

ГЛАВА 6. СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

В предыдущей главе было показано, что океаническая кора Центральной Атлантики претерпела в ряде регионов преобразования на значительных расстояниях от оси спрединга под действием тектонических деформаций постспредингового возраста. Помимо этого преобразования происходили и под действием магматических или тектоно-магматических процессов, которые сформировали вулканические сооружения различного возраста и масштаба или привели к внедрению интрузивных или субинтрузивных образований. Задачей настоящей главы представляется описание структуры основных центров магматизма в Центральной Атлантике и около Северо-Западной Африки, а также выявление основных закономерностей их размещения и эволюции.

Вблизи северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки, в пределах континентального подножья, склона и шельфа, располагаются (рис.6.1, 6.2) группы вулканических островов и подводных гор. В восточной части Атлантического океана, между 34° с.ш. и 15°05' ю.ш., это архипелаги островов (таблица 14) Мадейра, Канарский, Зеленого Мыса, а также отдельные острова – Аннобон (Пагалу), Бийого (Macías Nguema Biyogo) (ранее – Фернандо-По), Принсипи и Сан-Томе, объединяемые геологами в т.н. Камерунскую линию. В западной части Атлантического океана, у побережья Бразилии, располагается остров Фернандо ди Норонья. Изучение этих сооружений имеет важное значение для понимания эволюции переходных зон пассивного типа между континентом и океаном. Более того, реконструкция истории раскрытия Атлантического океана и его структуры невозможна без определения общих закономерностей размещения, строения и этапов формирования областей с магматизмом (рис. 6.3), которые занимают различное тектонической положение относительно океанских разломов, оси спрединга и переходных зон.

Вещественный состав пород островов, особенности их геохимии и петрологии описаны с разной степенью детальности в многочисленных монографиях и статьях. В меньшей степени изучены структура островов и ее эволюция, закономерности их размещения, и время формирования. Именно этому аспекту геологии вулканических сооружений и будет посвящена настоящая глава.

В основу главы положены результаты, полученные экспедицией Геологического института РАН на Островах Зеленого Мыса, в составе которой автор работал три полевых сезона (Тектоника ..., 1990) и литературные источники. При написании настоящего раздела автором широко использовались материалы упомянутой монографии.

6.1. Острова Зеленого Мыса и магматизм прилегающих районов

Острова Зеленого Мыса (см. рис.6.1, 6.4, 6.5, см. табл. 14) (Тектоника ..., 1990) расположены в пределах обширного поднятия оконтуренного изобатой 4500 м и по особенностям геологического строения разделяются на две части – восточную и западную. Восточная часть архипелага (острова Сал, Боавишта и Маю) расположена на субмеридиональном подводном хребте. Западная часть состоит из двух цепей – северной (Санту-Антан – Сан-Николау) и южной – (Брава – Сантьягу).

Центральная часть **острова Маю** (рис. 6.6) представляет собой слабохолмистую котловину с высотами до 80 м, окруженную горами с высотами до 294 м на западе и 437 м (гора Пенозо) на севере. На западе расположена обширная равнина с относительными превышениями над уровнем моря в 20–30 м, которая рассечена рядом сухих водотоков с глубиной вреза до 5 м. В восточной и южной частях острова котловина обрамляется плато калькаренитов с высотами поверхности до 110 м. На северо-востоке острова возвышается гора Санта-Антонио (252 м). Вдоль западного побережья протягивается полоса песчаных пляжей, которые на юге сменяются морскими террасами, а затем обрывистыми берегами клифового типа, занимающими все восточное побережье.

Вскрытое основание о-ва Маю представлено (Stillman, et al., 1982; Robertson, Bemoulli, 1982; Тектоника ..., 1990) верхнеюрскими толеитовыми пиллоулавами, гиалокластитами, туфами, с невыдержанными прослоями и линзами кремнистых или кремнисто-карбонатных пород, выполняющими пространство между подушками лав (комплекс Баталью). Вверх по разрезу отмечается увеличение количества карбонатных пород и смена лав гиалокластитами.

