DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-32-50

УДК [552.31:552.11](265.58)

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ОФИОЛИТЫ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА (ЖЕЛОБ БОНИН, ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ)

А.Н. Голич¹, С.В. Высоцкий^{1,2}

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: agolich@fegi.ru

²ФГАОУВО Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток, 690950 Поступила в редакцию 28 мая 2019 г.

В статье представлены новые результаты исследований пород, поднятых при драгировании подводной горы Хахаджима во время экспедиции научно-исследовательского судна «Hakuho-Maru» в 2003 г. (рейс KH03-3). Показано, что гора представляет собой тектонически перемещенный блок земной коры, сложенный островодужными офиолитами. Основание офиолитового комплекса представлено сильно деплетированными мантийными реститами (дуниты и гарцбургиты). Выше залегают кумулятивные лерцолиты, различные габброиды, долериты и базальты. Этот комплекс фиксирует начальные этапы формирования островодужной системы – образование океанической коры окраинного моря. Наращивается разрез комплексом собственно островодужных пород – толеитов, бонинитов и адакитов. Приводятся новые данные по минералогии и геохимии изученных пород. Офиолитовый комплекс, послуживший основанием для формирования на нем островодужных образований, подвергался воздействию мощного теплового потока, вызвавшего повторное плавление мантийных реститов и метаморфизм вышележащих пород.

Ключевые слова: островодужные офиолиты, подводная гора Хахаджима, Идзу-Бонин-Марианская островодужная система, Филиппинское море.

введение

Глубинные горизонты земной коры современных океанов выходят на поверхность дна в активных тектонических зонах, где существуют высокоамплитудные сбросо-сдвиговые движения. Примером такого района является зона сочленения Идзу-Бонинской и Марианской систем дуга-желоб, где предполагается субдукция плато Огасавара [14, 22, 29] (рис. 1). Отличительной особенностью района служит наличие на островодужных склонах желобов многочисленных подводных гор (например, Коническая, Пакман, Торишима, Хахаджима и т.д.), сложенных породами офиолитового комплекса - серпентинитами, габброидами, различными базальтами [20-22]. Предполагалось, что часть из них является обдуцированными фрагментами океанического подводного плато Огасавара [2].

Подводная гора Хахаджима (Hahajima Seamount), обнаруженная в 1980 г. [16], является одной из самых больших и наиболее близких к центру желоба подводных гор. Впервые серпентиниты и другие породы офиолитового комплекса (гарцбургиты, дуниты, габбро, долериты и базальты) были подняты здесь в начале 80-х годов прошлого столетия в ходе рейсов научно-исследовательского судна (НИС) «Наkuho-Maru» [17–19, 37, 42]. Т. Ишии предположил, что драгированные породы могут составлять «офиолитовое тело» и что эти офиолиты образовались в результате преддугового вулканизма [18].

Во время 7-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов» в 1986 г. под руководством Б.И. Васильева был исследован «полигон Огасавара» – южная часть Идзу-Бонинского желоба и прилегающие подводные возвышенности между плато Огасавара на востоке и островами Огасавара (Бонин) на западе. Гора Хахаджима располагается в южной области данного полигона. При ее драгировании был получен представительный материал по ультрабазитам, породам расслоенной и дайковой серий, базальтам и бонинитам [1–2, 4, 5, 8, 10, 15].

Следующая активная фаза исследований подводной горы Хахаджима приходится на начало 2000-х гг. В это время в южной части горы два подводных погружения, с северо-восточного в юго-западном на-



Рис. 1. Батиметрическая схема подводной горы Хахаджима, по [18], с изменениями авторов, показывающая станции драгирования, а также тектоническая схема Филиппинской плиты и прилегающих территорий, по [26]. *1* – ось желоба Бонин (Огасавара); *2* – интервал драгирования в ходе рейсов КН80-3 и КН82-4 [18]; *3* – станции драгирования в ходе рейса КН03-3 [22].

правлении, выполнил пилотируемый исследовательский аппарат «Shinkai 2000» [14, 21]. Сейсмические и гравитационные данные были собраны в 2000 г. на судне «Geco Emerald» [28]. В период с 2000 по 2004 гг. этот район многократно драгировали корабли Токийского университета [24, 30, 43]. В ходе рейсов НИС «Накиho-Maru» в 2003 г. (рейс КН03-3) и НИС «Tansei-Maru» в 2004 г. (рейс КТ04-28) было поднято более 1000 образцов пород – от ультраосновных пород до бонинитов и адакитов [22, 26]. Эти материалы позволяют реконструировать палеотектоническую обстановку образования комплекса пород горы Хахаджима и условия их образования. В статье мы приводим новые результаты исследования фрагментов пород, поднятых при драгировании во время экспедиции НИС «Hakuho-Maru» в 2003 г.

(рейс КН03-3), участником которой был один из авторов.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе были использованы образцы, полученные при выполнении в 2003 г. рейса НИС токийского университета «Наkuho-Maru» КН03-3 в Филиппинском море. Положение станций драгирования указано на рис. 1, координаты станций опубликованы в работе [22]. В ходе рейса было осуществлено четыре попытки драгирования в северной, средней (центральной) и южной частях подводной горы Хахаджима. Для каждого исследуемого участка было поднято по нескольку сотен образцов пород. Нами были изучены образцы из северной и центральной частей подводной горы. Была отобрана коллекция представительных образцов, включающая серпентинизированные лерцолиты, дуниты, ортопироксениты, габбро, габбронориты, базальты, бониниты, бонинитовые андезиты. Вместе с тем для анализа привлечены материалы других исследователей.

Краткое описание объекта исследования

Подводная гора Хахаджима располагается на островодужном склоне желоба Бонин, в ~40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинским и Марианским желобами, на востоке граничит с плато Огасавара, а на западе – с хребтом Бонин (Огасавара) (рис. 1). Плато Огасавара простирается с запада на восток на Тихоокеанской плите и представляет собой массив толеитов и субщелочных базальтов (ОІВ-типа, по [2], или KLAEP-типа, по [4]).

Схожие субщелочные базальты, перекрытые позднемеловыми (сантон-кампан) рифогенными известняками и кремнями, были также драгированы (станции 7В1-7В3) на северо-восточном склоне подводной горы Хахаждима. Предполагается, что эти образования слагают часть аккреционного клина, тектонически подстилающего офиолиты [4, 15]. Следует также отметить, что желоб Бонин в данной области наименее глубокий (~4000 м), а хребет Бонин на островодужном склоне, где расположены одноименные острова, известен как область широкого распространения бонинитов. В 20 км к западу от подводной горы Хахаджима находится небольшая вершина, размером приблизительно 5×7 км, высота от основания которой составляет 600 м. Здесь были драгированы островодужные типы пород – подушечные лавы базальтов, бониниты и пирокластические породы [18].

Подводная гора Хахаджима, в отличие от других подводных гор в этом регионе, образует плоское, прямоугольное плато, вытянутое в направлении с северо-запада на юго-восток, размером приблизительно 68×35 км и находящееся на глубине около 1100 м. Максимальная высота горы достигает 2300 м. С западной и южной сторон она ограничена крутыми обрывами, происхождение которых связывают с разломами [14], в то время как на северной и восточной сторонах горы склон гораздо более пологий. В северной и южной частях находятся вершины, между которыми расположен неглубокий прогиб. Эти вершины соответствуют двум основным зонам распространения серпентинитов [22].

