железа и титана и полностью аналогичны составу среднего тихоокеанского андезита (за исключением пониженного содержания калия). Низкокалийевые известково-щелочные серии, в отличие от толеитового типа, характеризуются небольшим повышением железистости и щелочности, в то время как их микроэлементный состав близок к низкокалийевым андезитам толеитовых серий. Распределение редкоземельных (РЗЭ) элементов (табл. 2, рис. 2), нормализованных по N-MORB [Pearce, Cann, 1987], в породах серии показывает, с одной стороны, определенное сходство в положении максимумов Rb и Ba и минимумов Ta и Nb с толеитовой серией, с другой — отношение K/Rb достаточно высоко для толеитового типа. Характерно также невысокое отношение La/Yb, что отражает низкую степень фракционирования РЗЭ.

Отрицательная Eu-аномалия выражена на всех спектрах, в более кислых породах она более четкая и связана, вероятнее всего, с фракционировани-

Таблица 2

Содержание редких элементов в породах вулкана Заварицкого

Элементы	Базальт	Андезит	Андезидацит	Дацит
SiO ₂	54,89	58,54	63,54	68,24
Rb	4,6	7,6	9,3	11,1
Ba	104	99	140	186
La	3,5	3,3	4,9	6,4
Ce	9,4	8,8	13,3	16,9
Nd	7,7	7,5	13	13,5
Sm	2,6	2,8	3,9	4,5
Eu	0,99	1,20	1,38	1,5
Tb	0,66	0,89	0,99	1,16
Yb	2,91	3,48	4,65	5,12
Lu	0,43	0,51	0,64	0,78
Y	28	36	39	48
Zr	49	61	91	115
Hf	1,51	1,82	2,4	3,25
Nb	1,6	1,6	2,5	2,3
Sr	274	247	240	199

ем плагиоклаза [Балашов, 1977]. Отрицательная Nb-аномалия отчетливо выражена для всех типов пород, что типично для пород островодужных серий; общий уровень обогащения несовместимыми микроэлементами возрастает по мере увеличения кремнекислотности пород.

Повторение общей формы спектров для всех пород серии позволяет предполагать, что они являются дифференциатами одной родоначальной магмы.

Минеральный состав пород всей серии, несмотря на разный химический состав, очень близок: плагиоклаз, оливин, орто- и клинопироксен, титаномagnetит, вулканическое стекло. Во вкрапленниках отсутствуют кварц, калиевый полевой шпат и гидроксилсодержащие минералы даже в наиболее кислых членах серии.

Пемзы на 65–70% состоят из пористой стекловатой основной массы, размер пор от очень мелких до 150 мкм. Микролиты представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном. Эти же минералы образуют и вкрапленники, среди которых отмечены единичные зерна ортопироксена. Для всех минералов-вкрапленников и микролитов характерна хорошо выраженная разнообразная зональность.

Вулканическое стекло. Под микроскопом четко выделяются два вида стекла, хорошо различающиеся по цвету, — коричневое и бесцветное, это могло бы указывать на ликвационные процессы в расплаве, обогащенном флюидами, или на смешение расплавов разного состава. Однако наблюдения под электронным микроскопом показали другую

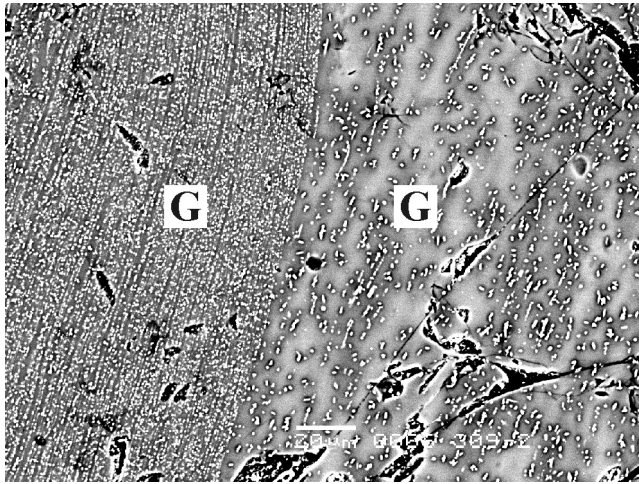


Рис. 3. Фото стекла дацита, видна граница двух стекол, раскристаллизованных в разной степени. Здесь и далее G — стекло