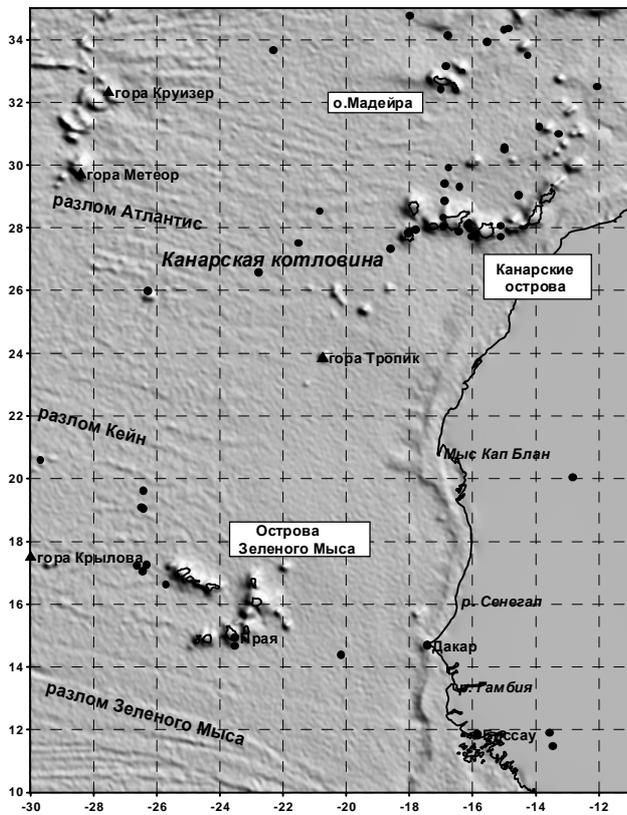
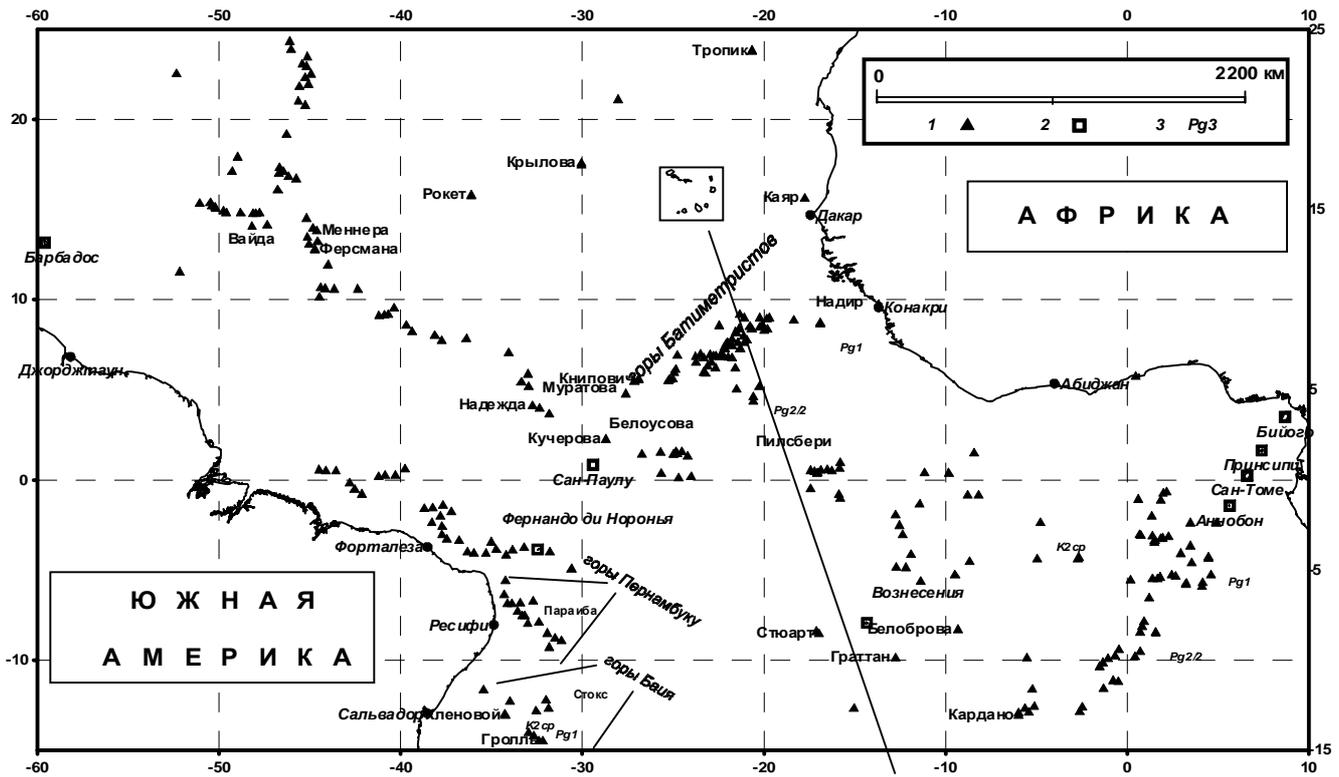


Рис. 6.2. Карта гравитационных аномалий Восточной Атлантики, между 40° с.ш. и экватором, составленная по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и положение эпицентров землетрясений (черные кружки)

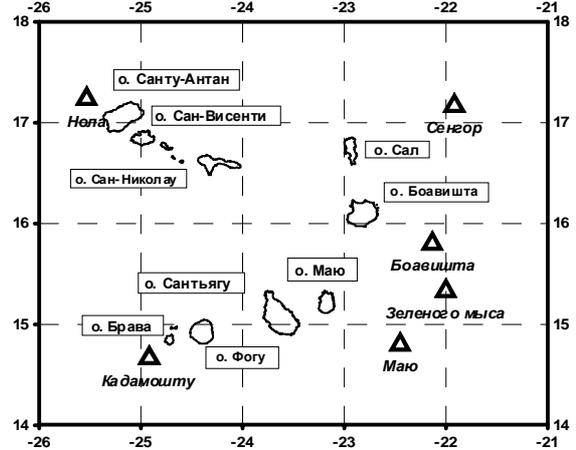


Рис. 6.1. Положение и названия основных подводных гор и островов в Центральной Атлантике. На врезке показан архипелаг Островов Зеленого Мыса и прилегающие подводные горы. 1 – подводные горы; 2 – острова; 3 – возраст драгированных пород

Выше располагается нижний осадочный комплекс состоящий из двух толщ – Морро (300–350 м) и Корквейжо (100–150 м). В основании верхнеюрско–неокомской толщи Морро на западе острова прослеживается пачка известняков, окрашенных в красные тона с включениями окисленных сульфидов. Она интерпретировалась (Robertson, Bernoulli, 1982) как базальный горизонт первого слоя мезозойской океанической коры. Толща образована пелитоморфными и тонкокристаллическими светлоокрашенными плитчатыми известняками (фото 6.7) с радиолариями, фораминиферами, аптихами, белемнитами и аммонитами. Для толщи Мор-

