

УДК 551.242.2(261/264+267)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТОРИЯ–ТРИНДАДИ (ЗАПАД БРАЗИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ, ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2010 г. С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, Н. Н. Турко

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 22.06.2009 г.

Поступило 02.07.2009 г.

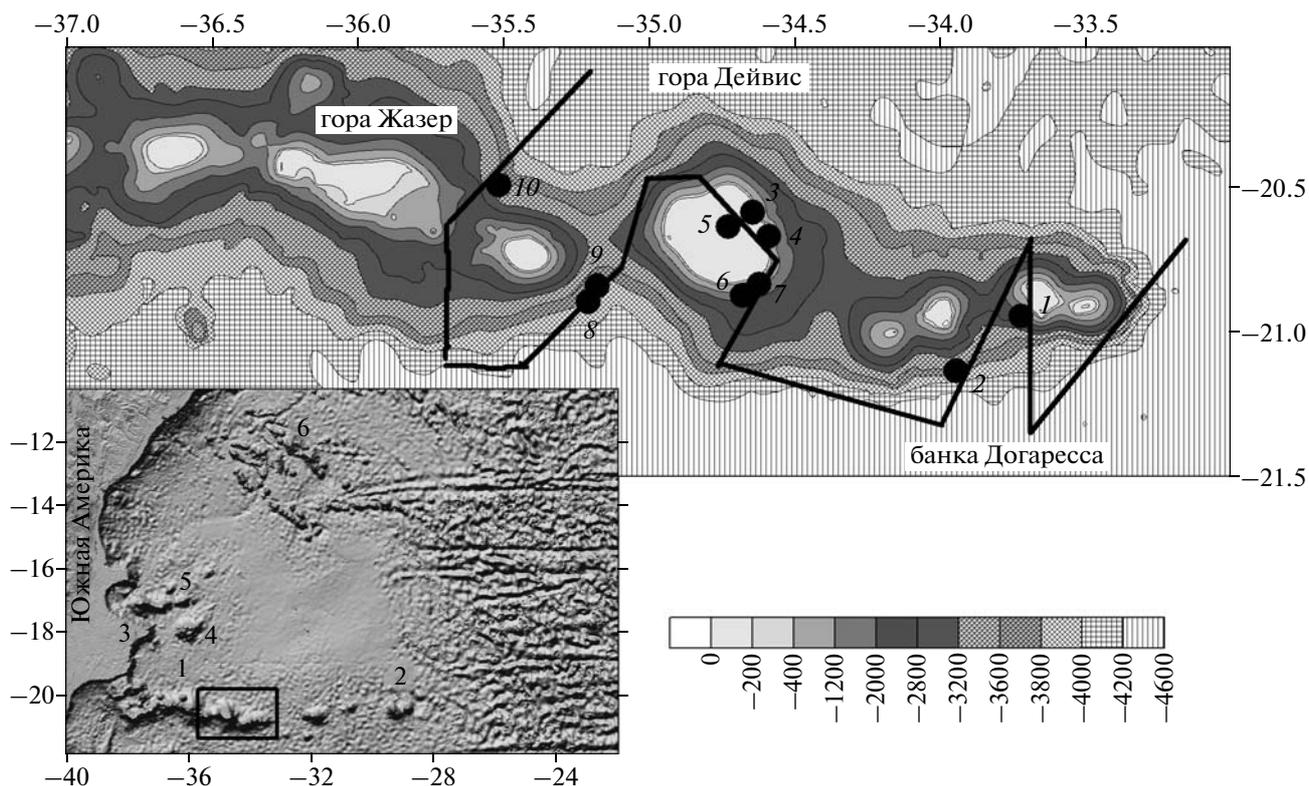
Одним из важных вопросов океанской геологии является происхождение крупных линейных поднятий на океанической коре. В 24-м рейсе нис “Академик Вавилов” (научный руководитель акад. Ю.М. Пушаровский) в 2008 г. проводились работы на западе Бразильской котловины в районе цепи подводных гор (хребта) Витория–Триндади, протягивающейся вдоль  $20.5^\circ$  ю.ш. (рис. 1). На ее восточном окончании находятся острова Мартин-Вас и Триндади, сложенные нефелинитами и фонолитами с возрастом 3.6–0.008 млн. лет [1–3]. Происхождение этой цепи, как правило, связывают с горячей точкой Триндади [4, 5], функционирующей с позднего мела и до наших дней и локализованной ниже названных выше островов. Однако для подтверждения этой точки зрения необходимо иметь определения возраста пород с собственно подводных гор. Отсутствуют и непротиворечивые объяснения субширотного простирания цепи, поскольку, как следует из работы [6], в период ее становления Южно-Американская плита могла двигаться в северо-западном направлении. Именно такое простирание у расположенной севернее цепи гор Байя (см. рис. 1). С другой стороны, структуры с субширотными простираниями широко развиты восточнее и связаны с зонами трансформных разломов. В частности, по мнению авторов работы [7], цепь Витория–Триндади сопряжена с одноименным разломом, пересекающим ось Срединно-Атлантического хребта на  $18^\circ 40'$  ю.ш.

