

УДК 552.323.4(265.555)

И.А. Бурикова¹, Т.А. Емельянова², Е.П. Леликов³**ПЕТРОЛОГИЯ АНДЕЗИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)⁴**

Изучение вещественного состава андезитовой толщи на центральной подводной возвышенности Ямато и прилегающих структурах (Японское море) показало наличие двух разновозрастных комплексов андезитов, образующих две серии известково-щелочного типа: позднемиоценовой укороченной и олигоцен-миоценовой протяженной. При общем сходстве парагенезисов андезитов выявлены отличия в составе минеральных фаз, что указывает на разные условия их образования. Андезиты в сериях протяженного типа — результат процесса кристаллизационной дифференциации, в то время как андезиты в сериях укороченного типа обладают признаками неравновесности состава минеральных фаз, что отражает неоднородность исходного расплава, состав которого дискретно менялся, возможно неоднократно, в процессе кристаллизации.

Ключевые слова: Японское море, вулканизм, андезиты, геохимия, известково-щелочные серии, микронзондовые анализы минералов.

The geochemical investigation of the andesites sequence in the central Yamato Rise (Sea of Japan) revealed two calc-alkaline series: Late Cretaceous shortened and Oligocene-Miocene extended. Despite general similarity of parageneses, their mineral phases demonstrate principal differences implying different formation environments. Andesites of the extended-type series resulted from crystallization differentiation, while their counterparts from the shortened-type series display features of the non-equilibrium composition of mineral phases reflecting heterogeneous compositions of the primary melt.

Key words: Sea of Japan, volcanism, andesites, geochemistry, calc-alkaline series, microprobe analyzes of minerals.

Введение. Японское море отличается всесторонней изученностью среди окраинных морей Дальнего Востока. Многоплановые исследования морского дна активно проводились с 1970 по 1991 г. в многочисленных рейсах сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН [Васильев, Маркович, 1973; Леликов и др., 1980, 2001; Коновалов, 1984; Съедин, 1987; Берсенев и др., 1987; Леликов, Карп, 2004; Емельянова, 2008]. На основе этих данных созданы палеогеографическая, геодинамическая и геологическая карты дна Японского моря, которые легли в основу схем стратиграфии и магматизма. В рейсах проводили драгирование и отбор образцов с подводных возвышенностей, вулканических хребтов и построек материкового и островного склонов. Результаты их детального изучения легли в основу представлений о геодинамике, стратиграфии и магматизме впадины Японского моря от позднего мезозоя до голоцена.

В акватории Японского моря широко распространены разновозрастные вулканогенные породы. Они залегают в виде покровов на крупных возвышенностях, образуют хребты и отдельные вулканы в глубоководных котловинах и подразделяются на позднемиоценовой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-раннемиоценовый,

среднемиоцен-плиоценовый и плиоцен-голоценовый комплексы [Берсенев и др., 1987; Съедин, 1987; Леликов и др., 2001; Леликов, 2002а, б; Леликов, Карп, 2004; Леликов, Емельянова, 2007]. Вулканогенные породы этих комплексов подробно охарактеризованы авторами в ряде статей [Леликов и др., 2001; Емельянова, 2008; Емельянова, Леликов, 2010]. Наиболее доступны для изучения образования бордерленда и подводных возвышенностей, среди которых по площади и полноте разреза выделяется центральное плато Ямато. В настоящее время получены дополнительные данные о вулканитах отдельных комплексов, в частности, более детально изучены вулканиты позднемиоценового и олигоцен-раннемиоценового комплексов центрального подводного поднятия Ямато.

Методы исследований включали петрографическое изучение образцов вулканитов, химические анализы на петрогенные элементы, элементы-примеси, редкоземельные элементы (РЗЭ), выполненные рентгенофлуоресцентным методом XRF в Институте геохимии РАН, а также микронзондовые исследования породообразующих минералов и стекол в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ с использованием растрового

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, ст. науч. с.; e-mail: ovp@geol.msu.ru

² Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичёва ДВО РАН; e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru

³ Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичёва ДВО РАН; e-mail: lelikov@poi.dvo.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект № 09-05-98602) и ДВО РАН (проект № 09-III-A-07-320) и ФЦП «Мировой океан».

электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» (энергодисперсионная приставка INCA ENERGY-350, ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 нА, аналитик Е.В. Гусева). Фотографии пород и минералов выполнены в режиме отраженных электронов.

Геолого-структурное положение района исследований. Японское море находится в зоне сочленения разнотипных геологических структур — докембрийской платформы и фанерозойских подвижных поясов. Развитие структуры Японского моря сопровождалось магматизмом гомодромной направленности, нараставшим от докембрия до позднего мезозоя [Леликов, Карп, 2004; Леликов и др., 2001; Леликов, 2002а, б]. В палеогене здесь была суша с широко развитым средним и кислым известково-щелочным вулканизмом. С конца палеогена и особенно интенсивно в миоцене началось блоковое опускание впадины моря, что привело к расчленению его территории на поднятия с сохранившейся континентальной корой и более интенсивно переработанные котловины с океанической корой. Западная и восточные части современного Японского моря развивались по-разному в тесной связи с его обрамлением.

К основным морфоструктурам Японского моря относятся шельф, материковый склон, подводные возвышенности, глубоководные котловины и вулканические хребты [Васильев, Маркевич, 1973; Берсенев и др., 1987; Леликов и др., 1980, 2001; Леликов, 2002а, б]. Особое место в структуре моря занимает подводное центральное поднятие Ямато, представляющее собой относительно независимый стабильный блок в пределах геосинклинали системы Японии. Подводная возвышенность Ямато (рис. 1) имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении примерно на 350 км при ширине до 180 км и минимальной глубине моря 250 м. Вдоль подножия северного склона возвышенности проходит Ямагинский разлом, отделяющий ее от Центральной глубоководной котловины, над дном которой поверхность возвышенности поднимается на 2500—3000 м. Разлом отчетливо выражен в магнитном поле узкой полосой положительных аномалий (100—300 нТл).

В пределах возвышенности преобладают разломы северо-восточного простирания, образующие рифтогенную структуру трога Кита-Ямато и разделяющие эту возвышенность на три части: Северное и Южное