Таблица 14

Основные характеристики крупнейших вулканических островов Центральной Атлантики

Остров	Широта, град	Долгота, град	Площадь, кв.км	Высота, м	Высота над дном, м	Подъем в квартере, м	Древнейший магматизм, млн лет	Последнее извержение, год	Ссылка
Боавишта	16.12	-23.17	620	620	3400	150			Mitchell-Thome, 1976
Брава	14.83	-25.25	64	976	5000	235	5		Mitchell-Thome, 1976
Фогу	14.92	-24.62	476	2829	7000	114		1995	Mitchell-Thome, 1976
Ильеу-Бранку	16.67	-25.30	3	327	2800				Mitchell-Thome, 1976
Ильеу-Гранди	14.97	-24.07	2	96	4300	52			Mitchell-Thome, 1976
Маю	15.25	-23.67	269	436	3400	265	99.8		Mitchell-Thome, 1976
Сал	16.75	-22.93	216	164	3400	105			Mitchell-Thome, 1976
Санту-Антан	17.08	-25.75	779	406	5000	4			Mitchell-Thome, 1976
Сан-Николау	16.62	-24.75	343	1979	4300	250			Mitchell-Thome, 1976
Сан-Висенти	16.83	-25.00	227	1304	3300	70			Mitchell-Thome, 1976
Санта-Лузия	16.75	-24.62	135	774	2900	52			Mitchell-Thome, 1976
Сантьягу	15.83	-23.67	991	395	4800	168			Mitchell-Thome, 1976
Фуэртевентура	28.50	-14.00	1731/1946	860	3800		48		Hoerne et al., 1991; Le Bas et al., 1986
Гран Канария	27.92	-15.58	1376	1950	5500	28	14.5		Hoerne et al., 1991
Иерро	27.95	-17.93	227	1521	5500		3.05	1793?	Abdel-Monem et al., 1972; Carracedo, 1994
Гомера	28.18	-17.37	378	1484	5000		12.7		Hausen, 1969; Feraud et al., 1981
Ла Пальма	28.75	-17.83	728	2424	5800		3.5	1971	Hausen, 1969; Feraud et al., 1981
Лансароте	29.00	-13.67	741	682	2300		15.5	1824	Coello et al., 1992
Тенериф	28.33	-16.67	2058/1946	3718	7200		15.68	1909	Ancochea et al., 1990; Abdel-Monem et al., 1972; Carracedo, 1994;
Фернадо ди Норонья	-3.83	-32.42	16.9	320	4300	60-70	21.9		Baker, 1973; Weaver, 1990; Garlach et al., 1987
Дисерташ	32.52	-16.52	13						Ferreira, 1985
Мадейра	32.63	-16.92	728	1861		100-400	1.81		Ferreira, 1985; Feraud et al., 1981 1981
Порто Санто	33.75	-16.42	69			350	13.1		Ferreira, 1985; Feraud et al., 1981
Аннобон	-1.43	5.63		655	5000		19.2	1898	Cornen, Maury, 1980; Piper, Richardson, 1972
Вознесения	-7.97	-14.39	93	859	4000		4.5		Baker, 1973; Harris et al., 1983
Принципи	1.63	7.40	114	948	4000		30.6		Baker, 1973; Dunlop, Fitton, 1989; Piper, Richardson, 1972
Сан-Томе	0.24	6.59		2024			15.7		Piper, Richardson, 1972; Grunau et al., 1975

ро в целом, и особенно для ее средней части, характерны кремнистые конкреции. Переход к толще Корквейжо происходит на коротком интервале, и характеризуется появлением прослоев мергелей.

Апт-альбская толща Корквейжо (рис. 6.8) представлена тонко переслаивающимися пестроокрашенными мергелями, глинистыми известняками и сланцами с фораминиферами. К кровле толщи появляются прослои тонкоплитчатых темно-серых и черных аргиллитов с повышенным содержанием органического вещества (“черных сланцев”).

Альб – сеноманская толща Коруджа (фото 6.9) обнажена на севере и северо-востоке острова, где с несогласием надстраивает нижний осадочный комплекс. Она складывается чередующимися пачками туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей и известняков. Вверх по разрезу, после размыва, их сменяют грубообломочные вулканогенные породы – туфы, агломераты, туфоконгломераты, которые формировались в наземных условиях. Среди обломков обнаружены пироксениты, якупирангиты, мелилиты, щелочные базаль-

ты, базальты, нефелиниты, являющиеся фрагментами древнего интрузивного комплекса (см. ниже).

Эффузивно-агломератово-интрузивный комплекс развит в центральной части о-ва Маю. Геологические данные свидетельствуют о его неоднородности и длительности формирования. Это подтверждают и разбросы, от 8 до 20 млн лет, абсолютного возраста (Mitchell et al., 1983).

Его составной частью является выделенный ранее центральный интрузивный массив (Serralheiro, 1970), или центральный эруптивный комплекс (Robertson, Bernoulli, 1982). Он состоит из щелочных пироксенитов, ийолитов, эсекситов, сиенитов, монцонитов с порфировидными или порфировыми структурами. Эти породы слагают субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м, имеющие, как правило, горячие контакты. Во многих телах наблюдается расслоенность, обусловленная чередованием меланократовых и лейкократовых разностей. Наряду с субвертикальными и пластовыми телами здесь же встречаются крупнокристаллические пироксениты, якупирангиты с неясными ус-

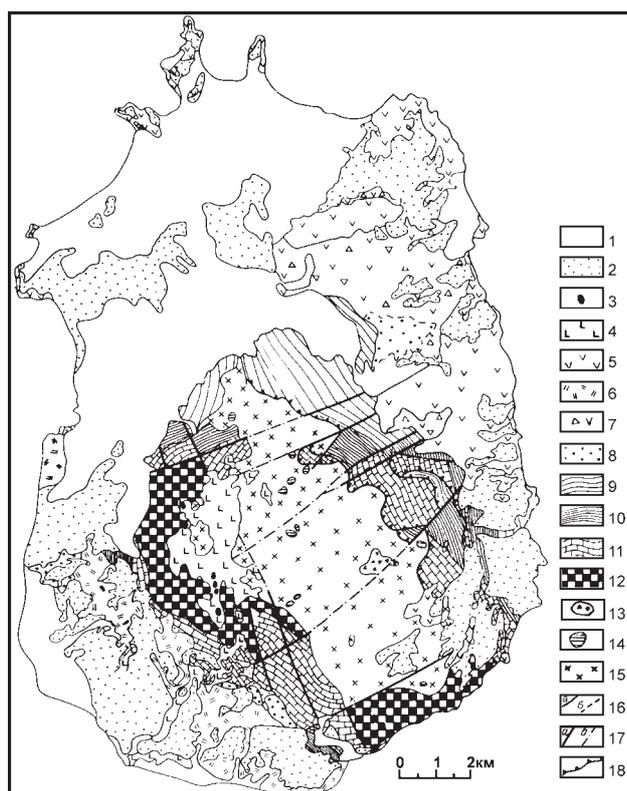


Рис. 6.6. Геологическая схема острова Маю (Тектоника..., 1990). 1,2 – плейстоцен–голоцен: 1 – голоцен (пески, калькарениты, галечники морского, золотого и пролювиально-аллювиального происхождения), 2 – плейстоцен (комплекс калькаренитов); 3–8 – неоген (эффузивный агломератовый комплекс): 3 – штоки нефелинитов, 4 – толща Педра Мальяда (лавы мелилитового состава), 5 – толща Пенозо (лавы фельдшпатоидно-пикритового состава), 6 – толща Казас Вельяс (лавы фельдшпатоидных пикритов, агломераты), 7 – агломераты, 8 – толща Педро Ваш (конгломераты, гравелиты, туфопесчаники); 9–12 – верхняя юра–верхний мел (комплекс основания), толщи: 9 – Коружа (туфы, туфопесчаники, линзы и прослои известняков и мергелей, грубообломочные образования), 10 – Корквейжо (сланцы, глинистые и глинисто-мергелистые известняки, мергели), 11 – Морро (известняки пелитоморфные с кремнистыми конкрециями), 12 – Баталью (пиллоу-лавы, гиалокластиты, линзы известняков, горизонт гематитизированных известняков); 13 – эруптивные брекчии; 14 – сиениты; 15 – пироксениты, габбро, эссекситы; 16 – границы: а – геологические, б – фациальные; 17,18 – тектонические нарушения: 17 – крутопадающие: а – установленные, б – предполагаемые; 18 – надвиги

их внедрения достигает 80–100% от объема вмещающих пород.