В пределах центрального сегмента обсуждаемой цепи, включающем гору Жазер, гору с центром вершины около  $20.71^\circ$  ю.ш.,  $35.46^\circ$  з.д., гору Дейвис и ряд гор, образующих банку Догаресса, с центрами их вершин около  $20.95^\circ$  ю.ш.,  $34.25^\circ$  з.д.,  $20.93^\circ$  ю.ш.,  $34.03^\circ$  з.д. и  $20.85^\circ$  ю.ш.,  $33.64^\circ$  з.д., были изучены строение верхней части осадочного чехла с помощью акустического профилографа “Парасаунд” и особенности рельефа дна с ис-

пользованием многолучевого эхолота Hollming ECHOS XD (см. рис. 1). При драгировании со склонов гор получены представительные коллекции пород (табл. 1).

По результатам акустического профилирования выделены три типа разрезов осадочных отложений, покрывающих склоны гор. Первый тип приурочен к нижним частям склона. Верхняя граница его распространения поднимается с востока на запад от глубин 3500 до 2300 м. Видимая мощность осадочных отложений сокращается вверх по склону от 100 до 60 м. Выделяются три слоя с распылчатыми границами между ними: верхний слой (мощность 10–15 м) – это акустически непрозрачные, средний слой (15–20 м) – акустически прозрачные и нижний слой (60–70 м) – акустически непрозрачные отложения (рис. 2). На этих участках склонов широко развиты оползни. Второй тип осадочного разреза, сменяющий вверх по склону разрез I типа, образован акустически непрозрачными отложениями (40–50 м). Уровень верхней границы этого типа осадков на горах банки Догаресса – 2400–2000 м, на горе Жазер – 1650 м. Третий тип разреза сменяет вверх по склону разрез II типа. Это – слабо отражающие, спорадически распространенные, акустически непрозрачные отложения (10–20 м). В среднем верхней граница их распространения составляет около 1000 м.

Склоны гор осложнены ступенями и уступами, а также перегибами склонов, выше которых увеличивается их крутизна (рис. 3). Наиболее пологая нижняя часть склона заканчивается на уровне 2100–2400 м в районе горы Жазер, 2400–2600 м – горы Дейвис и 3200–3400 м – банки Догаресса. На глубине около 3200 м находится поверхность седловины, разделяющей банку Догаресса и гору Дейвис, а около 2100 м – поверхность седловины между горами в западной части сегмента. Таким образом, пологая нижняя часть склона хребта Витория–Триндади, перекрытая осадочными отложениями I типа, представляет собой поверхность единого поднятия, являющегося цоколем для вулканических построек. С запада на восток при