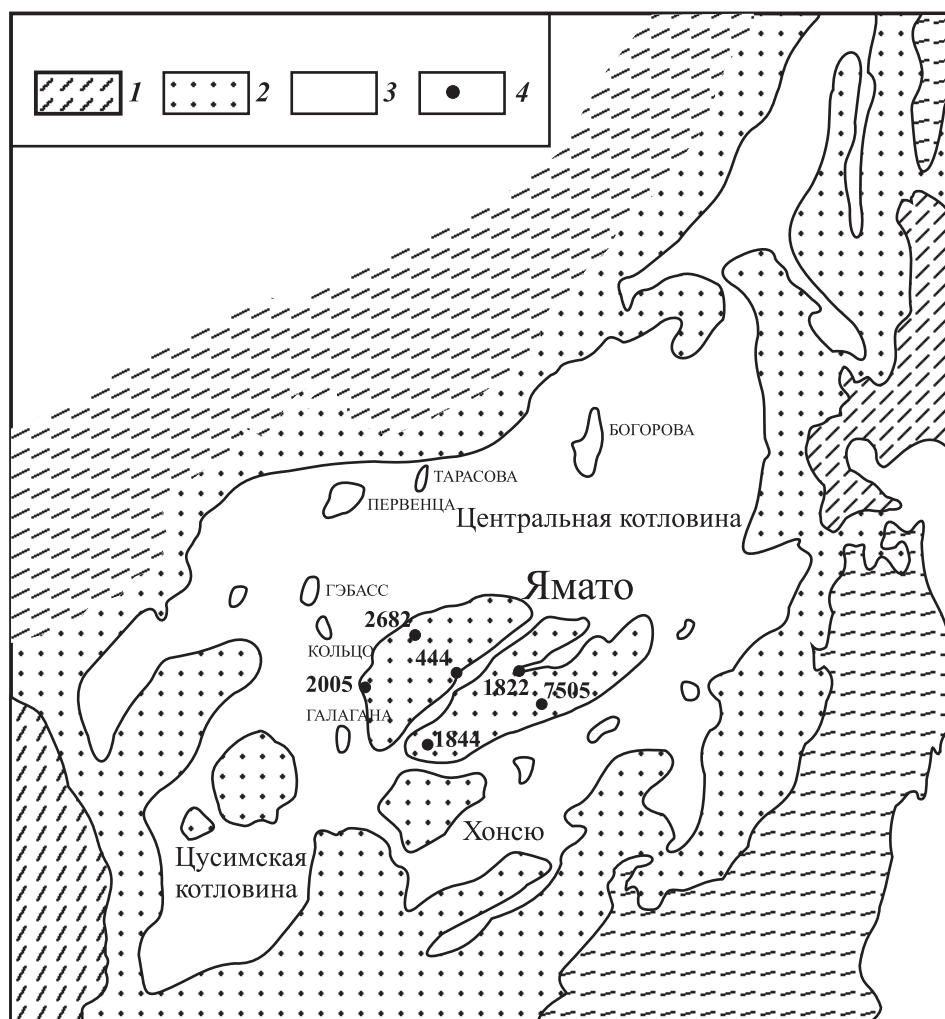


Рис. 1. Схема расположения структур Японского моря с разным строением земной коры: 1 — структуры обрамления с континентальным типом земной коры; 2, 3 — типы коры в пределах моря: 2 — континентальная (субконтинентальная), 3 — океаническая (субокеаническая); 4 — места драгирования и взятия образцов

Ямато и Такуе (рис. 1). В северо-западной части возвышенности Ямато разломы образуют трог меридионального простирания. К югу от Ямато расположена возвышенность Кито-Оки, также вытянутая в северо-восточном направлении на 125 км при ширине до 75 км, которая через седловину глубиной 1000 м соединяется с банкой Оки. Длина последней составляет 150 км, ширина 100 км, глубина 200—500 м. Северо-восточнее о-ва Оки расположен хр. Оки, вытянутый на 200 км и имеющий ширину до 50 км. Все эти структуры характеризуются корой континентального типа мощностью до 24 км.

В геологическом строении возвышенности Ямато участвуют разнообразные по происхождению и возрасту терригенные, вулканогенные, метаморфические и интрузивные породы, слагающие ее складчатый фундамент, которые перекрыты кайнозойскими отложениями осадочного чехла.

На Северном Ямато установлены метаэффузивы, филлиты и метапесчаники средне-позднепалеозойского возраста (355,9—240,3 млн лет), на восточной оконечности Южного хребта Ямато и на хр. Такуе — толща полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов, аналогичная пермским отложениям Южного Приморья, что позволяет отнести ее к верхнему палеозою.

Нижнемеловые отложения развиты как на Северном, так и на Южном хребтах Ямато, где образуют толщу аркозовых песчаников с прослоями алевропесчаников и алевролитов, содержащих палинокомплекс альбского возраста. На Южном Ямато установлена песчано-алевролитовая толща с палеоценовой палинофлорой, сформированной в континентальных условиях [Леликов и др., 1980]. Оligocen-нижнемеловые отложения на возвышенности Ямато (слаболитифицированные туфы, туфодиациты, туффиты, туфо-песчаники, туфоалевролиты, гравелиты, конгломераты) содержат пресноводную диатомовую флору и палинокомплексы, это свидетельствует о том, что они образовались в континентальном озерном бассейне [Цой и др., 1985].

Геосинклинальный цикл развития поднятия Ямато завершился в конце пермского периода внедрением гранитоидов, затем последовал перерыв в осадконакоплении в мезозое, завершился цикл орогенезом. Интенсивный вулканизм (табл. 1) начался только в позднем мелу и продолжался в палеогене и миоцене, когда возвышенность Ямато представляла собой сушу [Евланов и др., 1977]. Вулканогенные породы широко развиты в пределах возвышенности, особенно на ее Южном хребте, где образуют покровы и постройки разного возраста. Наиболее ранний позднемеловой комплекс вскрыт на Южном хребте, где представлен андезитами и их туфами, в меньшей степени андезидацитами и дацитами, в то время как на Северном Ямато андезиты датируются палеогеном, а преобладающий базальт-андезитовый комплекс олигоценом—миоценом [Сьедин, 1987; Леликов, Емельянова, 2007;

Емельянова, 2008]. Резкое преобладание в разрезе Ямато андезитов послужило основанием для выделения этой толщи как андезитовой. Последующее проявление в миоцене базальтоидов в целом свидетельствует об антидромном характере магматизма поднятия Ямато.

Петрохимическая характеристика вулканитов. Изученные вулканические породы поднятия Ямато по химическому составу относятся к известково-щелочному типу нормальной щелочности с повышенным содержанием калия, что характерно для всех пород Японского моря (табл. 1). Наибольшую протяженность имеет олигоцен-миоценовый комплекс Северного Ямато, представляющий непрерывный ряд от базальтов до дацитов, в то время как позднемеловые вулканиты Южного Ямато представлены породами укороченного ряда среднекислого состава, сменяющимися олигоцен-миоценовым комплексом базальтов, что говорит об антидромной эволюции магматизма поднятия Ямато. Сравнение состава андезитов этих двух комплексов показывает их достаточно близкое химическое сходство. Их объединяет повышенная калиевоность, сравнительно высокое содержание глинозема (до 18%), суммарной щелочности (до 6,5%) и железа (до 10%) при низкой концентрации магния (табл. 1).

Однако позднемеловые андезиты Южного Ямато отличаются повышенным содержанием элементов группы железа, включая Cr и V. Геохимические спектры микроэлементов также близки между собой, образуя максимумы в распределении Rb, Ba, Sr при относительно пониженном содержании группы редких земель. В результате андезиты поднятия Ямато, причем независимо от возраста, образуют ярко выраженный Ta—Nb-минимум, который практически не проявлен в базальтах как самого поднятия Ямато, так и прилегающих глубоководных котловин (рис. 2). Для пород в целом характерен четко выраженный фракционированный спектр распределения P3Э (рис. 3), указывающий на преобладание легких земель (LREE) над тяжелыми (HREE). Значения отношений La/Sm и La/Yb, нормированных к хондриту [Anders, Grevesse, 1989], составляют 2,42—3,60 и 3,85—10,30 соответственно. Таким образом, особенности химизма меловых и олигоцен-миоценовых андезитов выражены довольно слабо и отражают, скорее, общую закономерность формирования поднятия.