причину разной окраски стекол (рис. 3). В левой части рисунка стекло раскристаллизовано, состоит из мельчайших кристаллитов с хорошо выраженной ориентировкой и имеет светло-коричневый цвет; в бесцветном стекле на правой части рисунка кристаллитов значительно меньше, они могут и полностью отсутствовать (рис. 4, табл. 3). Бесцветные стекла часто образуют тонкие полосы в коричневом стекле. Раскристаллизация бесцветного стекла часто начинается с появления концентрических обособлений вокруг центров кристаллизации, представленных каким-либо минералом или скоплением минералов (рис. 5) с образованием участков пилотакситовой структуры.

Микрозондовые исследования минералов и стекол выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на растровом электронном микроскопе «Jeol» (JSM-6480LV) в режиме наблюдения высококонтрастного изображения в отраженных электронах. Локальный количественный анализ химического состава минералов и стекол проводили при ускоряющем напряжении 15 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 нА с помощью приставки для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа «Inca Energy-350». Время накопления спектра составляло 100 с.

Все анализы по петрогенным элементам сходны. Состав микролитов из-за их размера точно определить невозможно, предположительно это клинопироксены.

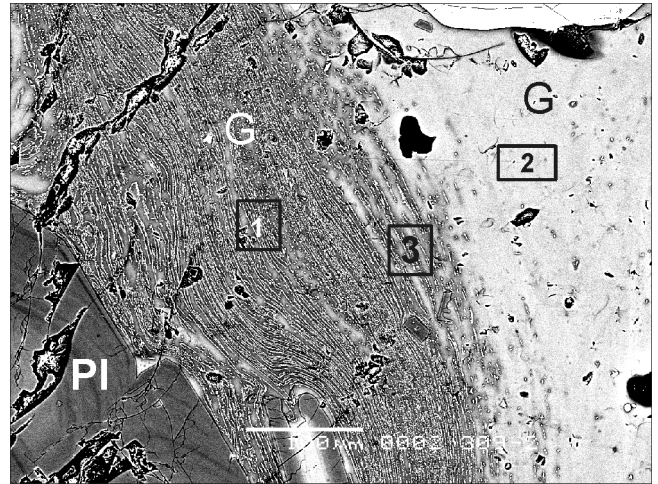


Рис. 4. Фото флюидального стекла дацита: 1, 2 — участки микрозондовых определений состава стекла; 3 — участок, где проведено суммарное определение двух стекол, имеющих разную окраску (табл. 3). Здесь и далее ОI — оливин, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, An-% — содержание анортитового компонента в плагиоклазе, Di — диопсид, Ну — гиперстен, En — энстатит, Wo — волластонит, Fo — форстерит, Fa — фаялит

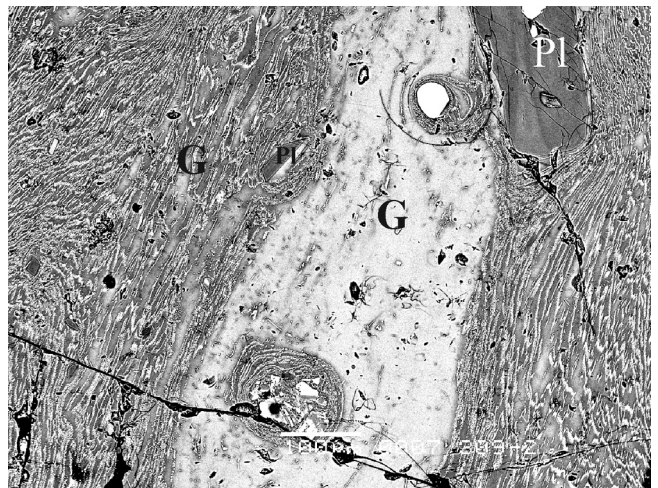


Рис. 5. Фото стекла дацита. В нераскристаллизованном стекле наблюдаются участки концентрической пилотакситовой структуры вокруг сростка микролитов плагиоклаза и рудного минерала