**Рис. 1.** Схема работ, проведенных в центральном сегменте цепи подводных гор Витория–Триндади. Линии – основные профили акустического и батиметрического профилирования, кружки – станции драгирования: 1 – V2403, 2 – V2405, 3 – V2406, 4 – V2407, 5 – V2408, 6 – V2410, 7 – V2411, 8 – V2412, 9 – V2413, 10 – V2414. На врезке показан общий план строения дна юго-западной части Бразильской котловины, на ней цифрами обозначены: 1 – подводный хребет Витория–Триндади, 2 – острова Триндади и Мартин-Вас, 3 – хребет Аброльюс, 4 – гора Хотспер, 5 – гора Морган, 6 – горы Байя. Прямоугольником выделен район детальных работ. Схемы выполнены на основе карты, построенной по данным спутниковой альтиметрии [12]. Внизу приведена шкала глубин, м.

увеличении глубины вершины этого поднятия и уменьшения средней высоты от 2000 до 1000 м сокращается и его ширина от 66 до 32 км. Северная и южная нижние границы поднятия имеют разные глубины: 4040–4200 и 4300–4450 м соответственно (см. рис. 3), из чего следует, что хребет Витория–Триндади приурочен к уступу дна высотой 200–400 м. Это означает, что становлению этого хребта предшествовали тектонические движения, приведшие к ступенчатому подъему дна. Возможно, они были связаны с ростом обширного поднятия, которое сейчас хорошо выражено на карте ГЕБКО в приконтинентальной части Бразильской котловины и к которому в настоящее время, наряду с хребтом Витория–Триндади, также приурочены хребет Аброльюс, горы Хотспер, Морган и др. Нижняя граница цокольного поднятия нередко представлена каскадами крутых уступов общей амплитудой 100–300 м, а на его склонах развиты ступени, которые в интервалах 3900–3950 и 3700–3750 м наблюдались на всех профилях.

Вулканические постройки имеют форму усеченного конуса и более крутой склон по сравнению с цоколем, их верхняя граница проходит на

глубине около 400 м. На всех палеовулканах наблюдаются перегибы склонов в районе глубин 1600–1650 и 1000–1200 м, разделяющие их на нижнюю, среднюю и верхнюю части. К первым двум приурочены осадки II типа, к верхней – III типа. Перегибы осложнены ступенями, уступами и грядами, свидетельствующими о неотектонических процессах в пределах цепи Витория–Триндади. Современная высота палеовулканов в районе горы Жазер – 1700–2000 м, горы Дейвис – 2100 м, банки Догаресса – 2800–3000 м.

Выше 400 м располагаются участки гор с наиболее крутыми склонами, с которых ранее при драгировании были получены карбонатные породы, сформировавшиеся в условиях карбонатной банки. Вершинные поверхности всех изученных гор плоские, на глубинах 40–70 м, соответственно, мощность карбонатных платформ составляет около 300 м. Эти данные показывают, что формирование карбонатных банок и последующее опускание всех гор протекало синхронно, несмотря на их удаленность друг от друга по простиранию хребта.

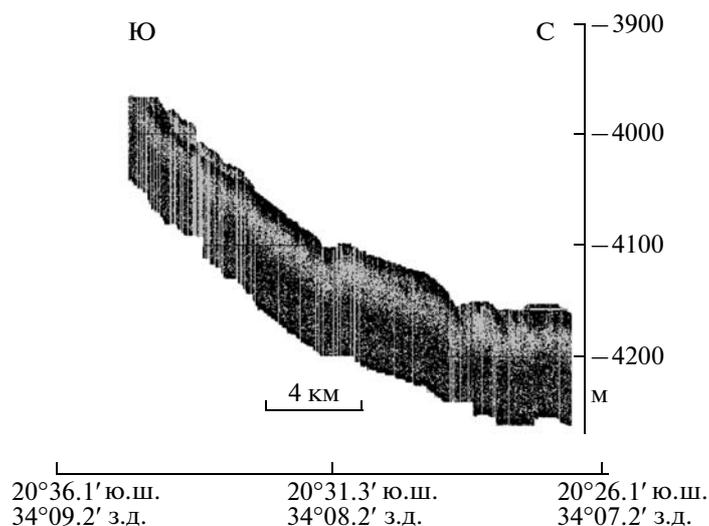
**Таблица 1.** Координаты, глубина и краткая характеристика станций драгирования