Петрогенетические особенности андезитов проявлены ярче, чем химические. *Позднемеловые вулканиты* подняты при драгировании со склона Южного Ямато в интервале глубины 600—950 м и представлены риолитами, дацитами, андезитами и туфами андезито-дацитового состава [Евланов и др., 1977], абсолютный возраст которых оценивается в 103—64 млн лет. Андезиты этого комплекса представлены пироксен-плагиоклазовым парагенезом с порфировой структурой при резком преобладании (до 20%) плагиоклаза, образующего несколько генераций с большим разнообразием состава и морфологии зерен (с прямой и обратной

Таблица 1

Химический состав вулканических пород Ямато и прилегающих структур Японского моря

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
	2682	2005	444-5	1841	7505	1822	1895	1336
SiO ₂	47,94	63,80	61,07	49,48	62,15	53,50	61,29	69,56
TiO ₂	2,08	0,62	1,19	1,98	0,76	1,19	0,83	0,11
Al ₂ O ₃	17,93	15,78	14,59	14,20	15,09	16,06	16,48	9,42
Fe ₂ O ₃	10,85	4,97	7,49	9,99	6,31	9,04	6,20	4,84
MnO	0,12	0,12	0,14	0,09	0,10	0,13	0,16	0,12
MgO	3,05	1,38	2,36	5,94	2,26	3,89	2,86	3,10
CaO	10,66	4,64	4,16	8,66	5,76	8,66	5,25	0,35
Na ₂ O	3,94	3,92	4,26	3,18	3,60	3,37	3,89	3,26
K ₂ O	0,49	2,67	2,16	1,03	3,01	2,35	2,11	4,18
P ₂ O ₅	0,80	0,27	0,27	0,39	0,30	0,46	0,24	0,12
ппп	2,01	1,41	1,66	4,3	0,84	0,55	0,00	5,11
Сумма	99,87	99,58	99,35	99,24	100,18	99,20	99,09	100,17
Rb	0,8	89	63	26	93	13	64	169
Ba	439	900	830	983	881	1407	695	205
Sr	1185	620	507	489	559	976	509	64
Ni	57	6	7	159	82	124	7	10
Cr	342	18	10	313	106	307	16	16
Zn	394	128	170	159	138	390	159	99
V	44	97	97	283	180	62	168	69
Zr	29	243	364	166	157	22	171	135
Hf	10,3	5,8	8,3	4,2	4	8	4,6	4,9
Ta	0,1	0,5	0,8	1,75	0,56	0,1	0,5	0,87
Th	0,4	7,2	7,1	3,3	6,7	0,6	7,2	14
Nb	1,3	7,7	14,1	31,5	8,2	0,6	7,3	15,4
La	2,2	31,8	52,5	24,4	23,8	1,8	21,7	77,3
Ce	5,2	58,2	125,7	47,1	49,6	3,6	47,9	165,7
Pr	0,7	7,9	13,1	6,1	5,9	0,5	6	18
Nd	4,6	30,7	51,7	26,1	22,9	3,5	24,4	65,4
Sm	1,1	6,2	10,7	6,7	4,9	0,9	5,6	13,4
Eu	4,1	1,9	2,9	2,5	1,6	3,6	1,8	0,5
Gd	14,6	6,3	10,7	6,9	4,8	12,5	5,6	13,4
Tb	0,2	0,9	1,6	1,2	0,7	0,2	0,9	2
Dy	1,2	5,1	8,3	6,6	3,9	1,1	5,1	10,4
Ho	0,2	1	1,7	1,3	0,8	0,2	1,1	2
Er	7,5	3,1	4,6	3,7	2,3	7	3,1	5,7
Tm	0,1	0,4	0,6	0,5	0,3	0,1	0,4	0,7
Yb	6,7	2,9	4,1	3,4	4,2	6,6	2,9	5,1
Lu	0,1	0,4	0,1	0,5	0,6	0,1	0,5	0,7
Y	3,2	27,9	42,5	34,2	21,8	3,1	27,3	53

Примечания. 1–3 — Северное Ямато, олигоцен-миоценовый комплекс (1 — базальт, глубина 1500 м, 2 — андезидацит, глубина 1500 м, 3 — андезит, глубина 860–650 м); 4–6 — Южное Ямато, позднемиоценовый комплекс (4 — базальт, глубина 1300 м, 5 — андезидацит, глубина 500 м, 6 — андезибазальт, глубина 700 м); 7 — андезит, хр. Садо, глубина 420 м; 8 — дацит, хр. Оки, глубина, 500 м.

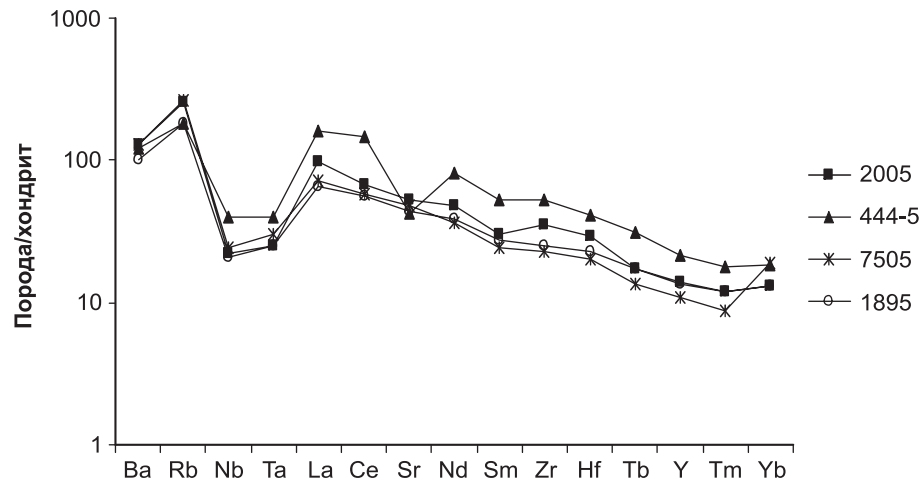


Рис. 2. Распределение микроэлементов, нормализованных по хондриту, в породах Японского моря. Номера анализов см. табл. 1

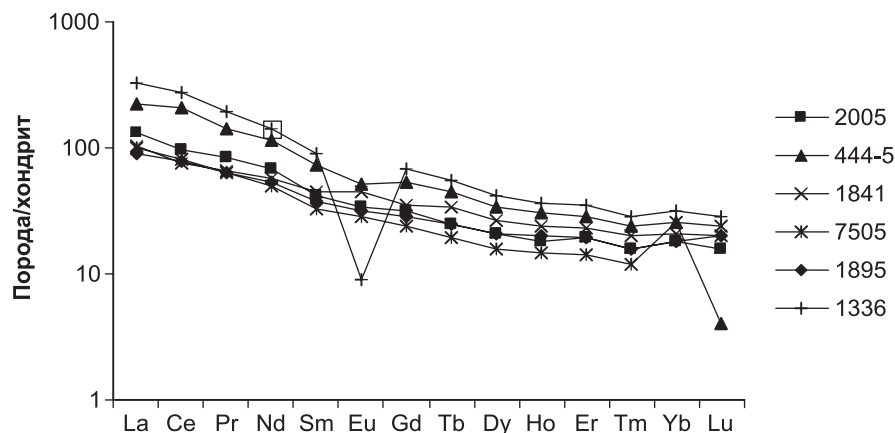


Рис. 3. Распределение РЗЭ, нормализованных по хондриту, в породах Японского моря. Номера анализов см. табл. 1

зональностью, в ряде случаев осцилляционной). Наиболее крупные вкрапленники, как правило, характеризуются колеблющейся зональностью с изменением состава от An_{88-71} в центре до An_{65} , с сохранением в краевой зоне прямой зональности (табл. 2, рис. 4, анализы 7, 8, 9, 10). В центре фиксируются точечные спектры An_{24} . Структура таких кристаллов неоднородная, ситовидная или пористая, пронизана тончайшими прожилками стекла по спайности и трещинкам отдельности, что указывает на неравновесные условия их кристаллизации на отдельных этапах роста либо на последующую резорбцию. Подобные явления описаны в андезитах современных вулканов [Газеев и др., 2004; Фролова, Бурикова, 1997] и воспроизведены экспериментально.