Вулканы комплекса представлены фельдшпатоидными пикритовыми, меланефелинитовыми лавами, потоками мелиллитовых нефелинитов, мелаанальцимитов а также соответствующими им агломератами, туфоагломератами (известными ранее как формации Казас Вельяс, Пенозо, Педра Малада (мелилиты, мелилитовые нефелиниты в южной части острова) и Педро Ваш (Robertson, Bernoulli, 1982).



Рис. 6.7. Пелитоморфные и тонкокristаллические светлоокрашенные плитчатые известняки комплекса Морро (о.Маю, г. Монте Бранко). Черные “пласты” – силлы базальтоидов. Фото автора



Рис. 6.8. Деформированные, тонко переслаивающиеся пестроокрашенные мергели, глинистые известняки аптальской толщи Корквейжо (о.Маю). Фото автора

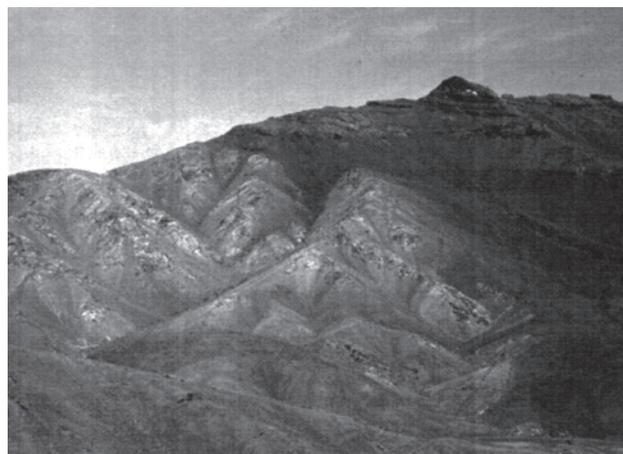


Рис. 6.9. Пачки туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей и известняков (альб–сеноманская толща Коруджа). Перекрыты с несогласием потоками базальтоидов (о.Маю). Фото автора



Рис. 6.10. Силлы в интрузивном массиве (о.Маю). Фото автора

Верхний эффузивный комплекс обнажен на западе острова на гряде, протягивающейся от вершины горы Баталью в район г. Вилла де Маю. Он представлен потоками мелилитовых нефелинитов (аналогичен ранее выделенной (Stillman, Fumes et al., 1982) толще Педра Малада) мощностью до 50 м. Около города установлено до пяти потоков мощностью до 10 м каждый. Как правило, верхняя часть потоков (до 3 м) имеет миндалекаменное строение. Центр излияния, видимо, находился на горе Баталью, на которой располагается нект с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Верхний осадочный комплекс слагается калькаренидами, в основании которых прослеживается горизонт конгломератов с общей мощностью до 5 м.

Остров Маю представляет собой антиформу (Мазарович, Рихтер, 1986) северо-северо-западного простирания, несогласно перекрытую моноклинальными пакетами вулканитов и горизонтами калькаренидов. Западное крыло антиформы слагается пиллоу-лавами толщи Баталью, известняками Морро, а также породами толщи Корквейжо. Выше указанный комплекс пород смят в складки разных порядков и морфологии. На юго-западе острова закартирована синклиальная складка с размахом крыльев до 500–600 м, восточное крыло которой прорвано эссекситами и лайками центрального интрузивного комплекса. Ядро слагается известняками Морро с углами падения 30–50°. Центриклинальное замыкание поднято по разломам северо-восточного простирания и осложнено сбросами северо-западного простирания. Описываемая структура сопряжена с антиклиналью того же (северо-западного) простирания, размах крыльев которой достигает 1500–2000 м. Восточное крыло и часть ядра либо прорваны породами центрального интрузивного комплекса, либо перекрыты моноклинально залегающими лавами. Ядро антиклинали слагается пиллоу-лавами и гиалокластитами позднейшего возраста, а также дайками. Углы падения пород изменяются от 30° до 60°. Пиллоу-лавы сильно милонитизированы и брекчированы, что уже отмечалось в литературе (Stillman et al., 1982). Дайко-

вые рои также тектонизированы в разной степени и разбиты многочисленными пологими разломами. Западное крыло складки слагается известняками Морро, терригенно-карбонатными породами Корквейжо. Как показывает изучение этих образований в районе р. Рибейра де Морро, здесь широко распространена дисгармоничная складчатость. Наименее подвержены складчатости толстоплитчатые известняки, которые слагают в верховьях долины Рибейра да Морро моноклираль, осложненную разломами, зонами брекчирования и дайками, падающую на запад под углами 70–80°. В отдельных местах установлены пологие коробчатые складки с углами падения крыльев 5–35°. Южнее тонкоплитчатые известняки смяты в изоклиральные, прямые, запрокинутые и лежащие складки разных амплитуд. Размах крыльев составляет от 2–3 до 15 м. Отметим общее запрокидывание структур к запад-юго-западу.

В терригенно-карбонатных породах в долине р. Рибейра да Морро тип складчатости близок к вышеописанному. Здесь выявлены изоклиральные складки с размахом крыльев 5–15 м. Видимая высота складок достигает 3 м. Углы падения крыльев 50–75°. Они осложнены зонами трещиноватости, разломами и дайками. В тех случаях, когда в толще увеличивается количество известняковых прослоев, складки исчезают. Общее погружение шарниров складок к северу, под углами 30–35°.