Методы исследования

Состав породообразующих минералов изучался в лаборатории рентгеновских методов аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на электронном микроанализаторе JEOL JXA 8100 (Япония) с тремя волновыми спектрометрами и ЭДС спектрометром INCA (Англия) с разрешением 137 эВ на линии МпКа при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда $1 \cdot 10^{-8}$ А. При точечном изучении минералов анализируемый объем материала составляет от 1 до 3 мкм. Для получения электронных изображений использовался режим сканирования отраженных электронов. В качестве стандартов использовались чистые металлы, стекла и минералы, проанализированные другими методами, а также набор стандартов МАС. В расчетах общее Fe эквивалентно Fe⁺², за исключением шпинели, для которой количество Fe⁺² рассчитывалось на основе стехиометрии.

Исследование химического состава пород проводилось в лаборатории аналитической химии аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Определение содержания главных элементов выполнено методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометрах iCAP 6500Duo и iCAP 7600Duo (США). Определение содержания H₂O⁻, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Определение содержания микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на спектрометре Agilent 7500с (США). Пробоподготовка осуществлена методом сплавления с метаборатом лития (LiBO₂). Для образцов D1-001 (лерцолит) и D1-201 (дунит) микроэлементы определены методом ИСП-МС на спектрометре Agilent 7700х (США), пробоподготовка - открытое кислотное разложение (HNO_3 + $HClO_4$ +HF).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

На подводной горе Хахаджима были обнаружены породы нескольких комплексов. Ультраосновные породы, драгированные на подводной горе Хахаджима, представлены серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, лерцолитами, орто- и клинопироксенитами, вебстеритами. Для них характерна высокая степень серпентинизации, оливин в них полностью замещен серпентином (хризотилом, лизардитом, редко антигоритом). Из первичных минералов лишь иногда сохраняются реликты пироксенов и шпинелей.

В лерцолитах моноклинный пироксен (рис. 2), образующий как крупные порфиробласты, так и мелкие ксеноморфные выделения, представлен диопсидом (табл. 1). Состав шпинели достаточно однороден и соответствует алюминиевому хромиту (Ст#~60–68).

В дунитах из первичных минералов сохранились лишь реликты хромистой шпинели с характерной структурой распада. Ее состав, судя по на-



Рис. 2. Микрофотографии лерцолитов подводной горы Хахаджима.

a – структура распада хромита (Chr); *б* – ксеноморфные зерна клинопироксена (Cpx) в основной массе серпентина (Srp), магнетит (Mag) развивается в виде прожилок и цепочек мелких зерен; *в* – зерна хромита со следами распада; *е* – крупные порфиробласты клинопироксена в серпентине; *a* и *б* – обр. D1-001, *в* и *е* – обр. D1-008.

шим (см. табл. 1) и ранее опубликованным [18, 30] данным, характеризуется широкими вариациями от образца к образцу.

Существенно пироксеновые породы (вебстериты, орто- и клинопироксениты) среди драгированного материала встречаются редко [4]. В нашей коллекции этот тип пород представлен ортопироксенитом – массивным, трещиноватым, зеленовато-коричневым обломком с ярко-рыжими следами ожелезнения по трещинам. Порода сложена ортопироксеном, клинопироксеном, амфиболом и единичными зернами хромита.

Ортопироксен по составу соответствует бронзиту (табл. 2) и составляет более 90 % породы. Клинопироксен (диопсид) в основном встречается в виде ламелей (рис. 3, *a*), реже образует таблитчатые либо вытянутые зерна (рис. 3, δ), внутри которых прорастает ортопироксен, по составу аналогичный основной массе (табл. 2). Наложенные изменения приводят к замещению зерен клинопироксена вторичным амфиболом, по составу соответствующим тремолиту (рис. 3, δ). В породе присутствуют мелкие (~0,02 мм) идиоморфные зерна хромита, отличительной особенностью которого является высокая хромистость и низкая магнезильность (табл. 2).

Габброиды подводной горы Хахаджима включают троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбронориты, габбро, габбронориты, нориты, амфиболовые габбро и клинопироксеновые габбро [4, 22].

Габбро и габбронориты обладают однородной массивной текстурой и разнозернистой порфировой структурой. Сложены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном с присутствием амфибола. Рудные минералы представлены ильменитом, сфеном и магнетитом, акцессории – апатитом. Плагиоклаз составляет до 65 % породы и широко варьирует по составу от андезина до битовнита (рис. 4, табл. 3). Моноклинный пироксен образует крупные зерна и представлен в основном авгитом. Он замещается вторичным амфиболом, сильно варьирующим по составу, который в свою очередь замещается гидрогранатом. Немногочисленные зерна ромбического пироксена представлены бронзитом. В габброноритах количество ромбического и моноклин-

		0	.	.84	56	.01		23		.1	36	.74).84	.03	.21	KTЫ B TOBOE IOCЬ.
.201)		7) 14.	0	1 22		8		0	0	2 54.	5 100	3 40.	5 71	трелин реликт дровал
p. D1-	ТИМ	19		15.09	2.63	22.0	0.79	7.96	1	ı	•	53.12	101.6	39.23	70.2;	лышие 7–20–1 инализи
ит (Об	Xpo	18	·	14.49	0.32	22.3	·	7.7	·	0.05	0.41	54.2	99.47	38.14	71.50) – небо лада; 17 .а. – не а
Дyғ		17	0.46	14.15	2.63	22.09	·	7.92	·	ı	·	52.92	100.17	39.04	71.50	ай); 9–1(урой рас тения. н.
	ТИТ	16		20.81	3.11	19.93	0.56	10.05		0.05		47.16	101.67	44.15	60.32	7-8 - кр со структ в опреде
(800	Xpov	15	ı	20.24	4.07	18.63	0.62	10.72		0.1	ı	47.06	01.44	46.21	60.93	- центр, ⁻ (еления с прелело)
6p. D1-		14	54.23	1.37	Н.а.	2.26		17.84	25.19	·	•	0.61	101.5	93.37	23.00	грно (6 – оные выд – ниже
олит (О	роксен	13	54.03	1.68	Н.а.	2.48		17.41	25.01	·	ı	0.78	101.39	92.61	23.75	ктовое за ивидуали прочерк
Лерц	ипониг	12	53.95	1.35	н.а.	2.38	ı	17.42	24.73	0.06	ı	0.76	100.65	92.89	27.41	ое релиі 16 – инді (Cr+Al).
	K	11	54.34	1.31	Н.а.	2.25	·	17.02	25.1	0.06	ı	0.76	100.84	93.10	28.01	– крупн ай); 15–∶ 100×Сr/(
		10		18.67	3.43	16.55	0.58	12.17		0.05	·	49.77	101.22	52.53	64.13	ай); 6–8 ?, 14–кр), Сг# =
	L	6		18.5	2.63	16.98		11.88		ı		50.47	100.46	52.28	64.66	4-5 - кр центр, 12 Ме+Fе ⁺²
	Тромил	8	1.02	16.76	4.15	15.04	·	12.57	·	0.24	·	50.08	99.86	54.44	66.71	центр, ' [1, 13–1 0×Мg/()
001)		7	0.61	17.09	1.52	16.4	ı	11.6	ı	0.2	ı	49.94	97.36	52.12	66.22	: (1-3 - пасты (1 1 <u>g</u> # = 10
. D1-		9	0.6	16.2	3.35	16.4	ı	11.39	ı	0.21	·	50.27	98.42	51.15	67.55	іентине фиробл алее: М
инт (Об		5	50.79	1.94	Н.а.	3.08	·	17.72	23.22	ı	·	1.51	98.26	91.12	34.30	я в серг ные пор тесь и д
Лерцол	сен	4	51.68	1.42	н.а.	2.38	·	17.4	24.12	0.2	·	0.86	98.06	92.88	28.89	иделени: 4 – круп ромы. 3 ₇
	опирок	3	53.21	1.03	Н.а.	1.82		17.73	24.59	ı		0.78	99.16	94.56	33.68	фные вы да; 11–1 льной фо
	Клин	2	53.67	1.56	Н.а.	2.31		18.14	24.14	0.25	ı	0.7	100.77	93.34	23.13	сеномор ре распа рямоугол
		1	53.73	1.63	Н.а.	2.23	ı	18.28	24.01	0.1	ı	0.67	100.65	93.60	21.61	. 1-5 - к структу зерно п
Порода	Минерал	Элемент	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	V_2O_5	Cr_2O_3	Сумма	Mg#	Cr#	Примечание

Таблица 1. Характерные составы минералов ультрабазитов.