№ станции	Широта (ю.ш.)	Долгота (з.д.)	Глубина, м	Состав	Структура	Масса, кг
V2403	20°50.8' 20 52.0	34°02.7' 34 02.8	2150–1800	Вулканиды 40%, известняки 50%, брекчия 10%	Северный склон горы с центром на 20.93° ю.ш., 34.03° з.д.	100
V2405	21 00.6 21 00.4	34 15.2 34 15.3	2050–2000	Вулканиды (1 обломок)	Юго-западный склон горы с центром на 20.95° ю.ш., 34.25° з.д.	0.1
V2406	20 35.7 20 36.2	34 57.9 34 58.2	1680–1500	Известняки 100%	Северо-западный склон горы Дэйвис	0.1
V2407	20 35.5 20 36.1	34 56.8 34 57.4	1140–1060	Тuff (1 обломок), известняки (2 обломка)	То же	3
V2408	20 33.6 20 34.8	34 58.8 34 59.1	2270–2150	Известняки 100%	»	30
V2410	20 48.1 20 47.1	34 55.2 34 55.9	2380–2200	Вулканиды 55%, известняки 40%, брекчия 5%	Юго-западный склон горы Дэйвис	20
V2411	20 47.7 20 47.2	34 55.9 34 55.6	2350–2160	Карбонатный ил	То же	400
V2412	20 46.9 20 46.7	35 32.2 35 32.1	2740–2700	Карбонатный ил, Fe–Mn-корки	Юго-западный склон горы с центром на 20.71° ю.ш., 35.46° з.д.	400
V2413	20 44.3 20 44.1	35 29.9 35 29.8	1800–1670	Карбонатный ил, известняки	Северный склон горы Жазер	400
V2414	20 24.1 20 24.8	35 48.0 35 48.0	1100–870	Вулканиды 80%, известняки 20%	То же	10

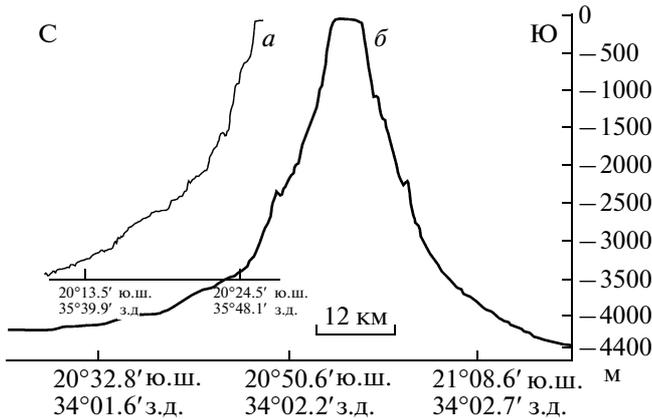
Драгированный каменный материал представлен обломками различных размеров и глыбами до 60 см в поперечнике, сложенными вулканидами, известняками и обломочными породами. Большею частью они угловатые, неправильной формы и лишь на станции V2410 (гора Дэйвис) слабо окатаны.

Известняки и обломочные породы представлены тремя типами. В наибольшем количестве получены органогенные разности, состоящие из

обломков бентосных организмов и цельных раковин фораминифер, погруженных в тонкодисперсный детрит. Они различаются по степени литификации. Слегка уплотненные карбонатные илы подняты на станциях V2408, V2411, V2412 и V2413. Уже сцементированные породы драгированы на станциях V2403 и V2406. Наиболее литифицированные пористые известняки, покрытые Fe–Mn-корками мощностью 3–4 мм, получены на станциях V2403, V2407, V2410 и V2413. Подобные известняки встречаются также в виде нашла-



**Рис. 2.** Характер осадочного чехла в нижней части северного склона горы с вершиной на 20°58' ю.ш., 34°18' з.д. (банка Догаресса).