Однако наряду с описанными разностями в том же парагенезе одновременно присутствуют плагиоклазы как с прямой (рис. 4, б; табл. 2, анализы 13–14), так и с обратной зональностью (рис. 4, б; анализы 11, 12), но обычно меньшего размера. В наиболее крупных кристаллах центральные части полностью изменены и представляют собой пятнистый мелкочешуйчатый агрегат неоднородного состава (рис. 4, а, б) с внутренними порами, заполненными минеральными скоп-

лениями, среди которых отмечены кварц, калиевый полевой шпат и смесь как основного (An_{80}), так и кислого плагиоклазов. Краевые зоны таких кристаллов мало изменены и имеют отчетливую прямую зональность от An_{84} до An_{71} (рис. 4, а). Этот тип вкрапленников плагиоклаза, судя по составу неизменной оторочки, совпадает во времени с образованием центральных зон плагиоклазов с обратной зональностью (рис. 4, анализы 11, 12). Видимо, на этой стадии происходит выравнивание составов обоих типов вкрапленников.

Процесс кристаллизации плагиоклаза завершают разности с прямой зональностью, находящиеся в равновесии с расплавом, краевые зоны которых близки составу микролитов основной массы (рис. 4, б; табл. 2, анализ 15).

Таким образом, наличие двух типов вкрапленников плагиоклаза свидетельствует, с одной стороны, о неравновесности состава расплава, с другой — о многоступенчатости процесса кристаллизации. Намечается довольно сложная последовательность этого процесса, прерывистый характер которого в той или иной степени отражают колебания состава и температурного режима исходного расплава. На ранних

Таблица 2

Микрозондовые анализы плагиоклазов из андезитов позднемелового (образец 7505) и олигоцен-раннемиоценового комплексов (образец 2005)

Южное Ямато, образец 7505										
Оксиды	Pl ^I _с	Pl ^I _г	Pl ^{II}	Pl ^I _с	Pl ^I _м	Pl ^I _г	Pl ^I _г	Pl ^I _м	Pl ^I _с	Pl ^I _с
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	57,43	51,81	55,66	53,13	58,18	52,72	54,24	49,21	48,68	52,64
Al ₂ O ₃	28,01	30,94	26,23	29,90	26,60	29,98	29,22	32,18	33,34	30,18
FeO _{общ}	—	0,64	1,88	0,63	0,29	0,43	0,74	0,73	0,73	0,79
CaO	9,87	13,65	9,20	12,19	8,83	12,51	11,77	15,51	16,56	12,97
Na ₂ O	5,88	3,90	5,29	4,19	6,10	4,13	4,76	2,75	2,16	4,20
K ₂ O	0,62	0,22	0,96	0,41	0,77	0,32	0,40	0,18	0,15	0,24
Сумма	101,82	101,16	99,23	100,44	100,78	100,09	101,13	100,57	101,63	101,00
X _{An}	0,47	0,66	0,45	0,59	0,42	0,61	0,71	0,84	0,88	0,75
Южное Ямато, образец 7505						Северное Ямато, образец 2005				
Оксиды	Pl ^I _г	Pl ^I _с	Pl ^I _с	Pl ^I _г	Pl ^{II}	Pl ^I _с	Pl ^I _г	Pl ^{II}	Pl ^I _с	Pl ^I _г
Номер анализа	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52,82	58,32	49,05	51,51	54,06	52,97	53,27	55,79	52,08	55,09
Al ₂ O ₃	29,47	26,04	32,69	30,30	28,45	29,38	29,08	27,32	30,53	27,80
FeO _{общ}	0,73	0,37	0,50	0,75	0,97	0,60	0,95	0,81	0,67	0,92
CaO	12,26	8,19	15,62	13,19	11,37	12,85	11,70	9,91	13,48	10,54
Na ₂ O	4,35	6,34	2,63	3,86	4,94	4,19	4,71	5,64	3,75	5,22
K ₂ O	0,33	0,88	0,16	0,32	0,33	0,20	0,38	0,48	0,15	0,45
Сумма	99,96	100,13	100,65	99,93	100,11	100,19	100,08	99,94	100,66	100,04
X _{An}	0,73	0,56	0,69	0,44	0,33	0,62	0,57	0,48	0,65	0,51

Примечания. Pl^I_с — плагиоклаз, центр кристалла; Pl^I_г — край кристалла; Pl^{II} — плагиоклаз основной массы; Pl^I_м — плагиоклаз, промежуточная зона; X_{An} = Ca/(Ca+Na+K).

стадиях кристаллизовались плагиоклазы с обратной зональностью, ядра которых (An_{47–50}) имеют более кислый состав, отвечающий андезитам. Появление оторочки более основного состава и близких по составу микролитов (An₆₀) свидетельствует о повышении основности расплава, что в целом противоречит последовательному процессу кристаллизационной дифференциации, и это можно объяснить только механическим смешением относительно кислого расплава с более основным и сильнее разогретым базальтовым.

Изменение степени кислотности первичного расплава отражается, с одной стороны, в образовании аналогичной каймы, с другой — дает начало росту вкрапленников второго типа, обладающих уже прямой зональностью. Можно предположить, что часть вкрапленников второго типа с центральной перекристаллизованной зоной фиксирует начальную фазу кристаллизации первичного базальтового расплава (табл. 2, анализы 9, 10), подъем которого в дальней-

шем привел к смешению двух магм с наращиванием более кислых оторочек андезитового состава. Колебания состава плагиоклаза отмечаются не только во вкрапленниках, но и в микролитах основной массы от An₃₃ до An₅₀ (табл. 2, анализы 3, 15, 18) и в отдельных случаях до An₆₀.

Темноцветные минералы верхнемеловых андезитов характеризуются широким спектром, где наряду с клино- и ортопироксенами появляются амфиболы, частично, а иногда полностью измененные в процессе опацификации. Практически все пироксены, как и плагиоклазы, имеют зональное строение. Преобладает клинопироксен, нередко в виде ограненных кристаллов. Зональность четко выражена и часто носит обратный характер — железистое ядро и более магнезиальная промежуточная и краевые зоны (табл. 3; рис. 5, а–в). Сильно измененные вкрапленники при этом сохраняют зональную структуру. Промежуточная зона таких вкрапленников составляет до 80%, испытала перепис-