Плагиоклазы. Вкрапленники плагиоклазов обычно идиоморфны, их размер может достигать 2 мм, характерна колеблющаяся зональность (рис. 6). Диапазон колебания составов таких плагиоклазов небольшой — 6% An (табл. 4, анализы 8 и 9). Другая разновидность вкрапленников плагиоклазов — идиоморфные зерна со сложной зональностью, часто называемой пятнистой (рис. 7),

Таблица 3

Состав стекол дацитов

Номер точки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Σ
1	75,47	0,37	13,36	3,22	0,00	0,38	2,91	1,01	0,91	0,15	97,77
2	74,20	0,64	13,42	4,37	0,00	0,62	2,85	1,44	0,95	0,18	98,68
3	73,94	0,35	13,17	4,50	0,00	0,82	3,02	0,96	0,95	0,13	97,83

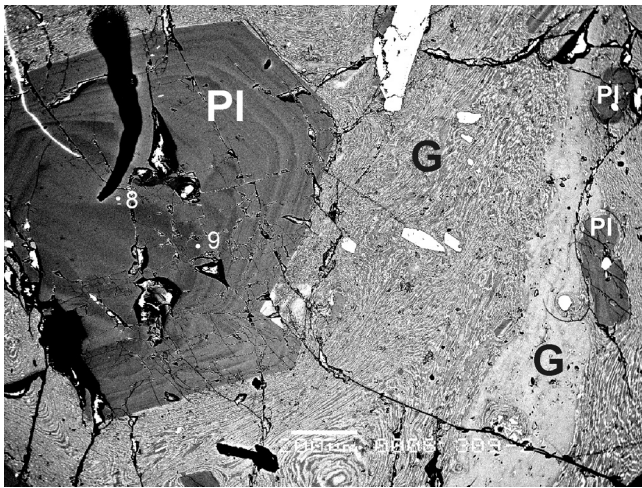


Рис. 6. Фото вкрапленника плагиоклаза с осцилляционной зональностью (8, 9 — точки анализа, табл. 4)

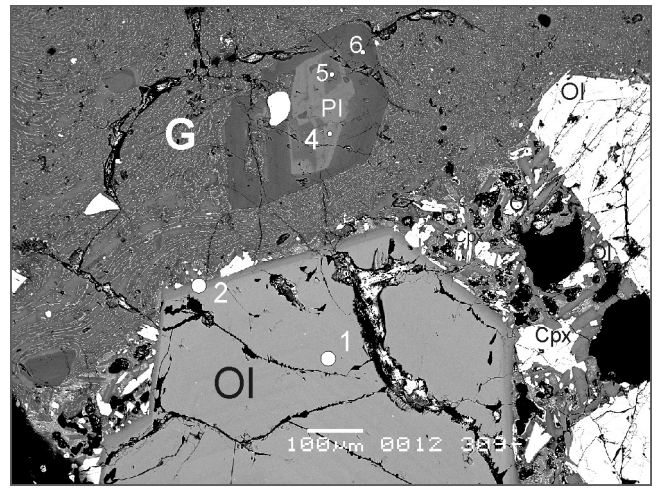


Рис. 7. Фото вкрапленников плагиоклаза с пятнистой зональностью (4, 5, 6 — точки анализа, табл. 4), а также вкрапленника слабозонального оливина (1, 2 — точки анализа, табл. 5)

размер таких зерен 0,6–0,7мм. Внутреннее более основное ядро (An 77) «вложено» в повторяющую его контуры кайму (An 52). Пятно внутри ядра имеет состав An 64 (табл. 4, анализы 4–6).

Таблица 4

Состав зональных плагиоклазов дацитов

Номер точки	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	%An*
1	43,94	35,51	0,68	19,70	0,63	0,00	100,46	98,00
2	44,52	35,47	0,59	19,25	0,56	0,00	100,38	95,00
3	48,98	31,98	0,99	16,06	2,60	0,00	100,62	79,00
4	49,13	32,31	0,70	15,67	2,85	0,00	100,66	77,00
5	52,49	29,71	0,55	13,05	4,18	0,00	99,99	64,00
6	55,15	27,73	0,66	10,70	5,34	0,00	99,58	52,00
8	55,42	28,06	0,47	11,01	5,25	0,00	100,20	53,00
9	56,89	26,71	0,29	9,66	5,73	0,12	99,39	47,00

* Здесь и далее %An — содержание анортитового компонента в плагиоклазе.