**Рис. 3.** Морфология склонов подводных гор: а – северный склон горы Жазер, б – северный и южный склоны горы с вершиной на 20.93° ю.ш., 34.04° з.д. (банка Догаресса).

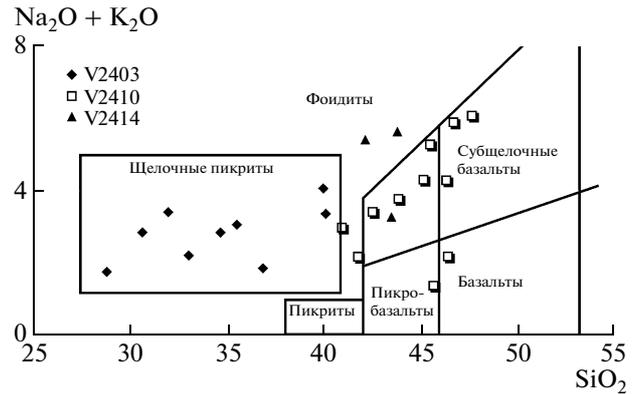
пок на вулканитах, в этом случае в них наблюдаются обломки этих вулканитов. По-видимому, эти известняки формировались вскоре после излияния подстилающих их вулканитов, а разности с меньшей степенью литификации осаждались на склонах гор позднее.

Второй тип встречен на станциях V2406, V2410 и V2414 и представлен мраморовидными известняками, сложенными кальцитом и имеющими панидиоморфозернистую мелко- и среднезернистую структуру. В образцах V2410/17, 18 такие известняки цементируют гидротермально измененные вулканиты. В обр. V2414/4а известняк контактирует с песчаником (обр. V2414б), состоящим из кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, обломков вулканитов и известковистых организмов. При этом известняк ассимилирует фрагменты песчаника размером 4–7 мм в поперечнике. В вулканитах (обр. V2414с), контактирующих и с известняками и с песчаниками, имеются ксенолиты известняков размером до 1 см в поперечнике. Таким образом, мраморовидные известняки сформировались при воздействии на карбонатные илы гидротермальных растворов или излившейся лавы.

Третий тип известняков составляют обломки карбонатных банок, венчающих подводные горы (обр. V2406/4, V2407/3, V2410/25–27).

Вулканиты темно-серого цвета, нередко сильно выветрелые, обохрены, трещиноваты, на станции V2403 покрыты Fe–Mn-корками мощностью 1–2 см, а на станциях V2410 и V2414 – тонкой пленкой Fe–Mn-оксидов.

Банка Догаресса. На ст. V2403 подняты афировые и оливин-клинопироксен-порфиновые породы. Хорошо раскристаллизованные афировые разности (обр. V2403/10, 12) состоят из



**Рис. 4.** Положение изученных вулканитов на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. Поля показаны по данным [8]. Нанесены составы пород, пересчитанные с учетом предположения, что первичное содержание флюидного компонента в породе составляло 2%.

микролитов плагиоклаза (30–40% от объема породы), клинопироксена (20–30%), измененного оливина (10–20%), изометричных зерен рудного минерала (15–25%), лейцита (до 10%), мелких столбчатых кристаллов апатита (4–5%) и чешуйчатого матрикса (5–10%), образованного смектитом и цеолитами. В оливин-порфириновом обр. V2403/4 в основной массе встречен близкий набор минералов. В других порфириновых разностях (обр. V2403/1, 2, 3, 5, 8) основная масса состоит из агрегата зерен столбчатого апатита со средним размером 0.025 × 0.005 мм, скелетных зерен Fe–Ti-рудного минерала, часто образующих решетчатые выделения, и мелких (около 0.005 мм) изометричных зерен лейцита и нефелина. Этот агрегат расположен среди плохо раскристаллизованного матрикса, в котором также имеются зерна оливина, крупные (0.05 мм) изометричные зерна Fe–Ti-рудного минерала, сульфида, редкие зерна клинопироксена и роговой обманки. Вкрапленники клинопироксена (3–10 мм, до 20 мм) составляют 15–25% от объема породы, оливина (0.5–2 мм), часто замещенного илдингситом, 10–15% (до 25%). Встречаются шпинель (до 1%) размером 0.5–2 мм и плагиоклаз (до 1%) сечением 5 × 0.5 мм. Пористость пород 5–15%, округлые поры диаметром 0.5–3 мм пустые.