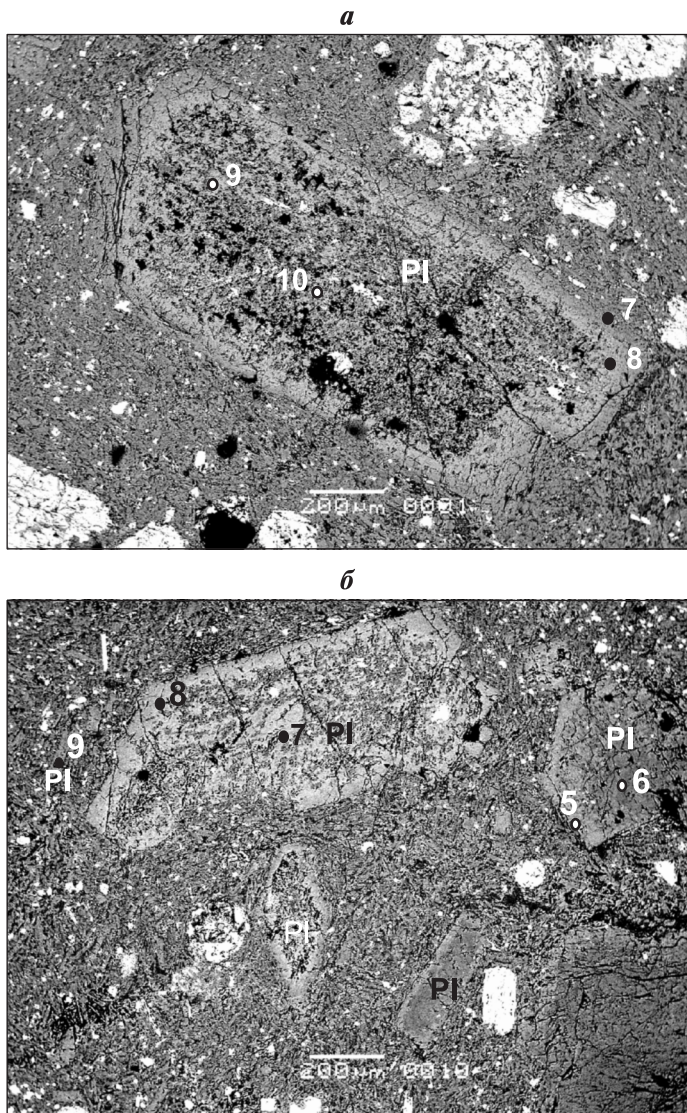


Рис. 4. Зональность плагиоклазов в андезитах Южного Ямато (образец 7505), табл. 2: *a* — крупный вкрапленник со сложной зональностью, с центральной измененной зоной и краевыми зонами (точка 7 — An_{84} и точка 8 — An_{71}) с прямой зональностью. В центре фиксируются точечные спектры (точка 9 — An_{88} , точка 10 — An_{24}); *b* — два вкрапленника с обратной (точка 5 — An_{73} , край, точка 6 — An_{56} , центр) и прямой зональностью (точка 7 — An_{69} , центр; точка 8 — An_{44} , край); лейсты в основной массе (точка 9 — An_{33})

таллизацию и представляет мелкозернистый агрегат плагиоклаза, ортопироксена, стекла, титаномагнетита, иногда отмечается кварц (табл. 3, рис. 5, *з*). Подобное разложение обычно характерно для амфиболов, что подтверждается формой некоторых зерен.

Отдельные вкрапленники ортопироксенов обычно находятся в гломеровых срастаниях с клинопироксенами и обладают аналогичной зональностью, т.е. железистое ядро и более магнезиальная краевая зона (табл. 3, анализы 7, 8). Основная масса стекловатая, с большим количеством микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, титаномагнетита.

Такой тип зональности темноцветных минералов — следствие повышения температуры в очаге в связи с поступлением более высокотемпературного базаль-

тового расплава и наличием окислительной среды. Так, в клинопироксенах тоже наблюдается увеличение кальциевой составляющей во внешней зоне вкрапленников. Сочетание этих разнообразных фактов указывает прежде всего на длительность этапа кристаллизации андезитов Южного Ямато с образованием минералов зональной структуры.

Роговая обманка встречается редко, как правило, опациitized (рис. 5, *д*; табл. 3), подвергнута резорбции и частично замещена пироксеном. Этот тип роговой обманки наиболее ранний среди темноцветных минералов и представляет, скорее всего, приликвидусную фазу. Это свидетельствует о высоком общем и водном давлении в отличие от классических андезитов, где амфиболы, как правило, более поздние и часто замещают пироксены.

Таким образом, минералогические и структурные особенности верхнемеловых андезитов Южного Ямато свидетельствуют о специфических условиях, связанных с неравновесностью их кристаллизации на отдельных этапах. Так, ситовидные или пористые структуры плагиоклазов, переполненные включениями стекла, говорят о термическом разложении при быстром росте и растворении. Обратная зональность в плагиоклазах может быть связана с уменьшением давления в ходе кристаллизации и увеличением активности H_2O , что возможно при возрастании температуры расплава или при росте концентрации кальция (при смешении расплавов). Изменения зональности магнезиальности и железистости в пироксенах также подтверждают возможность термического разложения, что в итоге приводит к образованию характерных, нередко концентрически зональных структур (рис. 5, *в*, *е*).

Олигоцен-раннемиоценовый комплекс (23—18 млн лет).

Вулканогенные породы этого возраста широко распространены в структурах Японского моря, по составу подразделяются на два комплекса (или толщи) — трахиандезитовый (свита Оки) и андезитовый.

Породы трахиандезитового комплекса наиболее широко распространены в южной части моря, где залегают в виде покровов на гетерогенном фундаменте всех крупных возвышенностей [Леликов, Терехов, 1982; Берсенов и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010]. Свита Оки сложена вулканокластическими породами, представленными главным образом спекшимися туфами и игнимбритами трахириолитов и трахидацитов, реже трахиандезитов и андезитов. Большой объем пирокластического материала свидетельствует о субаэральном характере ее формирования.

К андезитовой толще отнесены вулканы, развитые на возвышенности Ямато и Японско-Сахалинском бордерленде. Они залегают в виде покровов, реже образуют конусообразные вулканические постройки. Андезиты этого комплекса (образец 2005) составляют часть непрерывного ряда от базальтов до риолитов. Они представляют собой классический тип

Таблица 3

Результаты микрозондового анализа пироксенов и амфиболов из андезитов позднемелового комплекса (образец 7505)

Оксиды	Cpx ^l _с	Cpx ^l _м	Cpx ^l _г	Cpx ^l _с	Cpx ^l _г	Cpx ^l _м	Orx ^l _с	Cpx ^l _г	Cpx ^l _с
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,90	51,12	50,73	51,94	51,84	50,24	52,21	53,08	49,72
TiO ₂	1,10	0,50	0,55	0,14	0,39	1,46	0,55	0,54	0,80
Al ₂ O ₃	6,61	2,76	3,31	1,41	1,82	4,30	1,71	1,02	4,67
FeO _{общ}	7,29	9,55	9,14	11,99	9,63	8,08	20,12	10,89	8,92
MnO	0,15	0,40	0,31	0,41	0,38	0,13	0,66	0,41	0,26
MgO	14,96	14,35	14,61	13,12	14,79	14,98	22,84	14,85	15,06
CaO	21,32	20,74	20,76	20,86	20,73	20,84	2,38	19,78	19,96
Na ₂ O	0,47	0,52	0,50	0,40	0,48	0,58	0,19	0,39	0,38
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
Сумма	100,91	99,95	99,90	100,27	100,05	100,61	100,67	101,08	99,75
X _{Mg}	0,786	0,728	0,740	0,660	0,732	0,768	0,639	0,722	0,751
Wo	44,64	43,07	43,08	43,05	42,48	43,51	4,94	40,90	41,69
En	43,55	41,45	42,14	37,62	42,14	43,39	60,75	42,65	43,90
Fs	11,85	15,48	14,78	19,33	15,38	13,10	34,31	16,45	14,51
Оксиды	Cpx ^l _м	Cpx ^l _г	Cpx ^l _с	Cpx ^l _г	Cpx ^l _м	Cpx ^l _м	Hbl	Hbl	
Номер анализа	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	52,25	49,76	51,52	52,07	51,47	52,50	41,03	41,21	
TiO ₂	0,26	0,77	0,47	0,46	0,41	0,46	2,74	2,95	
Al ₂ O ₃	1,40	5,77	2,31	2,57	2,16	2,21	13,64	13,61	
FeO _{общ}	10,70	6,82	9,83	5,87	9,92	7,84	11,54	10,93	
MnO	0,48	0,00	0,30	0,16	0,30	0,25	0,11	0,00	
MgO	14,09	15,40	15,20	17,16	14,36	17,31	14,40	15,01	
CaO	21,11	21,41	19,88	21,02	20,64	19,33	11,56	11,57	
Na ₂ O	0,43	0,44	0,42	0,28	0,48	0,35	2,46	2,31	
K ₂ O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,94	0,00	
Сумма	100,72	100,58	100,00	99,92	99,80	100,27	98,42	98,53	
X _{Mg}	0,801	0,754	0,840	0,742	0,797	0,649			
Wo	44,47	41,59	42,50	43,40	39,07	28,34			
En	44,47	44,04	48,30	41,98	48,58	49,51			
Fs	11,06	14,37	9,20	14,62	12,35	22,15			
Оксиды	Cpx ^l _с	Cpx ^l _м	Cpx ^l _г	Cpx ^l _с	Cpx ^l _г	Orx ^l _м	Orx ^l _с	Orx ^l _г	Cpx ^l _с
Номер анализа	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	51,92	52,63	50,47	50,71	52,08	53,12	52,04	51,99	52,93
TiO ₂		0,62	0,72	1,50	0,68	0,32	0,00	0,00	1,10
Al ₂ O ₃	2,09	3,11	5,34	3,84	0,95	1,07	0,78	0,92	2,79
FeO _{общ}	10,09	6,07	6,93	7,28	11,67	22,85	26,47	21,07	5,94
MnO	0,53	0,29	0,28	0,00	0,55	0,65	1,05	0,86	0,31
MgO	16,12	17,17	15,41	16,92	14,54	21,60	19,45	22,47	16,46
CaO	17,96	20,60	21,80	20,01	19,05	1,90	1,26	1,53	22,78
Na ₂ O	0,30	0,26	0,38	0,42	0,42	0,00	0,00	0,00	0,34
Сумма	99,01	100,99	101,32	100,67	99,95	101,51	101,06	98,84	102,66
X _{Mg}	0,740	0,834	0,798	0,805	0,689	0,627	0,567	0,655	0,832
Wo	37,22	41,85	44,82	40,65	39,37	3,82	2,57	3,11	45,28
En	46,47	48,52	44,06	47,81	41,80	60,35	55,24	63,48	45,51
Fs	16,31	9,63	11,12	11,54	18,83	35,83	42,19	33,41	9,22