Зональные плагиоклазы микролитов характеризуются самым высоким содержанием анортита (табл. 4), они очень мелкие (0,05–0,06 мм), обычно имеют неправильную форму и неровные края и могут образовывать скопления зерен, вокруг которых, как на затравке, происходит образование кристаллитов в основной массе, т.е. они кристаллизовались раньше или почти одновременно с раскристаллизацией основной массы (рис. 8, табл. 4, анализы 1–3). Резорбционные контакты между зонами отсутствуют, отмечена ступенчатая зональность с перепадом состава 18% An. Присутствуют также удлиненные лейстовидные плагиоклазы со слабовыраженной прямой зональностью.

Самое высокое содержание анортитового минерала в зональных плагиоклазах базальтов вулкана Заварицкого составляет 81%, в андезибазальтах — 75%, в андезитах — 62%. Микролиты плагиоклазов во всех этих породах существенно более кислые (в базальтах содержится 50% An, в андезибазальтах и

андезитах — 38%). В дацитовых пемзах содержание 98% An отмечено в зональном микролите, а состав зон во вкрапленниках плагиоклазов колеблется от 77 до 47%.

Оливины. Вкрапленники оливина образуют идиоморфные зерна размером до 1 мм, характеризуются слабовыраженной зональностью — обычно имеют однородное незональное ядро и узкую кайму по краю всего зерна (рис. 7, табл. 5, анализы 1, 2). В отличие от вкрапленников зерна оливинов в основной массе имеют размер несколько сотых долей миллиметра, неправильную форму (рис. 9, анализы 3–6), зональны с более магниезильным ядром (табл. 5). Отметим, что мелкие оливины окружены стеклом кислого состава, из которого, по-видимому, кристаллизовались. Содержание форстеритового компонента в зональных микролитах оливина меньше (анализы 3–6), чем во вкрапленниках, при этом анализы 3 и 5 соответствуют центрам мелких зерен, анализы 4 и 6 — краям этих зерен: анализы 1 и 2 — вкрапленники, а 3–6 — микролиты. Для оливинов вкрапленников и микролитов характерна только прямая зональность.

Таблица 5

Состав зональных оливинов в дацитах

Номер точки*	SiO ₂	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Σ	Fo**	Fa**
1	38,20	22,32	0,37	38,70	0,27	0,00	99,86	75,00	25,00
2	37,17	26,48	0,43	35,13	0,28	0,18	99,67	70,00	30,00
3	38,08	25,18	0,41	36,51	0,28	0,00	100,47	72,00	28,00
4	35,47	34,31	0,58	27,97	0,25	0,00	98,58	59,00	41,00
5	37,47	27,38	0,57	34,71	0,23	0,00	100,36	69,00	31,00
6	35,99	32,66	0,53	30,61	0,28	0,21	100,27	63,00	37,00

* 1, 2 — вкрапленники; 3–6 — микролиты; ** здесь и далее Fo — форстерит, Fa — фаялит.

Пироксены. Для клинопироксенов характерна подобная же закономерность — более мелкие зерна клинопироксенов резко зональны в отличие от

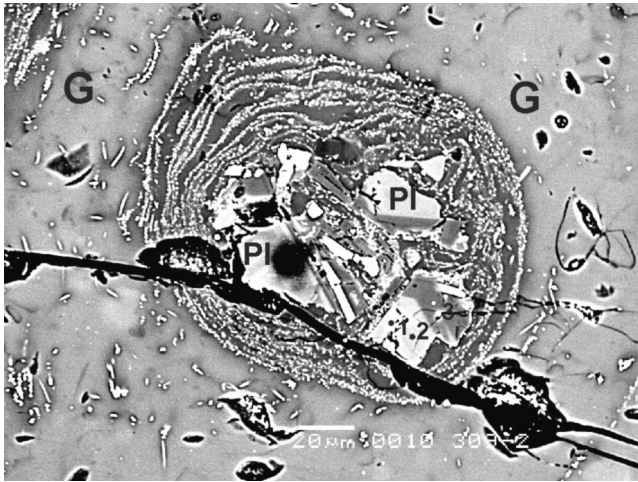


Рис. 8. Фото сростка микролитов плагиоклаза. Одно из зерен (точки 1–3) имеет ступенчатый характер зональности (табл. 4)