Интрузивный “массив” тектонизирован, разбит системами разрывных нарушений, среди которых различаются падающие к востоку взброса-надвиги, параллельные надвигам восточного крыла антиформы Маю, а также сдвиги с амплитудой до первых сотен метров. Он пронизан многочисленными дайками и силлами (фото 6.10) более молодого возраста северо-северо-западного простирания, которые затушевывают первичное строение интрузивного массива и осложняют изучение его прототектоники.

Северо-восточное крыло антиформы Маю слагается в основном толщами Морро, Корквейжо, а также Коруджа. Пиллоу-лавы Баталью известны только на северо-восточном склоне горы Бранко (Stillman, Fumes et al., 1982). Все эти породы образуют систему чешуйчато-надвиговых структур, неоднородных по строению вдоль своего простирания. В отличие от западного крыла антиформы складки здесь отсутствуют, за исключением небольших и локальных складок, развитых в пределах толщи Корквейжо. В районе горы Бранко на тектонизированные породы центрального интрузивного комплекса надвинуты известняки толщи Морро с падениями 20–45°. Они тектонически перекрываются терригенно-карбонатно-кремнистыми породами толщи Корквейжо и вновь, по тектоническому контакту, известняками Морро. Характерной чертой строения структуры является постепенное увеличение углов падения пород от зоны главного надвига в северо-восточном направлении. На северо-восточном склоне горы Бранко эта закономерность нарушается, так как здесь отмечена не-

большая пластина известняков, разбитая на отдельные блоки. В ряде мест восточного крыла антиформы отмечается внедрение пластовых силлов пикритовых базальтов мощностью до 3 м в зоны тектонических срывов. Кроме того, в строении чешуйчато-надвиговой структуры широко распространены более древние силлы и тектонизированные дайки. Сопоставление деформаций этих пород и известняков позволяет предполагать, что основное перемещение осуществлялось по силловым образованиям, которые полностью брекчированы и милонитизированы в отличие от известняков, ведущих себя как пластичное тело (см. фото 6.10). Чешуйчато-надвиговые структуры не слагают отдельные районы на северо-востоке о-ва Маю, а представляют собой сложно построенный пояс протяженностью до 7–8 км, пересекающий весь остров и осложненный левыми сдвигами и малоамплитудными сбросами северо-восточного простирания.

Антиформа Маю несогласно перекрыта пологозалегающими (до 10–15°) разно-наклоненными пакетами лав (районы гор Пенозо, Баталью) толща Казас Вельяс, Пенозо и Педра Малада, агломератами того же состава, а также более молодыми калькаренидами. Последние слагают высоко поднятые (до 110 м) над уровнем моря субгоризонтальные или слабо наклоненные (до 5°) поверхности, свидетельствующие о подъеме о-ва Маю в новейшее время (рис. 6.11).



Рис. 6.11. Вертикальные движения Островов Зеленого Мыса. Калькаренидовое плато на о.Маю. Фото автора

Большая часть **острова Боавишта** (рис. 6.12) представляет собой пенеппенизированную поверхность с высотами до 120 м, над которой возвышаются отдельные изолированные останцы с высотами 85–378 м. В восточной части острова расположена цепь невысоких гор с максимальными отметками до 390 м (гора Эштансия). Остров обрамлен морскими террасами с высотами до 130 м.

Наиболее древними породами (Serralhelro et al., 1974) занимающими центральную часть острова, являются конгломераты, агломераты фонолитов, сиенитов,



Рис. 6.12. Геологическая схема острова Боавишта (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-пролювиальные и эоловые отложения; 2 – калькарениды высоких морских террас; 3 – пирокластические конусы; 4–9 – комплексы: 4 – Шао де Кальета, 5 – Пико Форкадо, 6 – Касадор, 7 – Фундо де Фитейрос, 8 – Монте Пассаррао, 9 – древний эруптивный

нефелиновых сиенитов древнего эруптивного комплекса. Стратиграфически выше помещается комплекс Монте Пассаррао, сложенный фонолитовыми брекчиями и игнимбридами. В районе горы Святого Антонио (рис. 6.13), он залегает моноклинально (СВ 50°, угол 45°) и представлен лавами, туфами и брекчиями фонолитов. Породы комплексов Мойте Пассаррао и Пика Форкадо падают к центру острова, что может свидетельствовать о его крупной просадке, связанной с формированием системы концентрических разломов.

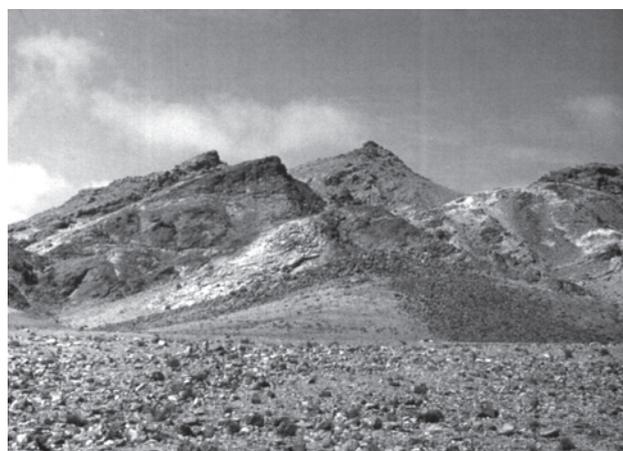


Рис. 6.13. Комплекс Монте Пассаррао, сложенный фонолитовыми брекчиями и игнимбридами (о.Боавишта, район горы Святого Антонио). Фото автора

На востоке острова расположены субазральные и субаквальные базитовые и пирокробазальтовые лавы комплекса Фундо да Фигейрос. Они перекрыты брекчиями и игнимбритами фонолитов формации Касадор и комплексом Пика Форкадо, который объединяет пики, дайки, туфы, игнимбриты фонолитов. В районе горы Роша Эштансия комплекс слагается экструзией фонолитов. Она представлена автобрекчиями, потоками лав со столбчатой отдельностью или флюидалностью, в которых иногда обнаруживаются ксенолиты сиенитов и оливковых пород. По периферии острова широко развиты оливковые щелочные базальтовые лавы комплекса Шао де Кальета. Магматическая деятельность на о.Боавишта завершилась формированием четырех пирокластических конусов базальтов. В четвертичное время происходило накопление калькаренитов и морских конгломератов, формирование дюн, аллювиальных и пролювиальных отложений.