П р и м е ч а н и я. Cpx — клинопироксен: Cpx^l_с — центр кристалла, Cpx^l_м — промежуточная зона, Cpx^l_г — край зерна; Орх — ортопироксен: Орх^l_с — центр зерна, Орх^l_г — край кристалла; Hbl — амфибол (?); X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe).

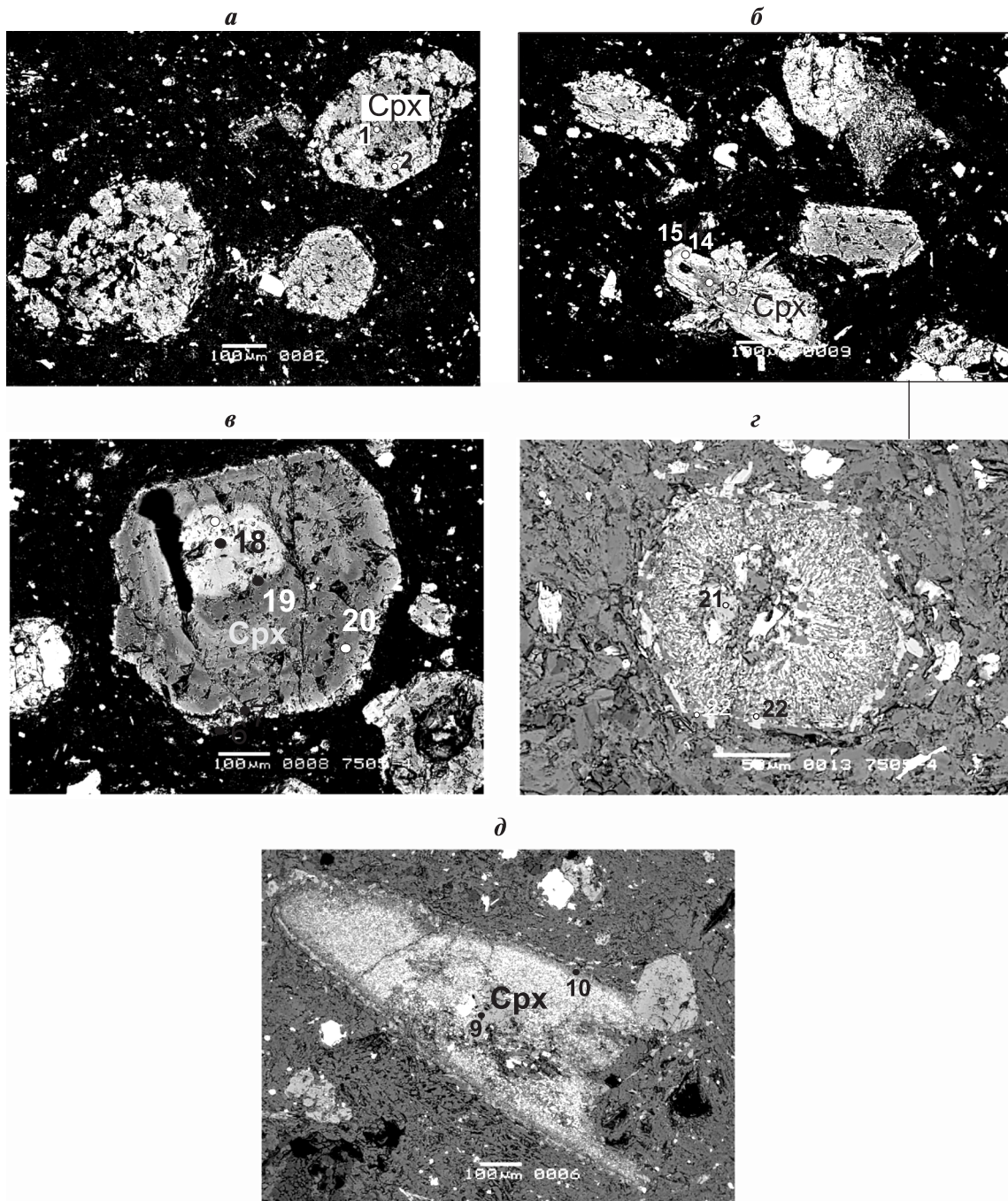


Рис. 5. Зональность вкрапленников темноцветных минералов и особенности их перекристаллизации (образец 7505), табл. 2: *а* — вкрапленники Срх с прямой зональностью (точка 1 — центр, точка 2 — край); *б* — вкрапленники Срх с колеблющейся зональностью (точка 13 — центр, точка 14 — промежуточная зона, точка 15 — край). Тонкая светлая кайма свидетельствует об увеличении железистости; *в* — крупное зональное зерно Срх с железистым ядром и более магниезильными краевыми зонами (точка 18 — центр, точка 19 — промежуточная зона, точка 20 — край); *г* — крупный опациitized вкрапленник Срх, испытавший перекристаллизацию, но сохранивший ограниченную форму и зональную структуру (точка 21 — центр, точка 22 — край, точка 23 — промежуточная зона, состоящая из мелкозернистого агрегата Pl, Орх, Срх, TiMt и Qz); *д* — опациitized вкрапленник Нгб, частично замещенный Срх в центральной зоне и по периферии (точка 9 — центр, точка 10 — край)

двупироксенового андезита островодужного типа, обладающего порфировой структурой, объемом вкрапленников до 15–20% при резком преобладании количества плагиоклаза по сравнению с темноцветными минералами. Основная масса стекловатая, раскристаллизованная, с большим количеством микролитов плагиоклаза и пироксенов, с примесью дисперсного

рудного вещества. Вкрапленники часто образуют гломеропорфировые срастания (рис. 6, *а*).

Все минералы вкрапленников в той или иной степени зональны. Плагиоклазы имеют прямую зональность с колебаниями состава от An_{62-65} в центре до An_{51-57} в краевых частях, An_{48} в микролитах основной массы (табл. 2, анализы 1–5). Темноцветные минералы

представлены преимущественно пироксенами, которые образуют две модификации — ромбическую и моноклинную, нередко находящиеся в сростаниях между собой, реже с плагиоклазом (рис. 6, *a—e*). Зональность клинопироксенов ($Wo_{42-46}En_{34-35}Fs_{17-21}$) устойчиво проявляется в увеличении железистости в краевых частях, в меньшей степени магнезиальности (табл. 4). В наиболее крупных вкрапленниках колебания железистости отражаются в чередующейся зональности.