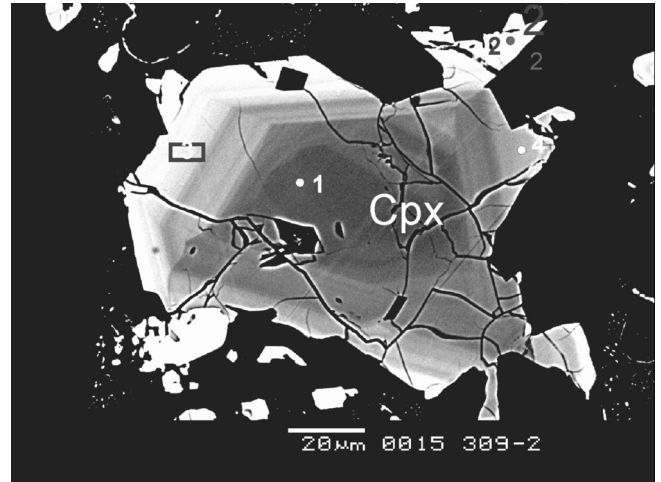


Рис. 9. Фото микровкрапленника (микролита) клинопироксена неправильной формы с резко выраженной зональностью (табл. 6)

вкрапленников. На рис. 9 показан такой зональный пироксен неправильной формы размером ~0,1 мм, состав зон приведен в табл. 6, анализы 1–4. Состав краевой зоны этого пироксена (анализ 2) по содержанию CaO близок к пижонитам. Пироксены пижонитового ряда отмечены и в базальтах [Дриль, 1988]. Размер самых мелких микролитов составляет несколько сотых или тысячных долей миллиметра, они имеют неправильную форму и занимают промежутки между более крупными. Некоторые кристаллики (футляровидные) имеют причудливую форму (рис. 10), например, куполовидные со свисающими «ножками» (табл. 6, анализы 5, 6). Именно этот пироксен имеет самое высокое содержание MgO (54,4% En). В изученных пемзах ортопироксены обнаружены только как реликтовые пятна в крупном зерне клинопироксена (рис. 11, табл. 6, анализ 9). Вкрапленники клинопироксенов имеют размер 0,5–0,7 мм, идиоморфные очертания и слабовыраженную зональность (рис. 12, табл. 6, анализы 7, 8).

Результаты исследований и их обсуждение. В породах ряда базальт–андезитбазальт–андезит–дацит главные породообразующие минералы — плагио-

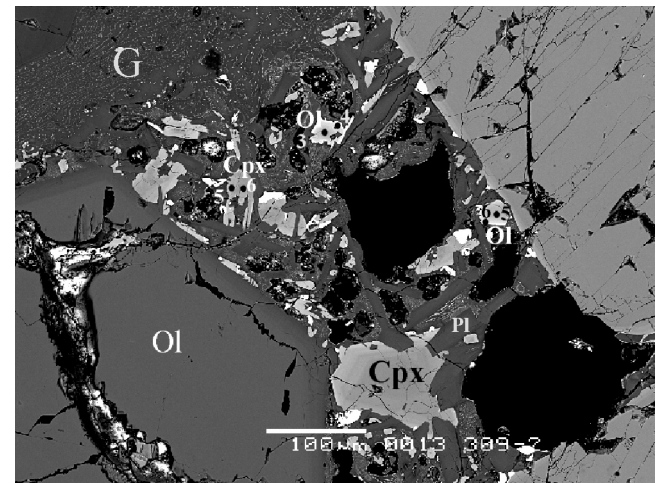


Рис. 10. Фото микролитов клинопироксена и оливины разнообразной формы в основной массе дацита (оливин — анализы 3–6, табл. 5, клинопироксен — анализы 5, 6 в табл. 6). Черное — поры

клазы, оливины и пироксены, при этом перечень минералов во вкрапленниках и в основной массе одинаков. Все эти минералы зональны.