На западе о.Боавишта расположена зона крупных разломов северо-восточного простирания с общей шириной до 2 км. Судя по калькаренитовым горизонтам, эта часть острова испытывала опускания, которые в новейшее время сменились неравномерным подъемом, в результате которого калькарениты были подняты на высоты 40–130 м над уровнем океана.

Для **острова Сал** (рис. 6.14) характерен денудационный тип рельефа. Лишь в его северной части расположены хорошо сохранившиеся вулканические постройки Монте-Гранде (407 м), Роха да Салина (299 м) и Лешти (263 м). От пос. Эспаргон до юго-восточного берега протягивается субгоризонтальное плато, сложенное калькаренитами (50–60 м над уровнем моря). Восточнее располагается зона холмистого рельефа, северная часть которой характеризуется перистым рисунком гидросети с глубиной вреза до 2–4 м. Здесь развиты широкие (десятки метров) водоразделы с крутыми (до 20–30° и более) склонами, которые разделяют долины временных водотоков. Эта часть острова слагается интрузивным комплексом. Южнее доминирует субмеридиональная гидросеть, развивающаяся по зонам дробления. Юго-западная часть острова также представляет собой зону пологих холмов незакономерной ориентировки, разделенных системой субширотных долин временных водотоков. Здесь же имеется несколько небольших плато, сложенных калькаренитами. Вдоль юго-западного берега на расстоянии 3 км протягивается куэста (Сьерра Негра), наклоненная на северо-запад. Южная часть острова закрыта барханными грядами северо-восточного простирания. Нижний эффузивный комплекс Мурдейра имеет сложное строение, и его стратиграфия не ясна поскольку район распространения рассечен многочисленными дайками и силлами и слагающие его породы встречаются только в скринах. Весьма вероятно, что в состав комплекса включены толщи, сформированные на различных этапах (возможно, с большим разрывом во времени).

Пиллоу-лавы и гиалокластиты, как представляется, являются древнейшими породами острова, претерпевшими зеленокаменное изменение. В них встречаются включения и линзы пелитоморфных серых известняков, содержащих фораминиферы *Hedbergella* и *Globigerinelloides* (определения В.А. Крашенинникова) (Тектоника ..., 1990), указывающие на альбский или сеноманский возраст. Эта толща по внешнему виду напоми-

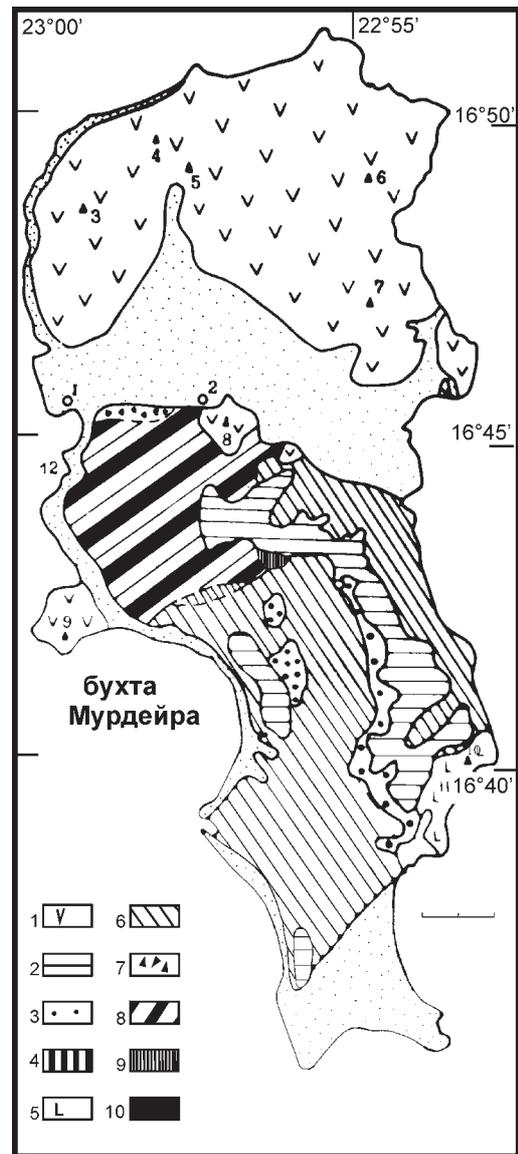


Рис.6.14. Геологическая схема острова Сал (Тектоника..., 1990). 1–9 – комплексы: 1 – неовулканический, 2, 3 – калькаренитовый: 2 – калькарениты, 3 – конгломераты; 4 – экструзивный; 5 – верхний эффузивный, 6–8 агломератово-эффузивно-интрузивный: 6 – лавы базальтов, 7 – агломераты, 8 – габбро, сиениты; 9 – нижний эффузивный; 10 – новейшие отложения (пролювиальные, эоловые и пр.). Цифрами на схеме обозначены: 1, 2 – поселки: Пальмейра, 2 – Эспаргон; 3–10 – горы: 3 – Лесте, 4 – Ассукар, 5 – Филью, 6 – Гранде, 7 – Роша де Салина, 8 – Куррал, 9 – Рабо де Хунко, 10 – Вермелью да Сьерра Негра; 11 – гряда Сьерра Негра; 12 – бухта Фонтон

нает толщи Баталья и Морро на о-ве Маю. На севере она граничит с массивом габбро–эссекситов, которые в равной степени пронизаны многочисленными дайками и жилами лампрофиров. Преобладающее простирание крутопадающих даек 20° . Рои пологих даек и жил ориентированы 290 и $20\text{--}30^\circ$, с углами падения соответственно $40\text{--}50$ и $20\text{--}40^\circ$.

Агломератово-эффузивно-интрузивный комплекс сложен гетерогенными по составу, уровням формирования и возрасту породами, которые не всегда можно закартировать и выяснить их взаимоотношения. Толща базанитов, субщелочных оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов представляет собой потоки массивных и пиллоу-лав, агломератов и гиалокластитов с прожилками красных яшмовидных пород, видимо, гидротермального происхождения. Агломераты установлены только к югу от интрузивного массива и приурочены главным образом к низам толщи. На юго-западе острова толща прорвана лампрофировыми дайками (60° , угол $40\text{--}50^\circ$ и $130\text{--}140^\circ$ угол 50°), которые иногда осложнены кливажом (260° , угол 60°). Первая система даек, кроме того, смешается малоамплитудными сдвигами. Эта толща является вмещающей для габбро–сиенитового интрузивного массива.