Ортопироксен, как и клинопироксен, образует самостоятельные вкрапленники, либо находится в сростаниях с ним (рис. 6, *a—e*). В наиболее крупных зернах присутствует довольно широкая оторочка повышенной железистости (табл. 4, рис. 6, *z*). Ортопироксен нередко образует мелкозернистую кайму вокруг гломеровых сростаний с клинопироксеном (рис. 6, *b*) или микролиты в основной массе, что указывает на его более позднюю кристаллизацию. Иногда в пироксенах наблюдаются включения титаномагнетита. Структура основной массы микролитовая. Все отмеченные особенности состава этих андезитов свидетельствуют о длительном этапе кристаллизации в условиях равновесия и стабильности в период олигоцен-миоценового этапа формирования возвышенности Ямато. Проведенная авторами оценка значений температуры равновесия по двупироксеновым термометрам (образец 2005) показала стабильные значения как для центров вкрапленников ($1007—1092^\circ$), так и краевых зон ($958—1040^\circ$) [Wood, Vanno, 1973].

Результаты исследований и их обсуждение. В геологическом развитии Японского моря выделяются два крупных этапа. Первый — докайнозойский и раннекайнозойский, когда эти структуры развивались как единое целое со структурами окружающей суши. Вулканы позднемелового возраста шельфа и подводных возвышенностей — фрагменты Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Они совместно с метаморфическими, гранитоидными и осадочными породами участвуют в строении геологического фундамента этого моря, который представляет собой подводное продолжение континентальных структур [Леликов, Карп, 2004].

Вулканы олигоцен-миоценового комплекса формировались в иной геодинамической обстановке активного рифтогенеза. Взрывной характер вулканизма, проявившегося на возвышенностях южной части Японского моря, указывает на то, что в олигоцене—раннем миоцене они находились над уровнем моря. Судя по всему, этот этап вулканизма совпал с завершающей фазой субаэральных условий развития указанных структур, предшествовавшей максимальному раскрытию впадины Японского моря в среднем миоцене—плиоцене и погружению дна под уровень моря. Об этом свидетельствует также совместное формирование на возвышенностях в тот период времени вулканокластических покровов и терригенных толщ, со-

державших пресноводные диатомеи [Цой и др., 1985]. Начиная со среднего миоцена на возвышенностях отлагаются толщи с морской фауной, а вулканизм в глубоководных котловинах приобретает особенности подводного извержения.

Разная геодинамическая обстановка формирования разновозрастных андезитов Ямато отразилось в первую очередь на особенностях их состава. Изучение вещественного состава андезитов этой возвышенности и прилегающих к ней структур показало, что породы выделенных разновозрастных комплексов значимо различаются по минеральному составу и химизму породообразующих минералов, закономерно образуя два типа серий — позднемеловой известково-щелочной укороченный и олигоцен-миоценовый известково-щелочной протяженный. Отсутствие базальтов в составе позднемелового андезитового комплекса изначально предполагает наличие кислого магматического (корового) очага. Наиболее молодые олигоцен-миоценовые андезиты, образующие дифференцированный ряд, формировались уже на стадии растяжения в связи с начальным этапом погружения и образования рифтогенных и раздвиговых структур Японского моря, что и привело к расколу поднятия Ямато на Северный и Южный хребты.

Особенности позднемеловых андезитов Южного Ямато, обладающих признаками неравновесности (следы резорбции, ситовидные текстуры плагиоклазов, реакционные каймы, обратная зональность при наличии диакристов — вкрапленников родительских расплавов и др.), свидетельствуют о длительной истории их формирования и связаны с изменением первичного кислого расплава в сторону его меланократовости при поступлении в очаговую зону более разогретой базальтовой магмы. Смещение и стабилизация нового расплава при этом могли происходить поэтапно в связи с неоднократным поступлением отдельных порций базальтового расплава. Возможные механизмы такого процесса рассмотрены ранее на примере современных вулканов Курило-Камчатской островной дуги, где в андезитах сохраняются расплавные включения базальтового расплава [Фролова, Бурикова, 1997]. Кроме того, на примере изучения современных вулканов проводилось численное моделирование механизма смещения магм и, несмотря на спорность отдельных моментов, сделана попытка расчета его математической модели [Плечов и др., 2008].

Протяженная известково-щелочная серия Северного Ямато, венчающая в олигоцене—миоцене разрез поднятия, формировалась, по-видимому, в более стабильной обстановке, и образовала покровы и небольшие постройки. Этот этап вулканизма связан с завершающей стадией формирования поднятия и возникновением последовательного ряда пород от оливиновых базальтов до дацитов, сохраняющих общие черты химизма (тип щелочности, повышенная

Таблица 4

Микрозондовые анализы пироксенов из андезитов олигоцен-раннемиоценового комплекса Северного Ямато (образец 2005)

Оксиды	Срх ¹ _с	Срх ¹ _м	Орх ¹ _г	Орх ¹ _с	Срх ¹ _г	Срх ¹ _м	Орх ¹ _с	Орх ¹ _г	Срх ¹ _с
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,37	50,91	53,79	52,69	52,08	51,92	53,99	53,86	52,52
TiO ₂	0,00	0,49	0,00	0,00	0,25	0,55	0,24	0,00	0,26
Al ₂ O ₃	1,93	3,16	1,07	0,58	1,24	2,33	1,19	1,39	0,91
FeO _{общ}	9,74	9,31	16,83	21,90	21,89	10,22	17,28	16,59	21,82
MnO	0,40	0,42	0,60	1,16	1,14	0,29	0,77	0,71	1,05
MgO	15,89	14,80	26,23	19,75	21,59	15,25	26,00	26,44	21,57
CaO	20,03	20,34	1,42	3,69	2,99	18,80	1,43	1,40	1,74
Na ₂ O	0,30	0,33	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,67	99,77	99,95	99,78	101,29	99,73	100,91	100,39	99,88
X _{Mg}	0,747	0,739	0,735	0,616	0,637	0,727	0,728	0,740	0,638
Wo	40,38	42,21	2,78	7,65	5,97	39,18	2,80	2,74	3,57
En	44,56	42,71	71,48	56,93	59,93	44,20	70,80	71,93	61,51
Fs	15,06	15,08	25,74	35,42	34,10	16,62	26,40	25,33	34,92
Оксиды	Срх ¹ _с	Срх ¹ _м	Срх ¹ _г	Срх ¹ _с	Срх ¹ _г	Срх ¹ _м	Срх ¹ _с	Hbl	
Номер анализа	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	53,15	53,59	51,90	50,77	50,84	52,03	52,15	53,93	
TiO ₂	0,00	0,00	0,26	0,36	0,70	0,38	0,30	0,00	
Al ₂ O ₃	1,96	1,55	1,11	3,37	3,43	3,34	1,80	1,00	
FeO _{общ}	17,31	16,93	21,44	7,57	11,17	8,18	9,01	16,30	
MnO	0,73	0,71	1,21	0,00	0,32	0,26	0,48	0,63	
MgO	25,59	25,86	21,47	16,09	13,56	15,95	15,68	26,18	
CaO	1,44	1,42	1,82	19,35	20,06	20,22	19,83	1,51	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,34	0,46	0,29	0,43	0,00	
Сумма	100,19	100,07	99,21	97,85	100,81	100,66	99,67	99,56	
X _{Mg}	0,725	0,731	0,641	0,791	0,684	0,776	0,756	0,741	
Wo	2,85	2,81	3,76	40,62	42,11	41,44	40,74		
En	70,42	71,08	61,68	46,98	39,59	45,47	44,81		
Fs	26,73	26,11	34,56	12,40	18,30	13,09	14,45		

Примечания. Срх — клинопироксен: Срх¹_с — центр кристалла, Срх¹_м — промежуточная зона, Срх¹_г — край зерна; Орх — ортопироксен: Орх¹_с — центр зерна, Орх¹_г — край кристалла; Hbl — амфибол (?); X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe).