Мине-																
рал	Xpc	ОМИТ		Орт	опиров	сен	-		Кли	нопиро	ксен		A	мфибо	л	
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	_	_	55.91	56.57	56.08	56.5	56.57	53.89	53.94	53.82	54.23	54.31	54.69	55.98	56.6	
Al_2O_3	5.78	6.08	0.92	0.86	0.79	0.76	-	1.12	0.94	1.09	0.7	0.99	3.12	1.43	0.98	
Fe_2O_3	8.54	9.1	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.									
FeO	27.41	27.05	9.28	9.57	9.76	9.8	9.74	3.47	3.16	3.16	2.78	3.11	3.54	3.23	2.97	
MnO	_	0.71	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	—	_	_	
MgO	3.29	3.32	33.47	33.23	33.16	33.37	33.75	17.5	17.39	18.15	17.69	17.43	22.66	23.15	23.39	
CaO		0.29	0.43	0.39	0.71	0.43	0.65	23.14	23.48	23.19	24.01	23.48	12.43	12.46	12.94	
Na ₂ O	_	_	_	_	_	_	_	_	0.53	0.52	0.46	0.47	0.84	0.56	_	
V_2O_5	0.8	0.77	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	
Cr_2O_3	53.36	52.96	0.4	0.46	0.36	0.41	_	0.96	1	0.9	0.86	0.91	0.86	0.79	0.66	
Сумма	99.18	100.28	100.41	101.08	100.86	101.27	100.71	100.08	100.44	100.83	100.73	100.7	98.14	97.6	97.54	
Mg#	17.65	17.98	86.55	86.10	85.84	85.87	86.08	90.00	90.76	91.11	91.91	90.91	91.95	92.75	93.36	
Cr#	86.10	85.38	22.58	26.40	23.41	26.57	н.а.	36.50	41.64	35.64	45.18	38.14	15.60	27.04	31.12	

Таблица 2. Состав минералов ортопироксенита (обр. D1-701).

Примечание. 1–2 – мелкие идиоморфные зерна; 3–6 – основная масса; 7 – мелкое выделение в порфирокласте клинопироксена (11); 8–10 – ламели; 11–12 порфировые выделения, замещающиеся амфиболом (13–15).



Рис. 3. Микрофотографии ортопироксенита подводной горы Хахаджима (обр. D1-701).

а – ламели клинопироксена (Срх) в основной массе ортопироксена (Орх); *б* – замещение зерен клинопироксена вторичным амфиболом (Атр).

ного пироксенов примерно одинаково, и они характеризуются равным ксеноморфизмом зерен.

Базальты массивные, порфировые. Крупные вкрапленники плагиоклаза (альбита) замещаются вторичным КПШ (рис. 5, a, e, c). Клинопироксен (авгит) присутствует преимущественно в виде закалочных фаз в структурах спинифекс (рис. 5 δ), но иногда образует небольшие идиоморфные кристаллы. Рудные минералы представлены сфеном и пирротином. В породе присутствуют мелкие жилки (1–2 мм), заполненные серпентитом и гранатом (гроссуляром). Вдоль них развиваются зерна вторичного амфибола (разного состава).

Бониниты имеют темный зеленовато-коричневый цвет и порфировую структуру. В основной стекловатой массе развиты зональные зерна ортопи-



Рис. 4. Микрофотографии габброидов подводной горы Хахаджима.

а и *б* – габбро (обр. D1-401), в крупных зернах ортопироксена (Орх) проявляются зерна клинопироксена (Срх), иногда округлой формы, на которых заметны полосы срыва; *в* – габбро (обр. D1-402), зерна ильменита (ilm) и плагиоклаза (Pl) в порфирокласте клинопироксена; *г* – габбронорит (обр. D3-001).

роксена (бронзита), которые обрастаются каймой клинопироксена (авгита) (рис. 6, a, δ). Клинопироксен также развит в виде отдельных вытянутых зерен со следами вторичных изменений. Вследствие этого и состав клинопироксена сильно варьируется в пределах одного образца (табл. 5). Шпинель из бонинитов более хромистая по сравнению с другими породами комплекса (табл. 5).

Андезиты горы Хахаджима также обладают порфировой структурой. Основная масса андезитов представлена микролитами стекла и плагиоклаза (андезин-лабрадор) с крупными вкрапленниками зерен клинопироксена (авгит) и плагиоклаза (рис. 7). В крупных фенокристаллах плагиоклаза хорошо прослеживается зональность зерен с увеличением (от ядра к краю) содержания SiO₂ и Na₂O и уменьшением CaO и Al₂O₃ (центр – битовнит, край – лабрадор, (табл. 6)). Из акцессорных минералов выделяются титаномагнетит и кварц.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Химический состав пород приведен в таблице 7. Кроме того, для анализа геохимического состава пород г. Хахаджима были использованы опубликованные материалы [4, 15, 22, 42, 43].

Серпентинизированные дуниты и перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты), а также пироксениты отличаются высокой магнезиальностью (Mg# 86–90), обогащенностью никелем и хромом при низких концентрациях титана и щелочей (табл. 7). Исключение составляют вебстериты (Mg# 76–79), которые обогащены двухвалентным железом. На диаграмме AFM (рис. 8) фигуративные точки пород попадают в поля реститов и магнезиальных кумулятов классических офиолитов мира.

Габброиды обладают широкими вариациями магнезиальности и глиноземистости (Mg# 53–84; Al₂O₃ 13–24 мас. %). Некоторые габброиды отличаются высокими содержаниями щелочей (Na₂O+K₂O до

габброидов.
минералов
e coctabbi
рактерны
3. Xa
Таблица .