Химический состав вулканитов ст. V2403 (табл. 2) аномален. Они характеризуются очень низкими содержаниями SiO<sub>2</sub> и на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O попадают в поле щелочных пикритов (рис. 4) [8]. Однако минеральный состав, а также низкие значения MgO и высокие Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с этими параметрами у пикрита свидетельствуют о том, что они скорее относятся к субщелочным оливиновым пикробазальтам (анкарамитам). Очень низкие содержания SiO<sub>2</sub> в них обусловлены широким развитием Fe–Ti-руд-

Таблица 2. Валовой состав изученных вулканитов, %

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	S
V2403/1	33.82	4.45	13.41	10.86	5.39	0.22	8.16	11.65	1.89	1.03	1.85	6.62	99.35	0.10
V2403/2	31.46	4.77	12.26	12.34	4.38	0.25	8.16	13.10	1.32	0.79	3.55	6.76	99.14	0.16
V2403/3	29.64	4.89	14.24	13.39	4.35	0.30	6.58	9.91	1.91	1.25	3.75	8.92	99.13	0.17
V2403/4	35.84	4.63	12.68	9.35	6.75	0.19	10.91	11.30	1.36	0.45	1.30	4.63	99.39	0.04
V2403/5	28.80	4.62	12.79	13.57	2.91	0.24	7.35	12.97	1.63	1.05	5.50	7.86	99.29	0.21
V2403/8	26.58	5.20	13.78	14.76	3.99	0.21	7.47	10.64	1.03	0.60	4.95	9.86	99.07	0.17
V2403/10	38.82	4.04	13.68	10.24	6.07	0.20	5.98	10.81	1.99	1.27	1.13	4.90	99.13	0.03
V2403/11	32.38	4.00	18.01	9.93	4.35	0.20	5.37	9.97	1.88	0.78	4.20	8.32	99.39	0.09
V2403/12	38.38	4.22	14.92	12.94	3.12	0.18	5.31	9.62	1.80	2.10	0.86	5.77	99.22	0.03
V2410/1	44.56	3.44	12.98	6.92	4.15	0.05	5.54	9.50	2.83	2.79	0.56	6.50	99.82	0.04
V2410/2	43.52	4.32	14.82	7.36	5.51	0.16	5.84	11.17	2.09	1.66	0.68	2.50	99.63	0.01
V2410/3	44.22	3.41	15.05	12.75	1.18	0.17	3.53	8.11	3.97	1.16	1.58	4.60	99.73	0.01
V2410/5	46.85	2.74	18.61	6.99	2.47	0.17	3.75	7.50	3.51	2.46	1.12	3.40	99.57	0.01
V2410/6	42.56	3.98	16.76	11.95	1.38	0.12	4.28	5.70	2.11	1.95	1.20	7.70	99.69	0.01
V2410/10	39.38	3.28	11.60	11.85	3.03	0.16	9.08	10.63	1.26	0.80	0.62	7.70	99.39	0.01
V2410/11	41.38	4.33	14.10	14.43	2.79	0.34	5.19	8.34	2.17	1.16	0.83	4.89	99.95	0.01
V2410/12	45.88	3.32	13.56	7.85	4.97	0.15	6.42	9.99	2.58	1.67	0.68	2.90	99.97	0.01
V2410/14	39.92	4.40	12.82	11.63	2.75	0.15	6.92	13.65	2.11	0.80	0.63	4.10	99.88	0.01
V2410/15	43.38	2.20	9.19	6.10	4.94	0.16	15.78	9.42	0.99	0.33	0.34	6.52	99.35	0.02
V2414/1	42.94	3.59	15.98	10.21	2.39	0.18	2.94	9.90	3.67	1.84	2.05	3.82	99.51	0.05
V2414/2	40.76	2.97	15.49	12.14	1.53	0.17	4.64	9.30	3.18	2.04	2.20	4.92	99.34	0.05
V2414/4с	39.68	3.59	11.51	9.65	3.13	0.14	7.57	13.93	2.13	0.85	0.64	6.80	99.62	0.02

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института РАН методами мокрой химии; аналитики М.В. Рудченко, Н.Л. Калашникова.