калиевость, наличие «сквозных» парагенезов минералов в породах разной степени кислотности, сходное распределение малых элементов). Оligocen-миоценовый комплекс поднятия Ямато, по-видимому, аналогичен одновозрастным образованиям возвышенностей в южной части Японского моря [Емельянова, 2008], которые предшествовали раскрытию его впадины.

Заключение. В Японском море широко распространены разновозрастные вулканогенные породы.

На основании геологического положения, особенностей состава и радиоизотопного изучения они подразделяются на несколько возрастных комплексов: позднемиоценовый, палеоцен-эоценовый, олигоцен-раннемиоценовый, среднемиоцен-плиоценовый и плиоцен-голоценовый. Андезиты и их дифференциаты наиболее широко и полно развиты на возвышенности Ямато в составе позднемиоценового и олигоцен-раннемиоценового комплексов.

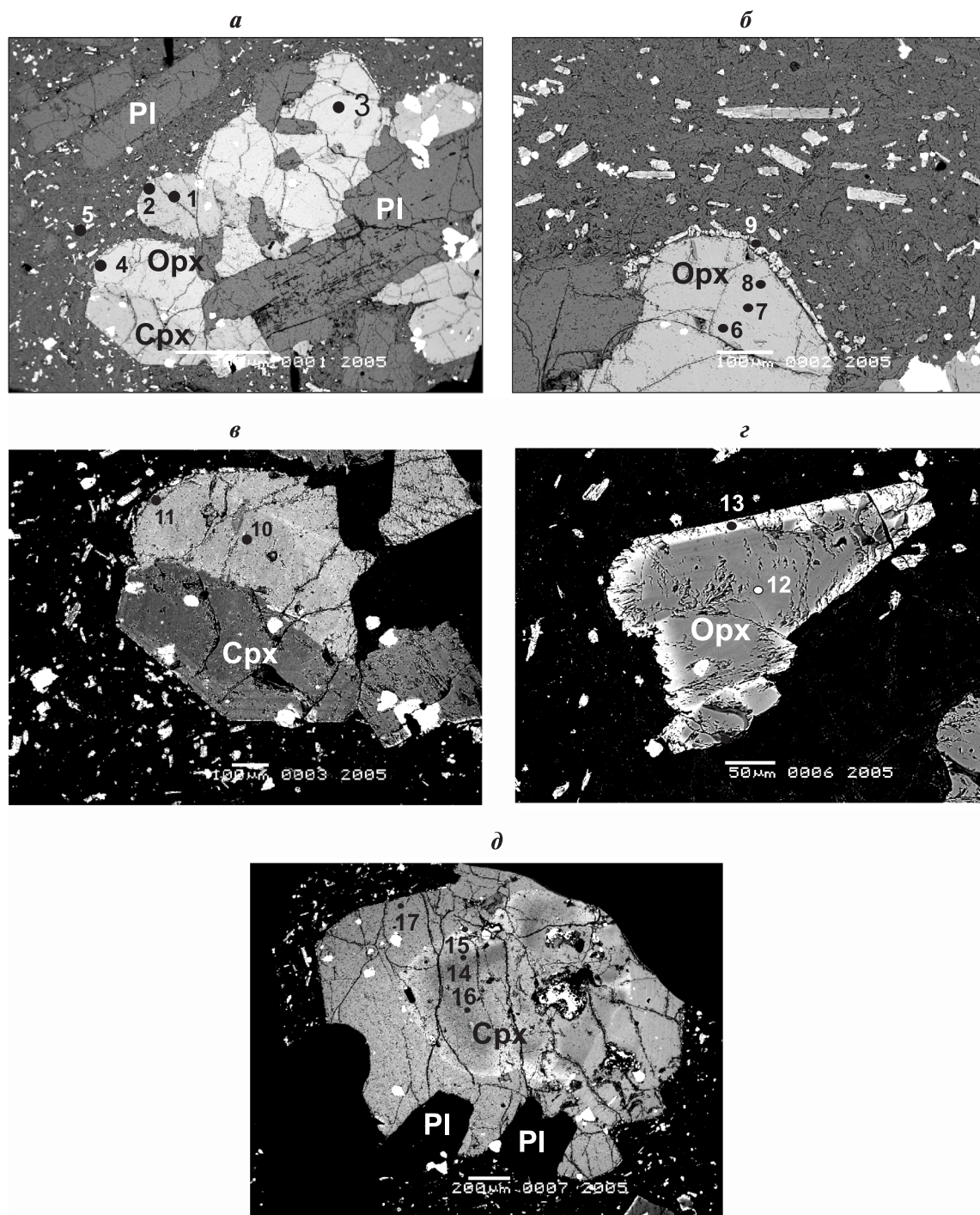


Рис. 6. Гломеровые сростания вкрапленников темноцветных минералов и особенности их зональности в андезитах Северного Ямато (образец 2005), табл. 3: *a* — Srх, центр зерна; *б* — его край; *в* — Орх, центр; *г* — Орх, край; *д* — лейсты Орх из основной массы

Результаты сравнительного изучения их вещественного состава позволили выделить две серии известково-щелочного типа — позднемеловую укороченную и олигоцен-миоценовую протяженную. При общем сходстве парагенезисов наблюдается принципиальное различие составов минеральных фаз, что указывает и на разные условия их образования. Андезиты в сериях протяженного типа — результат завершающей фазы процесса кристаллизационной дифференциации,

в то время как андезиты в сериях укороченного типа обладают признаками неравновесности минеральных фаз, что отражает неоднородность исходного расплава, состав которого дискретно менялся, возможно неоднократно, в процессе кристаллизации. Таким образом, особенности их вещественного состава отражают разную геодинамическую обстановку развития структур Японского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипина С.И., Кулинич Р.Г., Николаев С.М.* Глубинное строение земной коры по гравиметрическим данным // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 26—37.
- Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л.* и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В.* О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 5. С. 1178—1180.
- Газеев В.М., Носова Л.В., Сазонова Л.В.* и др. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоцен-голоценовых вулканитов Эльбруса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 24—46.
- Евланов Ю.Б., Липкин Ю.С., Азьмук С.В.* и др. Некоторые черты геологии Японского и Филиппинского морей (по материалам 4-го рейса НИС «Каллисто») // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 31—39.
- Емельянова Т.А.* Петрогеохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых субщелочных вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63—71.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 649—670.
- Кариб В.Н.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. М.: Мир, 1974. С. 266—288.
- Карнаух В.Н., Карп Б.Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10—24.
- Коновалов Ю.И.* Вулканизм Японского моря: Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 1984. 28 с.
- Леликов Е.П.* Геологическое строение дна Японского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002а. С. 338—347.
- Леликов Е.П.* Рифтогенез и формирование впадины Японского моря // Рифты литосферы. Екатеринбург, 2002б. С. 151—152.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А.* Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 22, № 4. С. 3—18.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т.* и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 118—122.
- Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литосфера. 2004. № 2. С. 16—29.
- Леликов Е.П., Маркевич В.С., Терехов Е.П.* Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 678—682.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71—77.
- Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В.* Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 4. С. 35—44.
- Съедин В.Т.* Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 6. С. 1441—1447.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 319 с.
- Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Терехов Е.П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50—55.
- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and Solar // *Geochem. et Cosmochim. Acta.* 1989. Vol. 53. P. 197—214.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contr. Mineral. Petrology.* 1973. Vol. 42. P. 109—124.

Поступила в редакцию
13.11.2013