	тодифи	20	42.92	Ι	13.77	18.94	0.33	10.85	10.48	1.03	I	I	98.32	50.55	– основ- - жила в
()	клаз Ал	19	.9.18	Ι	2.16	0.7	Ι	I	5.43	2.66	Ι	ı	00.14	н.а.	тта; 9–11 асса; 20 -
D3-00	Плагио	18	49.01 4	Ι	32.1 3	0.71	Ι	I	15.69 1	2.72	Ι	ı	00.23 1	н.а.	рно авгі новная м
1т (Обр.	оксен	17	53.81 4	Ι	1.06	15.31	0.35	27.49	2.49		Ι	ı	100.5 1	76.21	та; 8–3є -19–осі
бронори	ртопир	16	53.47	0.35	1.27	15.1	Ι	27.28	2.59		Ι	ī	00.06	76.32	ние сали ерна; 18-
Γaδ	оксен С	15	52.13	0.29	2.22	8.38	I	16	20.71	0.46	Ι	,	00.53 1	77.31	прораста рупные з
	линопир	14	51.52	0.41	2.08	7.47	Ι	[5.99	21.39	Ι	Ι	0.36	9.23 1	79.25	титовое 1 6–17 – кј
	бол К.	13	8.07 5	0.57	4.95	7.57	0.43	2.96]	0.87 2	0.95	Ι	Ι	6.37 9	6.82	икропер край); 1
	Амфи	12	51.664		2.84	16.8 1	0.38 (12.95 1	11.761		Ι	Ι	96.39 9	57.90 5	а; 7 – мі (центр-
бро (Обр. D1-402)	лаз	11	53.85	Ι	28.13	0.61	Ι	Ι	11.39	4.89	Ι	Ι	98.88	Н.а.	ая масс в зерно
	[лагиок.	10	49.62	Ι	30.61	0.67	Ι	I	14.6	3.09	Ι	Ι	98.58	Н.а.	основн круглое
	Η	6	49.37	Ι	30.84	0.61	Ι	I	14.83	2.83	Ι	Ι	98.49	н.а.); 5–6 – –15 – o
Γa6	ироксен	8	51.82	0.42	1.5	12.05	0.34	13.3	20.75	Ι	Ι	Ι	100.18	66.32	зне (3–4) ната; 14
	Клиноп	7	52.65	Ι	0.35	10.87	0.39	12.94	22.12	Ι	Ι	Ι	99.31	67.99	опироксе идрогра
	оклаз	9	46.97	Ι	33.89	0.54	I	I	16.87	1.82	0.01	Ι	100.1	Н.а.	1е в орт зокруг 1
()	Плаги	5	46.51	Ι	34.74	0.49	Ι	Ι	17.81	1.48	Ι	Ι	101.02	н.а.	ключени фибол 1
D1-40	роксен	4	53.51	0.3	1.36	15.03	0.41	26.9	2.08	Ι	Ι	0.3	99.88	76.15	ууглое ві чный ам таза.
Габбро (Обр.	Ортопи	3	53.37	0.5	1.66	16.04	0.37	26.75	1.53	Ι	Ι	Ι	100.23	74.85	.0; 2 – окј 3 – втори плагиокл
	ироксен	2	51.33	0.68	2.12	7.36	Ι	15.71	21.4	Ι	Ι	0.36	98.95	79.20	тное зерн са; 12–13 ой массе
	Клинопь	1	50.71	Ι	3.43	6.48	I	16.08	21.29	1.45	Ι	0.5	99.94	81.58	2. 1 – круг ная мас основно
Порода	Минерал	Элемент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	$\rm K_2O$	Cr_2O_3	Сумма	Mg#	тримечания

Островодужные офиолиты подводной горы Хахаджима



Рис. 5. Микрофотографии базальта подводной горы Хахаджима (обр. D1-502).

а – реликтовое зерно плагиоклаза (Pl), замещенное вторичным калиевым полевым шпатом (Kfs), в основной массе амфибола (Amp); *б* – закалочная структура клинопироксена (Cpx) (спинифекс); *в* и *г* – реликты первичных минералов в основной массе клинопироксена.



Рис. 6. Микрофотографии бонинита подводной горы Хахаджима (обр. D3-003).

a – основная стекловатая масса с зональными зернами ортопироксена, с обрастающей каймой закалочного клинопироксена; *б* – стекловатые включения округлой формы.

<u> </u>
ā
(00p.
базальта
минералов
Состав
4
аблица

501).

Минерал				Клиноп	ироксен	ł				Амф	ибол		ΠJ	агиокла	E L		KIIIII		Гидрогј	анат
Элемент	1	2	3	4	5	9	L	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	52.13	52.13	53.83	54.42	52.83	54.39	49.08	49.12	51.57	50.27	62.1	63.27	69.42	68.52	68.6	65.43	65.19	64.63	43.6	44.39
TiO_2	0.44	0.61	0.56	0.53	0.28		0.86	0.76	0.81	0.68	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Al_2O_3	14.87	11.46	11.24	11.63	3.4	1.86	9.39	8.44	11.85	12.26	18.46	20.99	19.3	19.4	19.86	18.64	18.34	18.17	19.25	22.24
FeO	8.1	8.76	8.16	7.97	6.17	6.58	7.99	8.57	9.24	10.05	3.1	1.74	Ι	0.26	0.3	0.31	I	I	6.72	3.64
MgO	7.27	9.91	10.35	8.95	19.69	21.58	16.51	17.91	10.08	7.67	1.99	1.29	Ι	I	Ι	I	I	I	I	0.49
CaO	12.92	10.14	9.28	9.71	17.35	15.78	17.35	15.66	9.67	8.73	5.06	4.8	0.27	0.27	0.34	I	I	I	25.79	25.52
Na_2O	2.41	2.5	2.98	3.3					2.65	3.13	7.05	7.55	10.17	10.05	10.26	I	I	I	I	I
${ m K}_2{ m O}$	I	I	I	I	Ι	I	I	I	I	I	0.22	I	I	I	I	17.18	16.95	17.07	I	I
Cr_2O_3	I	I	I	I	0.91	0.47	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Сумма	98.14	95.51	96.4	96.51	100.63	100.66	101.18	100.46	95.87	92.79	97.98	99.64	99.16	98.5	99.36 1	01.56	100.48	99.87	95.36	96.28
Mg#	61.56	66.87	69.35	66.71	85.06	85.40	78.66	78.85	66.06	57.66	53.39	56.95	Н.а.	Н.а.	н.а.	н.а.	Н.а.	н.а.	Н.а.	Н.а.
Примечанı	е: 1–4 – основ	основна ная масс	ия масса; а рядом	5-6-зе с жилам.	трно (центи и серпент	тр-край); тина; 13–	; 7–8 – за -15 – зері	калочно на Pl; 16-	е зерно (-18 – вто	(спиниф эричный	екс рис 4 КПШ	. 5, е); 9 по РІ; 19	-10 - 00 -20 - 36	новная срна гра	масса ря ната в ж	иле серг	ікалочнь іентина (ім зерно центр-к	м Срх; 1 рай).	1-12 -



Рис. 7. Микрофотография андезита из бонинитовой серии подводной горы Хахаджима (обр. D3-012).

Pl – плагиоклаз; Срх – клинопироксен; Мад – титаномагнетит.

4.5 мас. %) и низкими содержаниями CaO (~8 мас. %). Точки составов габброидов на диаграмме AFM закономерно смещаются с возрастанием щелочности и уменьшением магнезиальности и соответствуют полям «нижних» и «верхних» габбро (рис. 8).

Долериты и диабазы, как показали [4, 15, 42], характеризуются небольшими вариациями химического состава и относятся к умеренно магнезиальным породам (Mg# 65–50).

Базальты подводной горы Хахаджима по геохимическим особенностям были разделены на два подтипа – низко-Ті и высоко-Ті базальты [43]. Первые от последних отличаются малыми содержаниями TiO₂, K₂O, P₂O₅ и относительно высокими содержаниями SiO₂, MgO. Оба подтипа базальтов на диаграмме AFM попадают в поле марианит-бонинитовой и островодужной серии (рис. 8).

Все эти породы создают единую серию с толеитовым трендом дифференциации и формируют офиолитовый комплекс горы Хахаджима.

Бонинитовые породы горы Хахаджима (бониниты, бонинитовые андезиты, дациты и риолиты) по соотношению CaO/Al₂O₃ относятся к низко-Ca бонинитовой серии и характеризуются высокими содержаниями SiO₂, MgO, Cr, Co и Ni, a также крайне низкой концентрацией TiO₂ (0.11–0.34 мас. %) [26]. С увеличением содержания SiO₂ в ряду от бонинитов к риолитам концентрации MgO, FeO и CaO уменьшаются.