Интрузивный массив Фонтана сложен пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро–сиенитами, сиенитами, которые внедрялись в разное время и слагается породами, сформировавшимися на разной глубине. Часть массива, представленная крупнозернистыми породами, имеет грубо расслоенное строение. В нижних частях распространены меланократовые разности, а сиениты слагают его апикальные части. В массиве развита полосчатость, которая имеет субвертикальное залегание и преимущественно простирание 30° и крутым падением к западу. Краевые части массива сложены габбро–сиенитами, которые имеют порфириовидную или мелкозернистую структуру. Сиениты слагают апикальные части массива и образуют небольшие изометричные рвущие тела среди габбро и, следовательно, являются наиболее поздними образованиями интрузивного массива. Контакты массива с вмещающими породами наблюдались на его южной и северной оконечностях. На южном эндоконтакте крупнопорфировые габбро–сиениты прорываются силлами сиенитов, которые распространяются также и во вмещающие образования. Сиенитовые жильные тела имеют здесь преимущественно субширотное простирание и падают на север под массив габбро–сиенитов. Изредка встречаются субмеридиональные тела сиенитов, пересекающие как тело массива, так и вмещающие его породы. Протяженность сиенитовых тел составляет первые метры, реже десятки метров. В целом кровля массива полого погружается к югу. Северный контакт пород массива с вмещающим нижним комплексом полого погружается к северу и пропитан силла-

ми лампрофиров. В скринах между силлами встречаются ороговикованные пятнистые анкармиты.

Дайки лампрофиров мощностью более $0,2$ м имеют порфириовидное, иногда пегматоидное сложение. Преимущественное простирание жильных тел в южной и центральной частях массива $140\text{--}150^\circ$, падения часто пологие. Вблизи северного погружения получила развитие более молодая генерация секущих даек того же состава, простирающаяся в северо–восточных румбах ($20\text{--}60^\circ$). Юго–восточнее пос. Эспаргон отдельные рои даек имеют простирание $100\text{--}110^\circ$. От южной части острова к северной происходит разворот дайковых роев с субмеридионального простирания на северо–восточное. На юго–востоке и востоке массив прорывается субвулканическим телом фонолитов и перекрывается лавовым потоком фонолитового состава и более молодой толщей калькаренитов.

Верхний эффузивный комплекс Сьерра Негра развит только на востоке острова. Видимо, к концу миоцена древний цоколь острова, образованный нижним эффузивным и агломератово-эффузивно-интрузивным комплексами, был абрадирован и по нему стала развиваться кора выветривания, местами сохранившаяся до наших дней. Позже этот древний цоколь был перекрыт, по крайней мере в восточной части острова, пикробазальтовыми лавами и сопровождающими их пирокластитами с общей мощностью до $150\text{--}200$ м. Большую роль в его строении играют пиллоу-лавы и палагонитовые туфы, указывающие на подводное происхождение по крайней мере части толщи. Потоки прорваны дайками того же состава северо-западного и меридионального простираний. Породы падают к северо-западу, более круто в основании обрывов ($25\text{--}30^\circ$) и более полого у верхней бровки ($7\text{--}10^\circ$). Верхним потоком щелочных пикритов сложена квестообразная поверхность водораздела, который западнее, достигая отметок $50\text{--}55$ м над уровнем моря, погружается под калькарениты.

Экструзивный комплекс объединяет лавобрекчии карбонатитоидов и фонолитов, которые обнажены южнее аэропорта им. Амилкара Кабрала. Здесь обнажены пиллоу-лавы карбонатитоидов с подушками неправильной формы размером до 1 м. В межподушечном пространстве встречены красные яшмовидные породы. С пиллоу–лавами ассоциируют гиалокластиты того же состава. Все эти породы вскрываются в небольших скринах между дайками серых карбонатитоидов и лампрофиров (простирание 40 , 340 , 10°). Карбонатитоиды прорываются лавобрекчией фонолитов и карбонатитов, развитых по периферии экструзивного купола фонолитов. Лавобрекчии маркируют собой жерловую фацию экструзии, которая состоит из нескольких лавовых потоков фонолитов суммарной мощностью в $5\text{--}10$ м.

Калькаренитовый комплекс слагает обширное плато, аналогичное описанному выше на о. Маю (см. фото 6.11) перекрывающее все выше описанные образова-

ния. Максимальные высоты, на которые подняты калькаренины, известны на севере и востоке острова (чуть больше 60 м), минимальные – на западе (не более 40 м). Соответственно изменяется и мощность отложений – на севере и востоке до 15 м, на западе 1,5–3 м. На западе острова в основании калькаренинов прослеживается прерывистый горизонт конгломератов с хорошо окатанными гальками (диаметр до 0,1–0,2 м) подстилающих пород, и прежде зеленых фоновитов. Восточнее пос. Эспаргон и бухты Мурдейра из калькаренинов были собраны остатки *Conns* sp., *Parella*? sp. (определены С.В. Поповым, А.А. Соловьевым, О.Д. Амитровым) (Тектоника ..., 1990), существовавших с эоцена по миоцен включительно.

Неовулканический комплекс Гранде развит главным образом в северной части острова. Он сложен продуктами извержений крупных центрально-трещинных вулканов Лесте, Гранда, Роха да Салина, Кагаррал, Раба да Хунко. В составе изверженных пород присутствуют лавы карбонатитоидов и их туфов, щелочных пикритов и пикробазальтами. Южнее расположены конические вулканические постройки До Куррал и До Карвао с отметками 108 и 81 м, которые слагаются фоновитами, нефелинитами и сопутствующими им пирокластическими породами. К неовулканическому комплексу относятся также некие мелилитсодержащих гаюиновых нефелинитов (горы Ассукар и Филоу на севере острова, изометричная гора у разреза Сьерра Негра).