ного минерала и апатита, что также приводит к очень высоким концентрациям FeO и TiO<sub>2</sub> и аномально высоким (до 5.5%) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Концентрации фосфора в породах прямо коррелируют с высокими содержаниями серы (см. табл. 2).

Гора Дейвис. Среди вулканитов ст. V2410 выделяются афировые (обр. V2410/1, 2, 3, 5, 6), оливин-клинопироксен порфиоровые (обр. V2410/10, 11, 14, 15, 16) и плагиоклаз-оливин-клинопироксен-порфиоровые (обр. V2410/12) разновидности. Количество вкрапленников оливина (0.5–2 мм) 5–10% (до 20%), клинопироксена (1–4 мм, до 15 мм) 2–5% (до 15%), плагиоклаза (0.5–2 мм) 1–2%. Минеральный состав основной массы отличается от пород предыдущей станции меньшими количествами апатита, рудного минерала, оливина. В обр. V2410/3 повышенное количество микролитов плагиоклаза – 70–80%, а в обр. V2410/5 развит калиевый полевой шпат (около 10%). Поры (1–10%, 2–3 мм) заполнены глауконитом, гидроксидными железом, халцедоном.

На классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O вулканиты этой станции образуют тренд от субщелочных пикробазальтов к субщелочным оливинным базальтам (см. рис. 4), что согласуется и с поведением оксидов других эле-

ментов. По сравнению с предыдущими породами вулканиты горы Дейвис более кремнистые, менее железистые, титанистые и фосфористые. В наиболее порфиоровых образцах отмечаются повышенные концентрации MgO и CaO, в наиболее лейкократовом образце V2410/3 – Na<sub>2</sub>O. Образцы V2410/3, 5, 6 выделяются высоким содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1.2–1.58%).

Гора Жазер. Вулканиты, поднятые на ст. V2414, по многим параметрам близки к вулканитам ст. V2410 (см. табл. 2). Из них афировые непористые образцы V2414/1, 2 характеризуются очень высоким содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2.05–2.2%), а клинопироксен (2–3%)-порфиоровый слабопористый вулканит V2414/4с по составу совпадает с основной группой.

Таким образом, вулканиты всех трех палеовулканов родственны друг другу и произошли из расплавов, по составу близких к субщелочным пикробазальтам, генерированным в мантийном резервуаре, аномально и крайне неоднородно обогащенном фосфором. Последнее, в соответствии с представлениями Л.Н. Когарко и др. [9], возможно при интенсивном флюидном мантийном метасоматозе. Согласно работе [10], максимальные концентрации фосфора при выплавлении щелочных расплавов из

такого рода мантийного резервуара не превышают 2%. Следовательно, аномально высокие содержания  $P_2O_5$  в вулканитах банки Догаресса есть результат дополнительного обогащения расплавов этим элементом в промежуточной камере или подводящем канале. Можно предположить, что это обогащение происходило либо при растворении расплавом более раннего апатит-титаномагнетитового кумулуса, либо при обогащении расплава Р, Тi и Fe сквозьмагматическими флюидами.

Изученные вулканы по составу отличаются от разбитых на о. Триндади, также генерированных в обогащенной мантии. Таким образом, мантийный резервуар под всей цепью Витория—Триндади характеризуется сильной гетерогенностью и прежде всего в отношении фосфора, возникшей в результате флюидного метасоматоза. При этом высокая активность флюидов не только предшествовала магмогенерации, но и продолжалась в течение всей магматической деятельности. Учитывая высокие концентрации серы в высокофосфористых породах, можно предположить, что одним из компонентов этих флюидов наряду с водой и углекислотой были газы серы.