Адакитовая серия, выделенная предыдущими авторами [22, 26], представлена высокомагнезиальными андезитами и дацитами. Они отличаются высокими содержаниями Sr (500–680 ppm), низкими концент-

	18	I	I	7.91	6.55	18.06	I	9.94	I	I	I	I	57.58	00.04	49.57	83.00	р зерна; почения
Хромит	17	I	I	8.17	6.31	16.69	0.57	10.61	I	I	Ι	Ι	58.17	100.52	53.16	82.69); 7 – цент иглого вкл
	16	I	I	7.86	7.11	18.34	0.54	9.35	I	I	I	0.33	56.44	79.97	47.65	82.81	ая кайма ентр окр
	15	60.14	I	18.68	Н.а.	4.55	I	-	7.09	1.63	0.47	Ι	Ι	93.56	28.17	н.а.	роксенов са: 13 – п
	14	57.73	0.24	17.48	Н.а.	4.42	I	0.81	5.87	1.09	1.1	Ι	Ι	88.74	24.64	н.а.	клинопи] вная масс
CIO	13	52.67	I	12.01	Н.а.	11.86	I	9.38	0.56	0.74	1.76	I	I	88.98	58.53	н.а.	аю); 6 – 1 2 – осної
Crei	12	61.53	0.25	17.16	Н.а.	5.77	I	1.58	6.03	1.26	0.45	Ι	Ι	94.03	32.82	н.а.	иже к кр в №10: 1
	11	58.27	0.23	15.32	Н.а.	5.62	I	1.42	5.46	0.98	1.18	Ι	Ι	88.48	31.07	н.а.	дина (бл тючения
	10	51.54	I	11.77	Н.а.	11.59	I	9.36	0.54	1.7	1.72	I	I	88.22	59.03	н.а.	; 5 – сере кайма вкл
	6	44.94	I	10.92	Н.а.	15.55	0.37	10.87	16.37	I	I	I	I	99.02	55.50	н.а.	↓ – центр - темная I
роксен	8	51.65	I	3.96	Н.а.	8.31	0.26	18.73	16.41	I	Ι	Ι	Ι	99.32	80.09	н.а.	1 в Срх (2 б. б): 11 –
Слинопи	7	51.96	I	3.99	Н.а.	8.66	I	17.91	17.39	I	I	I	I	99.91	78.68	н.а.	ереходом
I	9	51.03	I	3.98	Н.а.	8.23	I	17.35	17.1	I	Ι	Ι	Ι	97.69	79.00	н.а.	орх с п включен
	5	53.73	I	0.97	Н.а.	8.89	I	30.33	1.89	I	Ι	Ι	0.4	96.21	85.89	21.67	6 – зерно
ен	4	56.21	I	0.56	Н.а.	8.04	I	32.51	1.54	I	Ι	Ι	0.31	99.17	87.83	27.08	край); 4— пентр он
опирокс	3	55.97	I	0.94	н.а.	8.53	0.28	32.05	1.76	I	Ι	Ι	0.59	100.12	87.02	29.63	средина-і май)∙ 10 —
Opr	2	55.87	I	1.14	н.а.	9.77	I	31.39	2.18	I	Ι	Ι	0.48	100.83	85.15	22.02	(центр-с [,] пентр-кт
	1	56.31	I	0.89	н.а.	8.8	I	30.66	1.74	0.56	I	I	I	98.96	86.14	н.а.	3 — зерно () — зерно (
Минерал	Элемент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	$\rm K_2O$	V_2O_5	Cr_2O_3	Сумма	Mg#	Cr#	Примечание: 1–. 8–9

Таблица 5. Состав минералов бонинита (обр. D3-003).

Минерал		Плаги	юклаз		Кли	нопиро	ксен	Титаном	агнетит
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48.81	53.17	49.02	52.28	50.39	50.03	48.45	_	_
TiO ₂	_	_	_	_	_	0.34	0.25	7.72	7.17
Al_2O_3	31.25	27.29	30.72	28.64	1.3	1.5	2.2	2.14	2.12
FeO	0.79	0.57	0.66	0.56	14.95	15.71	15.8	80.19	77.44
MnO	_	_	_	_	0.41	0.36	0.36	_	_
MgO	_	_	_	_	11.68	12.29	10.65	0.67	_
CaO	14.88	10.75	14.32	11.7	18.1	17.58	18.07	_	_
Na ₂ O	2.57	4.61	2.84	4.27	_	_	_	_	_
K ₂ O	0.01	0.05	0.05	0.07	_	_	_	_	_
V_2O_5	_	_	_	_	_	_	_	2.23	2.35
Сумма	98.31	96.44	97.61	97.52	96.83	97.81	95.78	92.95	89.08
Mg#	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	58.23	58.26	54.60	н.а.	н.а.

Таблица 6. Состав минералов андезита из бонинитовой серии (обр. D3-012).

Примечание: 1-4 – зональные зерна плагиоклаза (1 и 3 – центр; 2 и 4 – кайма)



Рис. 8. Породы подводной горы Хахаджима на диаграмме AFM с использованием данных [4, 15, 22, 42, 43].

Поля – по [3, 6, 9]: І – ультрабазиты (реститы); ІІ – кумуляты и «нижние габбро»; ІІІ – «верхние» габбро и дайковый комплекс; IV – океанические толеиты; V – марианит-бонинитовая и островодужная серии. Граница толеитовой и известково-щелочной серий – по [25]. FeO* = 0.89×Fe₂O₃ + FeO.

I – дуниты и перидотиты; *2* – пироксениты; *3* – габброиды; *4* – долериты и диабазы; *5* – низко-Ті базальты; *6* – высоко-Ті базальты.