Таблица 6

Состав зональных пироксенов в дацитах

Номер точки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Σ	En*	Fo*	Wo*
1	51,02	0,38	2,64	8,32	0,00	15,32	21,54	0,17	99,39	43,2	13,2	43,6
2	48,75	0,81	3,30	23,49	0,75	16,19	6,23	0,00	99,52	47,8	38,9	13,2
3	47,34	1,00	5,15	14,49	0,00	14,11	16,62	0,28	99,00	41,3	23,8	34,9
4	51,30	0,44	2,40	12,53	0,32	15,39	17,87	0,18	100,44	43,7	19,9	36,4
5	53,16	0,32	1,45	14,98	0,38	19,53	11,02	0,21	101,04	54,4	23,4	22,2
6	49,16	0,66	4,50	13,21	0,41	13,27	19,09	0,19	100,48	38,6	21,6	39,8
7	51,46	0,33	1,52	12,99	0,67	12,92	19,65	0,31	99,85	37,7	21,2	41,0
8	51,24	0,35	1,52	14,19	0,68	12,67	18,79	0,31	99,76	37,1	23,3	39,6
9	51,14	0,30	0,80	27,33	1,31	18,02	1,71	0,00	100,61	52,2	44,3	3,5
11	51,26	0,34	0,84	16,73	0,86	11,72	18,57	0,35	100,67	34,0	27,3	38,7
12	51,46	0,22	1,27	14,53	0,82	12,98	19,07	0,30	100,65	37,3	23,4	39,4

* Здесь и далее En — энстатит, Fo — форстерит, Wo — волластонит.

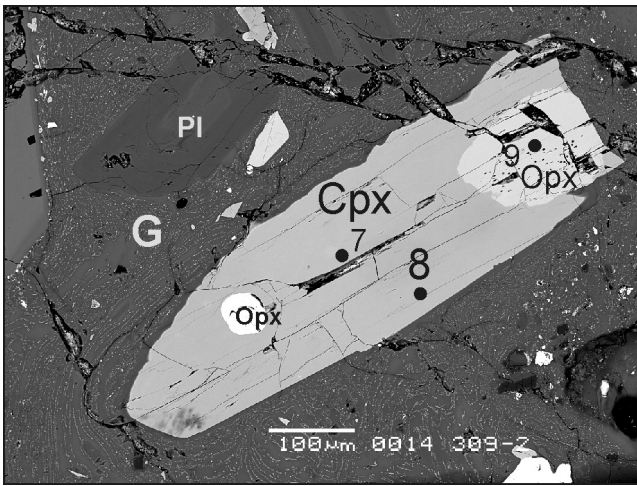


Рис. 11. Фото вкрапленника клинопироксена с реликтовыми «пятнами» ортопироксена (Opх) (табл. 6)

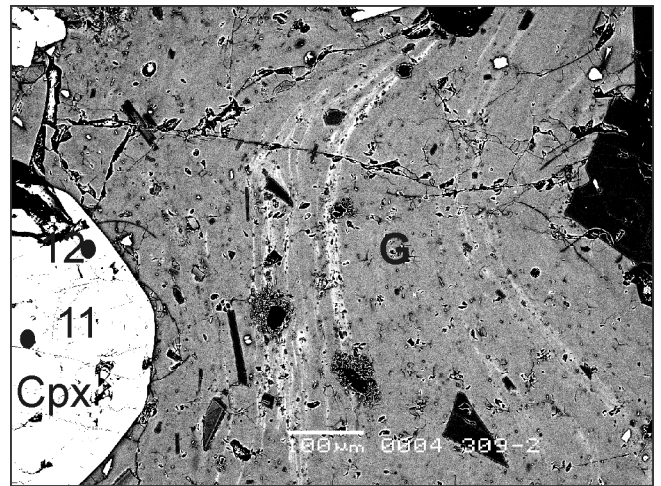


Рис. 12. Фото вкрапленника слабозонального клинопироксена (табл. 6)

Существование одинаковых парагенезисов минералов (оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз), а также отсутствие водосодержащих минералов (роговая обманка и биотит) в породах ряда базальт–андезит–дацит не является обычным явлением [Фролова, Бурикова, 1997]. Вероятно, это можно было бы объяснить не только фракционной кристаллизацией, если бы не полнейшая аналогия с породами ряда базальт–андезит–дацит вулкана Малый Семячик на Камчатке, детальнейшим образом описанными О.Б. Селянгиным [Селянгин, 1987]. Несомненно, другие причины (смещение разогретых расплавов, контаминация кристаллизующейся магмы посторонним или родственным веществом, ее локальное переохлаждение) могут иметь место, но вряд ли они могут быть определяющими в рассматриваемом случае.