Полученные данные свидетельствуют о том, что центральный сегмент хребта Витория—Триндади, на раннем этапе (формирование цоколя) и на заключительном этапе (рост карбонатной платформы и последующее опускание хребта) развивался синхронно на всем своем протяжении. Это не находит объяснения в рамках гипотезы о становлении хребта Витория—Триндади под влиянием только горячей точки [11] и указывает на значимую роль тектонических движений. Причина этих движений, как показывает анализ полученных материалов, заключается, скорее всего, в процессах линейного латерального растекания плюмового материала по ослабленным зонам в мантии, приведших к образованию цоколя. Появление ослабленной зоны в мантии в районе поднятия Витория—Триндади может быть связано, как сделано предположение в работе [7], с реактивизацией пассивной части одноименного трансформного разлома, имеющего субширотное простирание. Так как уменьшение ширины и высоты цоколя происходило с запада на восток, то очевидно, что в этом же направлении уменьшалась и интенсивность линейного растекания плюма. Плавление метасоматизированной мантии в ослабленной зоне и излияние расплавов привели к росту вулканических построек. Следствием последующего остывания плюмового материала явилось тектоническое опускание всего изученного сегмента в целом.

В ы в о д ы. 1. Выделяется три основных этапа в истории становления центрального сегмента хребта Витория—Триндади: 1) образование линейного поднятия, послужившего цоколем для формирования на нем вулканических построек;

2) активная вулканическая деятельность; 3) рост карбонатных платформ на эродированных вершинных частях палеовулканов. Формированию цоколя предшествовали тектонические движения, приведшие к ступенчатому подъему дна. Продолжающиеся после вулканической активности движения деформируют океанское дно в пределах хребта на неотектоническом этапе.

2. Изученные горы сложены вулканитами, являющимися производными субщелочных пикробазальтов, генерированных в мантийном обогащенном источнике. Выявлена сильная гетерогенность мантийного резервуара в отношении фосфора, обнаруживающего аномально высокие концентрации под банкой Догаресса, что указывает на интенсивный флюидный метасоматоз верхней мантии.

3. Полученные данные свидетельствуют о важной роли тектонических движений в становлении центрального сегмента хребта Витория—Триндади, которые протекали синхронно на начальном и конечном этапах развития этого сегмента на всем его протяжении. Причина тектонических движений, скорее всего, заключается в линейном латеральном растекании плюмового материала вдоль ослабленной зоны, существующей на уровне мантии. Ослабленная зона может быть обусловлена реактивизацией трансформного разлома Витория—Триндади.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17, гранта РФФИ 09–05–00150а и гранта Ведущих научных школ № НШ–9664.2006.5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Almeida F.F. // Lepto. Nac. Producao. Mineral. DNPM. 1961. 197 p.
2. Cordani U.G., // Sul. Bol. IGA. 1970. V. 1. P. 9–76.
3. Marques L.S., Mabel N.C., Ulbrich E.R., Colombo G.T. // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1999. V. 93. P. 191–216.
4. Duncan R.A., Richards M.A. // Rev. Geophys. 1991. V. 29. № 1. P. 31–50.
5. Fodor R.V., Hanan B.B. // Lithos. 2000. V. 51. P. 293–304.
6. Steinberger B. // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B5. P. 11127–11152.
7. Alves E.C., Maia M., Sichel S.E., Campos C.M.P. // Rev. Brasil. de Geofis. 2006. V. 24. № 1. P. 117–127.
8. Магматические горные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983. 365 с.
9. Козарко Л.Н. // Геохимия. 2006. № 1. С. 5–13.
10. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. // ДАН. 1983. Т. 269. № 5. С. 1192–1194.
11. Morgan W.J. // Nature. 1971. V. 230. P. 42–45.
12. Sandwell D.T., Smith W.H.F. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054. (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>).