Образец	D1-201	D1-001	D1-008	D1-401	D1-402	D1-502	D1-701	D3-001	D3-003	D3-012
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37.78	39.29	42.06	48.21	48.66	50.05	54.98	50.00	54.44	66.88
TiO ₂	0.002	0.001	0.03	0.23	0.37	0.72	0.02	0.27	0.18	0.22
Al_2O_3	0.25	0.27	0.78	18.72	14.52	14.08	1.01	17.79	10.71	12.65
$Fe_2O_3^*$	9.60	8.34	6.08	4.59	8.22	10.12	9.91	5.41	8.98	3.87
FeO	н.а.	н.а.	1.45	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
MnO	0.12	0.10	0.13	0.09	0.15	0.17	0.19	0.11	0.14	0.04
MgO	37.05	35.64	32.29	7.12	7.58	7.25	30.52	7.56	9.25	1.96
CaO	0.06	0.10	5.09	17.20	13.86	13.19	1.47	16.28	7.92	5.52
Na ₂ O	0.26	0.27	0.32	1.79	2.68	2.87	0.19	1.70	1.63	3.91
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.03	0.11	0.07	0.02	0.04	0.75	1.21
P_2O_5	0.03	0.04	0.06	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	1.01
H_2O^2	1.67	2.22	0.95	0.14	0.12	0.06	0.00	0.06	0.61	0.29
ппп	12.93	13 31	11.05	2.10	3 30	1.52	1 17	0.91	4 89	2.59
Σ	99 76	99.60	100.31	100.23	99.58	100.13	99.48	100.12	99.52	100.15
Be	0.02	0.02	0.06	0.11	0.28	0.20	0.10	0.08	0.20	0.56
Sc	5 70	6.10	38.27	32.60	45 40	39.90	28.00	34 30	30.70	11 70
V	46.66	41 22	152.08	202.00	300.49	427.94	148 24	209.94	213.24	138.09
Cr.	3600.88	772 48	3307 24	1543 78	500.47	343 78	4493 28	207.74	1170 78	3 40
	85 71	50.01	137.85	30.28	41 79	51.80	86 74	34 76	48.26	9.50
Ni	1484 55	1811 55	2213 58	146.61	102.61	116.61	883.86	120.96	217.46	27.93
	11 35	11 54	50.85	65.02	00.87	126.57	6 70	10.50	217. 4 0 15.72	27.93
Zn	1081	73.00	167.03	30.20	30.57	75 10	50.79	32 30	57.00	37.00
Ca	0.26	0.28	107.05	10.17	12.24	12.00	0.02	12.30	7.00	12.26
Dh	0.20	0.38	4.00	0.56	12.34	12.00	1.02	0.50	7.01	12.50
KU Sa	0.11	0.25	0.57	0.30	1.10	1.02	1.05	0.39	9.19	171.00
Sr	0.44	7.93	10.40	07.03 6.50	17.00	07.55	2.09	/1.95	/8.30	1/1.00
Y Zu	0.94	0.76	1.95	0.39	17.00	19.80	0.41	7.74	5.07	33.13
	1./8	0.54	1.44	5.52	22.45	27.27	0.88	/.82	19.88	09.92
IND M-	0.05	0.04	0.24	0.09	0.19	0.21	0.05	0.08	0.24	1.20
Mo	1.08	0.56	н.а.	0.27	0.4/	0.92	0.36	0.01	0.57	0.76
Ca	0.34	0.33	н.а.	0.36	0.03	0.27	0.10	0.09	0.03	0.04
Sn	0.48	5.82	0,05	0.45	0.25	0.52	0.01	0.84	0.03	0.20
Cs	н.а.	н.а.	0.09	0.01	0.04	0.32	0.08	-	0.17	0.22
Ва	2.92	3.20	2.62	5.11	4.07	6.12	3.75	4.11	18.22	81.15
La	0.10	0.09	0.23	0.23	0.60	0.64	0.13	0.46	0.85	14.19
Ce	0.14	0.24	0.26	0.63	2.73	2.90	0.28	0.99	2.03	22.70
Pr	0.03	0.02	0.09	0.12	0.39	0.52	0.05	0.13	0.32	2.58
Nd	0.11	0.07	0.23	0.93	2.72	4.09	0.27	1.26	1.50	11.66
Sm	0.04	0.02	0.08	0.15	1.43	1.73	0.13	0.35	0.50	2.47
Eu	0.01	0.01	0.03	0.21	0.33	0.50	0.06	0.25	0.18	0.49
Gd	0.07	0.04	0.16	0.44	1.34	1.44	0.11	0.56	0.46	2.05
Tb	0.01	0.01	0.03	0.16	0.46	0.45	0.01	0.14	0.11	0.64
Dy	0.11	0.05	0.18	1.26	3.01	3.19	0.08	0.89	0.83	3.72
Но	0.03	0.01	0.05	0.26	0.68	0.67	0.02	0.31	0.20	0.85
Er	0.09	0.04	0.16	0.76	1.90	2.12	0.01	0.68	0.49	2.70
Tm	0.01	0.01	0.02	0.08	0.29	0.30	0.00	0.10	0.07	0.41
Yb	0.11	0.05	0.10	0.57	1.66	1.75	0.11	0.74	0.76	2.41
Lu	0.02	0.01	0.03	0.07	0.26	0.35	0.02	0.10	0.09	0.49
Hf	0.02	0.04	0.02	0.09	0.66	0.80	0.00	0.24	0.58	1.60
Та	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.09
W	0.11	0.27	0.10	0.68	0.17	1.31	0.50	0.30	11.33	0.30
Pb	0.45	3.08	4.25	2.73	1.19	2.28	1.26	0.34	0.31	1.26
Th	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06	0.27
U	1.85	3.22	0.94	_	_	_	0.18	_	0.01	0.44

Таблица 7. Состав пород подводной горы Хахаджима.

Примечание. 1 – серпентинизированный дунит; 2–3 – в различной степени серпентинизированные лерцолиты; 4–5 – габбро; 6 – базальт; 7 – ортопироксенит; 8 – габбронорит; 9 – бонинит; 10 – андезит из бонинитовой серии; содержания петрогенных элементов даны в мас. %, элементов примесей в г/т; для №№ 1–2 и 4–10 – Fe₂O₃ как общее железо. Анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, аналитики: Горбач Г.А., Ткалина Е.А., Хуркало Н.В., Блохин М.Г., Остапенко Д.С., Волкова Е.В.



Рис. 9. Нормализованные, по [40], диаграммы распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для пород подводной горы Хахаджима с использованием данных [26, 42, 43].

Поля: I – низко-Ті базальты; II – бониниты; III – адакиты. Составы базальтов срединно-океанических хребтов нормального типа (N-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) – по [40].

I – габброиды; 2 – высоко-Ті базальты; 3 – ультрабазиты; 4 – бонинитовые дациты и андезиты.

рациями Y (7–18 ppm) и обогащением легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) по отношению к тяжелым РЗЭ (рис. 9). Отличительной особенностью адакитов подводной горы Хахаджима является высокое содержание MgO (до 9.52 мас. %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди ультраосновных пород горы Хахаджима преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, для которых характерны признаки динамометаморфизма и катаклаза (зоны дробления, зеркала скольжения, интенсивные деформации и т.д.) Гораздо менее распространены перидотиты с кумулятивными, гипидиоморфнозернистыми структурами – серпентинизированные лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и верлиты, пироксениты (вебстериты и ортопироксениты) [4, 15, 30].

Состав акцессорных хромшпинелей из лерцолитов, гарцбургитов и дунитов характеризует их как породы надсубдукционных офиолитов. На диаграмме Mg#–Cr# (рис. 10) фигуративные точки попадают в поле надсубдукционных перидотитов. Хромиты из лерцолитов ложатся на тренд фракционной кристаллизации, в то время как хромиты гарцбургитов и дунитов образуют тренд частичного плавления. Т.е. лерцолиты являются кумулятивными ультрабазитами, а дуниты и гарцбургиты – реститами пород верхней мантии.

Для перидотитов горы Хахаджима характерны низкие температуры равновесия сосуществующих минералов. По двупироксеновым термометрам [27, 32, 41] температурный интервал равновесия пироксенов в гарцбургитах составляет ~870–950 °С при давлении 2.6–3.6 кбар. Условия образования ортопироксенита в целом близки к гарцбургитовым, но отличаются большей вариацией давления (2.5–5.7 кбар).

Габброиды горы Хахаджима широко варьируют по типу от троктолитов до амфиболовых габбро. Полагают, что родоначальными магмами габброидов могут быть как MORB, так и IAT магма [22]. Это подтверждается находками на горе Хахаджима толеитовых базальтов как MORB типа, так и островодужных толеитов [22, 26]. Как показали исследования



Рис. 10. Диаграмма Mg# – Cr# [13] для хромшпинелей из пород подводной горы Хахаджима, с использованием данных [4, 15, 18, 26, 30].

Поля: І – абиссальных перидотитов [13]; ІІ – надсубдукционных перидотитов [31], ІІІ – составы хромшпинелей из пород подводной горы Хахаджима, по [21]; ІV – составы хромшпинелей из пород подводной горы Хахаджима, по [22]; V – бониниты [13]. Тренды частичного плавления (ЧП) и фракционной кристаллизации (ФК) – по [12, 33]. Условные обозначения: *1* – лерцолиты; *2* – дуниты; *3* – гарцбургиты; *4* – ортопироксениты; *5* – верлиты; *6* – бониниты.