Для изученных нами пористых пемз характерно крайне неравномерное распределение вкрапленников, особенно микролитов всех минералов. Скорее всего, это связано с важной ролью большого количества летучих компонентов на стадии формирования основной массы породы. В породе много стекловатых участков с единичными микролитами (рис. 5) и участков с хорошо раскристаллизованной основной массой и обилием микролитов (рис. 10), которые обычно приурочены к местам скопления вкрапленников.

Причинам появления зональности посвящено много работ [Ruprecht, Worner, 2007; Pearce, Kolisnik, 1990]. Наиболее информативны из всех минералов плагиоклазы. Состав плагиоклаза обладает высокой чувствительностью к температуре, давлению и содержанию воды в расплаве. Важную роль играет также очень медленная взаимная диффузия Si и Al, поэтому плагиоклаз может сохранять в своей зональности историю развития магматического очага. [Scherbakov et al., 2011]. Детально изучена зональность не только вкрапленников, что чаще всего встречается в работах по зональ-

ности, но и одноименных минералов — микролитов плагиоклаза, оливина и клинопироксена. В них зональность проявлена наиболее четко, что, вероятно, связано с образованием микролитов и кристаллитов в основной массе в верхних частях каналов или на поверхности в самых неравновесных условиях. При этом из кислого остаточного расплава кристаллизовались плагиоклазы с наиболее высоким содержанием анортита, а также оливины и клинопироксены.

Несмотря на высокое содержание SiO_2 в дацитовых пемзах, кварц и калиевонатриевый полевой шпат отсутствуют как во вкрапленниках, так и в основной массе, отсутствуют также водосодержащие минералы. По-видимому, во всем интервале глубины магма не достигала субэвтектического состава, так как нормативные кварц и калиевый полевой шпат входят в состав стекла. Отсутствие водосодержащих минералов свидетельствует, скорее всего, о высокой температуре кристаллизации, превышающей предел устойчивости водных фаз, а не о бедности расплава водой, так как пемзы содержат до 70% пор.

Состав кристаллизующегося плагиоклаза в магматической системе сильно зависит от состава сосуществующего расплава, температуры и активности воды [Ariskin et al., 1993; Housh, Luhr, 1991; Plechov, Gerya, 1998; Putirka, 2005] и почти не зависит от литостатического давления [Lange et al., 2010].

В пемзах вкрапленники плагиоклаза имеют два типа зональности — осцилляционную и пятнистую. Кристаллизация осцилляционных зон с постоянным составом требует постоянства температуры, состава расплава и содержания в нем воды. Многие авторы [L’Heureux, Fowler, 1994, 1996; Sibley et al., 1976; Tsune, Toramaru, 2007] объясняют небольшие вариации состава в осцилляционных зонах кинетическими причинами, например, неравномерным питанием растущего кристалла из-за разной скорости диффузии ком-

понентов кристаллизующегося минерала (Ca, Na, Si и Al для плагиоклаза). Формирование пятнистой (patchy) зональности [Vance, 1962] может быть связано с растворением (резорбцией) плагиоклаза, обычно вызванным декомпрессионным плавлением [Nelson, Montana, 1992].

Заключение. Изучение зональности вкрапленников и микролитов показало, что их кристаллизация происходила в разных условиях — на глубине для вкрапленников и в близповерхностных условиях для микролитов. Для минералов вкрапленников характерна только прямая зональность, часто с незональным центральным ядром. Наличие прямой и осцилляционной зональности, отсутствие обратной зональности свидетельствуют об однонаправленной последовательности изменения условий кристаллизации. Микролиты характеризуются более сложной зональностью (прямая, обратная, ступенчатая); при этом микролиты плагиоклаза могут иметь анортитовый состав, а

микролиты клинопироксена более магнезиальны, чем вкрапленники.

Кристаллизация таких нехарактерных для кислых расплавов минералов, как оливин, клинопироксен и плагиоклаз анортитового состава, описана в ряде вулканов базальт-дацитовой и базальт-риолитовой серий вулканов Камчатки [Селянгин, 1987]. Вероятно, в очень небольшом объеме остаточного расплава сохраняется достаточное количество элементов, необходимых для образования этих минералов, а высокая температура после потери летучих компонентов пемзами способствует появлению плагиоклазов анортитового состава. Возможно, во всех этих случаях определяющим является процесс фракционирования.