А. Ишиватари [22], MORB тип базальтов горы Хахаджима обогащен TiO₂ (1.2–1.4 мас. %), обеднен Al₂O₂ и К₂О, а островодужные толеиты наоборот – обеднены TiO₂ (0.8–1 мас. %) и обогащены Al₂O₃. Впоследствии были выделены низко-Ті (ТіО₂ < 2 мас. %) и высоко-Ті (ТіО₂ > 2 мас. %) базальты (рис. 11). Оба подтипа близки к N-MORB, но по некоторым геохимическим и изотопным характеристикам их происхождение связывают с разными обстановками. Базальты низко-Ті подтипа сходны с задуговыми породами Западно-Филиппинского бассейна, а высоко-Ті близки к юрским базальтам Тихоокеанской плиты [43]. Однако на вариационных диаграммах габброиды, долериты и базальты образуют единую серию (рис. 8 и 9). Они характеризуются накоплением литофильных и редкоземельных элементов в более дифференцированных породах (рис. 9 и табл. 7), что может указывать на происхождение пород из общего магматического источника, близкого к N-MORB. На диаграмме Th_N/Nb_N (рис. 12) фигуративные точки высоко-Ті базальтов соответствуют базальтам задуговых бассейнов и попадают в область между N-MORB и E-MORB, а также находятся в поле базальтов задуговых бассейнов без субдукционных или коровых компонентов. В то же время низко-Ті базальты попадают в область деплетированных MORB и соответствуют породам внутриокеанических дуг. Однако, если нанести на эти диаграммы составы бонинитов и адакитов, удается проследить эволюцию магм. Низко-Ті базальты, бониниты, бонинитовые дациты и андезиты, а также адакиты образуют тренд с постепенным увеличением субдукционных компонентов в более дифференцированных породах. Высоко-Ті базальты постепенно увеличивают содержание OIBкомпонента, что также отражается на мультиэлементных диаграммах обогащением подвижных элементов до уровня OIB (рис. 9). Можно предположить, что высоко-Ті базальты отражают состав первичных примитивных выплавок из источника N-MORB, а низко-Ті базальты отражают стадию повторного плавления мантийных пород при образовании магм бонинитовой и адакитовой серий.

На основании низких температур минеральных равновесий в гарцбургитах некоторыми исследова-

Рис. 12. Диаграммы Th_N/Nb_N [36] для основных пород подводной горы Хахаджима с использованием данных [26, 43].

Составы пород на классификационной диаграмме (*a*) и их тектоническая интерпретация (*б*). Поля: AB – щелочные базальты океанических островов; IAT – низко-Ti островодужные толеиты; CAB – известково-щелочные базальты; BABB – базальты задуговых бассейнов; Backarc A – базальты задуговых бассейнов, характеризующиеся наличием субдукционных или коровых компонентов (например, молодые внутриокеанические или энсиалические задуговые бассейны); Backarc B – базальты задуговых бассейнов без субдукционных или коровых компонентов (например, зрелые внутриокеанические задуговые бассейны). Nb и Th нормализованы к N-MORB по [40]. Условные обозначения: 1 – низко-Ti базальты; 2 – высоко-Ti базальты; 3 – бониниты; 4 – бонинитовые дациты и андезиты; 5 – адакиты.



Рис. 11. Диаграмма Ті–V [39] для лав различных геологических структур Филиппинского моря.

Поля базальтов островных дуг (IA) и Гавайский островов (HAW) – по [7]. 1 и 2 – низко-Ті и высоко-Ті базальты подводной горы Хахаджима [данная работа + 4, 15, 43]; 3 и 4 – ферротолеиты и магнотолеиты впадин Западно-Филиппинской, Пересе-Вела и Марианского трога [11, 38]; 5 и 6 – стратовулканы и щитовые вулканы хребта Кюсю-Палау [38]; 7 – базальты и трахиты горы Виноградова [38]; 8 – преддуговые базальты (FAB), по [34].





Рис. 13. Батиметрическая карта с типами горных пород, полученными в результате драгирования и погружений подводных аппаратов в районе хребта Бонин, по [23, 35], с изменениями авторов.

I – толеитовые и известково-щелочные островодужные вулканиты; *2* – бониниты; *3* – преддуговые базальты; *4* – габбро; *5* – перидотиты; *6* – меловые породы; пунктирные линии – сейсмические профили.

телями [22] предполагалась возможная связь мантийных перидотитов с островодужными толеитами и бонинитовыми магмами. Это косвенно подтверждается схожим характером распределения РЗЭ в ультрабазитах и бонинитовых дацитах и андезитах, а также наличием Ті-минимума на спайдер-диаграммах в ультрабазитах, бонинитовых дацитах и адакитах (рис. 9). Т.е. гарцбургиты и дуниты могут представлять собой мантийные реститы, сильно деплетированные в результате двустадийного процесса плавления. На первом этапе выплавлялись толеиты MORB, на втором – островодужные толеиты и бониниты.

Анализ геологического строения и морфоструктуры Идзу-Бонинско-Марианской дуги показывает, что подводная гора Хахаджима является частью хребта Бонин, а не океанического плато Огасавара (рис. 13). Исследование нескольких участков подводной части хребта Бонин с использованием подводных аппаратов и драгирования позволило воссоздать здесь разрез, начинающийся офиолитами, перекрытыми комплексом островодужных пород [23]. Вулканизм здесь начинается с излияния базальтовых лав («преддуговые базальты» по [34]), образовавшихся в результате декомпрессионного плавления мантии [23]. Выше разрез наращивается вулканитами бонинитовой серии. Т.е. мы видим полную аналогию с разрезом, получаемым для подводной горы Хахаджима.

выводы

Подводная гора Хахаджима представляет собой тектонически перемещенный блок земной коры, обрезанный разломами до прямоугольной формы, который сложен породами офиолитовой ассоциации и островодужными вулканитами.

В основании разреза залегают мантийные реститы (дуниты и гарцбургиты), сильно деплетированные в результате двустадийного процесса плавления. Выше расположены магматические кристаллические породы: кумулятивные лерцолиты, троктолиты и различные габброиды. Завершается разрез долеритами и базальтами. Офиолитовый комплекс фиксирует начальные этапы формирования островодужной системы – образование новой океанической коры, слагающей сейчас впадины Филиппинского моря.

Офиолитовый комплекс послужил основанием для формирования на нем собственно островодужных образований – толщи лав островодужных толеитов, бонинитов и адакитов. При этом породы фундамента подвергались воздействию мощного теплового потока, вызвавшего повторное плавление мантийных реститов и метаморфизм пород коры.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по теме АААА-А17-117092750069-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бехтольд А.Ф., Васильев Б.И., Говоров И.Н., Дмитриенко Г.Г., Евланов Ю.Б., Кирюхина Н.И., Колобов В.Ю., Коновалов Ю.И., Линькова Т.И., Паланджян С.А., Пономарев Г.П., Райкевич М.И., Тарарин И.А., Чубаров В.М. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. М.: Наука, 1991. 260 с.
- Васильев Б.И., Говоров И.Н., Безверхний В.Л., Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Тарарин И.А., Аблаев А.Г. Геологическое строение подводного плато Огасавара (Тихий океан). / Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 40 с.
- 3. Высоцкий С.В., Голич А.Н. Петрология и минералогия офиолитов структур типа Pull-apart (на примере трога Кай-ман) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 38-51.
- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К., Тарарин И.А., Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Герасимов Н.С., Коновалов Ю.И., Симаненко В.П., Дмитриев Ю.И., Паланджян С.А., Маляренко А.Н., Октябрьский Р.А., Мартынов Ю.А., Съедин В.Т., Чубаров В.М., Злобин С.К. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Зимин С.С., Сахно В.Г., Говоров И.Н., Тарарин И.А., Залищак Б.Л., Никольский Н.С., Ленников А.М., Надашковский П.Г., Мартынов Ю.А. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
- 6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Геохимия и особенности формирования позднемеловыхмиоценовых базальтов юга Корейского полуострова // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
- Паланджян С.А., Говоров И.Н., Тарарин И.А., Васильев Б.И., Коновалов Ю.И. Перидотиты Идзу-Бонинского глубоководного желоба // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 6. С. 1434–1439.
- 9. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии: Сб. статей. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.
- Тарарин И.А. Метаморфизм в островных дугах и глубоководных желобах западной пацифики. Автореф. дис. ... док. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1995. 87 с.
- Щека С.А., Высоцкий С.В., Съедин В.Т., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Говоров Г.И. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 145–177.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, N 12. P. 2279–2302.
- Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially

associated lavas // Contrib. Miner. Petrology. 1984. V. 86, N 1. P. 54–76.

- Fujioka K., Tokunaga W., Yokose H., Kasahara J., Sato T., Miura R., Ishii T. Hahajima Seamount: An enigmatic tectonic block at the junction between the Izu–Bonin and Mariana Trenches // Island Arc. 2005. V. 14. P. 616–622.
- Govorov I.N., Palandzhian S.A., Tararin I.A., Konovalov Y.I. Ophiolites, boninites, and basalts of an inner slope of the Izu-Bonin Trench / H. Tokuyama, et. al. (eds.) // Geology and geophysics of the Philippine Sea. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co. (TERRAPUB), 1995. P. 279–309.
- Ishii T., Konishi K., Ohmura A. Description of samples / K. Kobayashi (ed.). Preliminary report of the Hakuho-Maru Cruise KH80-3. Tokyo: Ocean Research Institute, Univ. Tokyo, 1981. P. 105–165.
- Ishii T., Konishi K., Naka J., Futakuchi K., Ohara H. Description of samples from Ogasawara fore-arc seamount or «Ogasawara Paleoland» / K. Kobayashi (ed.). Preliminary report of the Hakuho-Maru Cruise KH82-4. Tokyo: Ocean Research Institute, Univ. Tokyo, 1983. P. 173–186.
- Ishii T. Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or «Ogasawara Paleoland» fore-arc ophiolite / N. Nasu, et. al. (eds.) // Advances in Earth and planetary sciences, formation of active ocean margins. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co.(TERRAPUB), 1985. P. 307–342.
- Ishii T., Kobayashi K., Shibata K., Naka J., Johnson K., Ikehara K., Iguchi M., Konishi K., Wakita H., Zhang F., Nakamura Y., Kayane H. Description of samples from Ogasawara fore-arc, Ogasawara Plateau and Mariana Trough, during KH84-1 Cruise / K. Kobayashi (ed.). Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH84-1. Tokyo: Ocean Research Institute, Univ.Tokyo, 1985. P. 105–165.
- Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 / P. Fryer, et al. (eds.) // Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: ODP, 1992. P. 445–485.
- Ishii T., Sato H., Haraguchi S., Fryer P., Fujioka K., Bloomer S., Yokose H. Petrological characteristics of peridotites from serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc // J. Geography (Chigaku Zasshi). 2000. V. 109, N 4. P. 517–530 (in Japanese with English abstract).
- 22. Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.-B., Ishii T., Haraguchi S., Koizumi K., Ichiyama Y., Umeka M. Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // The Island Arc. 2006. V. 15, N 1. P. 102–118.
- Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., Kanayama K., Umino S., Harigane Y., Sakamoto I., Miyajima Y., Yuasa M., Dunkley D.J. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 306, N 3–4. P. 229–240.
- Kim Y.-U., Nemoto K., Sakamoto I., Azuma T. Submarine geology of the Hahajima Seamount, Ogasawara Sea // Chikyu Monthly Spec. Vol. 2005. V. 52. P. 134–139 (in Japanese).
- Kuno H. Differentiation of basalt magmas / H.H. Hess, A. Poldervaart, (eds.) // Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. New York: Interscie.Publ., 1968. P. 623–688.
- 26. Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S., Ishii T., Ishiwatari A.,

Maruyama S., Qiu H.-N., Ishikawa T., Kato Y., Haraguchi S., Takahata N., Hirahara Y., Miyazaki T. High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin Fore-arc Seamount: Implications for the reaction between slab melts and depleted mantle // J. Petrol. 2013. V. 54, N 6. P. 1149–1175.

- Lindsley D.H. Pyroxene thermometer // Am. Miner. 1983.
 V. 68. P. 477–493.
- Miura R., Nakamura Y., Koda K., Tokuyama H., Coffin M.F. «Rootless» serpentinite seamount on the southern Izu-Bonin forearc: Implications for basal erosion at convergent plate margins // Geology. 2004. N. 32, N 6. P. 541–544.
- 29. Ohara Y., Kato Y., Yoshida T., Nishimura A. Geoscientific characteristics of the seafloor of the southern Ocean of Japan revealed by Japan's continental shelf survey // J. Geography (Chigaku Zasshi). 2015. V. 124, N 5. P. 687–709 (in Japanese with English abstr.).
- Okamura H., Arai S., Kim Y.-U. Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu-Bonin arc, with special reference to chemical characteristics of chromian spinel // Miner. Magazine. 2006. V. 70, N 1. P. 15–26.
- Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrology. 1998. V. 39, N 9. P. 1577–1618.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2008. V. 69, N 1. P. 61–120.
- 33. Python M., Ceuleneer G., Arai S. Chromian spinels in mafic– ultramafic mantle dykes: evidence for a two-stage melt production during the evolution of the Oman ophiolite // Lithos. 2008. V. 106, N 1–2. P. 137–154.
- 34. Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.-I., Peate D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochem. Geophys. Geosystems. 2010. V. 11, N 3.
- 35. Reagan M., Pearce J., Petronotis K., Almeev R., Avery A.A., Carvallo C., Chapman T., Christeson G., Ferre E., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H. Y., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W., Whattam S. Expedition 352 summary / M.K. Reagan, J.A. Pearce,

K. Petronotis, and the expedition 352 scientists, Izu-Bonin-Mariana Fore Arc // Proc. of the International Ocean Discovery Program, 352: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2015.

- 36. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // Geosci. Frontiers. 2015. V. 6, N 4. P. 481–501.
- Sakai R., Kusakabe M., Noto M., Ishii T. Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogasawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 100, N 1–3. P. 291–303.
- 38. Shcheka S.A., Vysotskiy S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea floor / H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, et. al. (eds.) // Geology and geophysics of the Philippine Sea. Tokyo: Terra Sci. Publ. Company (TERRAPUB), 1995. P. 251–278.
- Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
- Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42, N 1. P. 313–345.
- Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. to Miner. and Petrology. 1977. V. 62, N 2. P. 129–139.
- 42. Yamamoto K., Masutani Y., Nakamura N., Ishii T. REE characteristics of mafic rocks from a fore-arc seamount in the Izu-Ogasawara region, western Pacific // Geochem. J. 1992. V. 26, N 6. P. 411–423.
- 43. Yatsuka S., Okamura S., Sakamoto I., Azuma T., Kim Y.U., Ikeda Y. Diverse geochemical signatures in MORB-like basalts dredged from the trench slope of the Ogasawara Ridge and the Hahajima Seamount (Implications for the origin of the tectonic event in the Izu-Bonin fore arc) // Japanese Mag. Miner. Petrol. Sci. 2010. V. 39, N 5. P. 171–189 (in Japanese with English abstr.).

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым после доработки15.11.2019 г. принята к печати 22.01.2020 г.

A.N. Golich, S.V. Vysotsky

Island-arc ophiolites of the Hahajima seamount (Bonin trench, Philippine Sea)

The paper presents new results of rock studies dredged from the Hahajima seamount during the expedition of the Research Ship "Hakuho-Maru" in 2003 (Cruise KH03-3).

It is shown that the seamount is a tectonically displaced block of the Earth's crust composed of island-arc ophiolites. The basement of the ophiolite complex is represented by highly depleted mantle rhestites (dunites and harzburgites). Higher up occur cumulative lherzolites, various gabbroids, and basalts. This complex fixes initial stages of island-arc system formation, that is formation of an oceanic crust of the marginal sea. The section is built up of the complex of proper island arc rocks – tholeiites, boninites, and adakites. New data on mineralogy and geochemistry of the studied rocks are given.

The ophiolitic complex served as a basement for generation of island arc formations above it was subjected to the powerful heat flow resulted in repeated melting of mantle rhestites and metamorphism of the above rocks.

Key words: island-arc ophiolites, seamount, Hahajima, Izu-Bonin-Mariana island arc system, Philippine Sea.