Авторы благодарят Е.И. Гусеву за помощь в микронзондовых исследованиях и В.Д. Щербакова за помощь в подборе литературы о зональности плагиоклазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 213 с.
- Балашов Ю.А.* Индикаторные возможности редкоземельных элементов в вулканических процессах // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
- Балеста С.Т.* Строение земной коры и магматические очаги областей современного магматизма Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 36–42.
- Бурикова И.А., Парфенова О.В.* Алливалиты как показатель фракционной кристаллизации низкокальциевых известково-щелочных серий островодужного типа // Геохимия. 2013. № 1. С. 38–49.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Дриль С.И.* Происхождение и эволюция островодужных андезитов на примере вулканов Заварицкого, Эбеко (Курильские острова) и Шивелуч (Камчатка): Автореф. канд. дисс. М., 1988. 16 с.
- Злобин Т.К.* Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток, 1987. 149 с.
- Злобин Т.К., Злобина Л.М.* Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1996. № 6. С. 24–35.
- Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.Н.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 196 с.
- Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967.
- Остапенко В.Ф.* Петрология кальдер Курильских островов (на примере кальдер Медвежьей и Заварицкого) // Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Новоалександровск, 1970. С. 159–176 (Тр. СахКНИИ; вып. 25).
- Селянгин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
- Сывороткин В.Л.* Ликвационная природа алливалитовых нодул в дацитовых пемзах вулкана Заварицкого на Курилах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 143–146.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Островодужный кислый вулканизм и его геологическое значение // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 11–19.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Андезитовый вулканизм в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 3–17.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 319 с.
- Шеймович В.С., Патока М.Г.* Геологическое строение активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 185 с.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Bumina G.S., Nelsen R.L.* COMOGMAT—a fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosci. 1993. Vol. 19, N 8. P. 1155–1170.
- Housh T.B., Luhr J.F.* Plagioclase–Melt Equilibria in Hydrous Systems // Amer. Mineral. 1991. Vol. 76, N 3–4. P. 477–492.
- Lange R.A., Frey H.M., Hector J.* A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hydrometer/thermometer // Amer. Mineral. 2010. Vol. 94, N 4. P. 494–506.
- L'Heureux I., Fowler A.D.* A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase // Amer. Mineral. 1994. Vol. 79, N 9–10. P. 885–891.
- L'Heureux I., Fowler A.D.* Dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase with nonlinear partition relation // Geophys. Res. Lett. 1996. Vol. 23, N 1. P. 17–20.
- Nelson S.T., Montana A.* Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression // Amer. Mineral. 1992. Vol. 77. P. 1242–1249.
- Pearce J.R., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 19. P. 290–300.
- Pearce T.H., Kolisnik A.M.* Observation of plagioclase zoning using interference imaging // Earth Sci. Rev. 1990. Vol. 29. P. 9–26.
- Pletchov P.Y., Gerya T.V.* Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium // Experiment in Geosci. 19987. Vol. 7, N 2. P. 7–9.

Putirka K.A. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase plus liquid equilibria: tests on some existing models and new calibration // *Amer. Mineral.* 2005. Vol. 90, N 2–3. P. 336–346.

Ruprecht P., Worner G. Variable regims in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolkano and Andahua cones // *J. Volcanology and Geothermal Res.* 2007. Vol. 165. P. 142–162.

Scherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 2011. Vol. 162. P. 83–99.

Sibley D.F., Vogel T.A., Walker B.M., Byerly G. Origin of oscillatory zoning in plagioclase — diffusion and growth controlled model // *Amer. J. Sci.* 1976. Vol. 276, N 3. P. 275–284.

Tsune A., Toramaru A. A simple model of oscillatory zoning in magmatic plagioclase: development of an isothermal undercooling model // *Amer. Mineral.* 2007. Vol. 92, N 7. P. 1071–1079.

Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning // *Amer. J. Sci.* 1962. Vol. 260, N 10. P. 746–758.

Поступила в редакцию
12.05.2015