Остров Сан-Висенти (рис. 6.15) расположен в группе Наветренных островов. Его центральная часть (рис. 6.16) представляет собой котловину с полого холмистыми формами рельефа. Здесь сосредоточены выходы габбро–сиенитового интрузивного массива, вскрыты многочисленные подводящие каналы эруптивных аппаратов, эффузивные и пирокластические образования. Центральная котловина окружена высокими куэстами (рис. 6.17), сложенными слоистыми толщами эффузивных и пирокластических образований, пронизанных силлами и дайковыми роями. Куэсты переходят через зоны холмистого рельефа в центральную котловину и периклинально погружаются в сторону океана, вдоль побережья которого протягивается прерывистая полоса обрывов. Система долин северо-западного и северо-восточного простираний несколько усложняет эту картину.

Основание острова представлено, по всей видимости, толеитовыми пиллоу-лавами базальтов Жулида неизвестного возраста, которые установлены в скринах между дайками и силлами лампрофиров.

Интрузивы Минделу по всей видимости прорывает вышеописанный комплекс представлены крупнозернистыми пироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Массив имеет в современной структуре тектонические контакты, и лишь на юго-западе он перекрыт дресвяником и туфоконгломератами, в которых широко представлены обломки

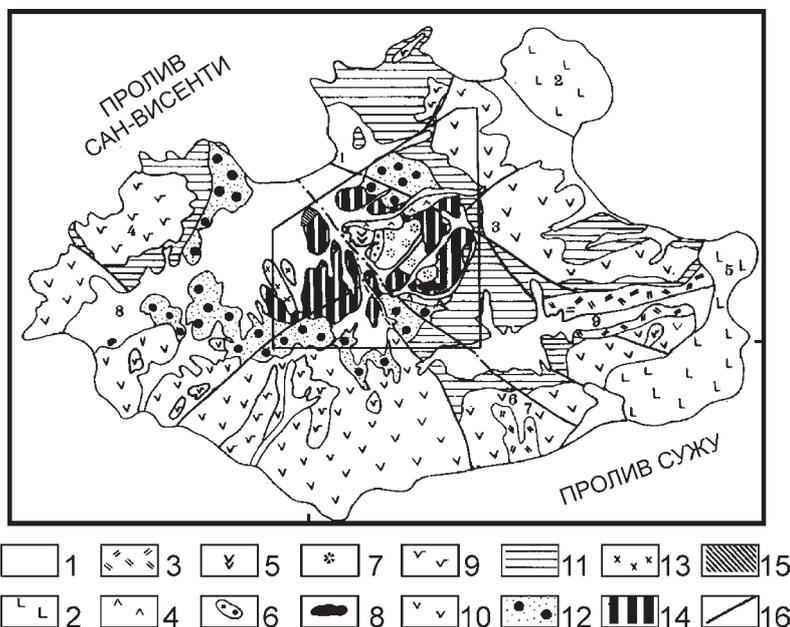


Рис. 6.15. Геологическая схема острова Сан-Висенти (Тектоника..., 1990). 1 – новейшие отложения (пронивально-коллювиальные, эоловые); 2–15 – комплексы: 2 – неовулканический Саламанса (субщелочные оливиновые базальты), 3 – агломератовый (Шао де Мадейрал); 4–8 – эффузивно-экструзивный: 4 – потоки пикритов, 5 – потоки и туфы карбонатитов, 6 – субвулканические тела карбонатитоидов, 7 – массив субвулканических тел лампрофиров, 8 – фоновит; 9–11 – интрузивно-эффузивный – стратифицированные образования: 9 – субщелочные оливиновые базальты, 10 – фельдшпатоидные пикриты, 11 – субщелочные оливиновые базальты; 12 – агломератовый; 13, 14 – интрузивный: 13 – сиениты, 14 – габбро; 15 – эффузивный; 16 – разломы. Оконтурено местоположение рис. 6.10. Цифрами на схеме обозначены: 1 – г. Минделу, 2–7 – горы: 2 – Саламанса, 3 – Верде, 4 – Фатейша, 5 – Калья, 6 – Мадейрал, 7 – Квемада; 8, 9 – реки: 8 – Шао де Сан Педро, 9 – Шао де Мадейрал.

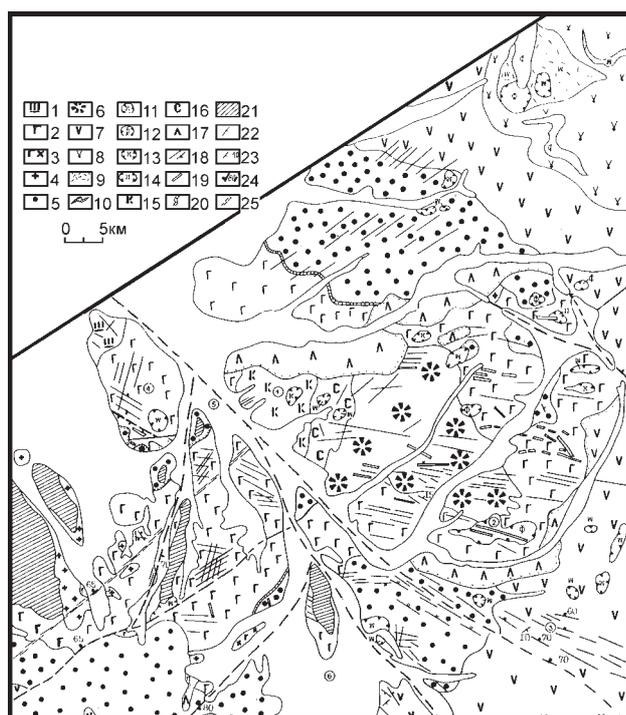


Рис. 6.16. Геологическая схема центральной части острова Сан-Висенти (Тектоника..., 1990). Положение см. рис. 6.15. 1–17 комплексы: 1 – эффузивный (толеитовые базальты); 2–4 – интрузивный: 2 – габбро, 3 – габбро-сиениты, 4 – сиениты; 5–6 – эффузивно-агломератовый: 5 – агломератовые туфы, 6 – массив субвулканических тел лампрофирового состава; 7–10 – эффузивный: 7 – щелочные оливиновые базальты, 8 – оливиновые меланефелиниты и фельдшпатоидные пикриты, 9–10 – вулканические постройки второго порядка: 9 – меланефелинитов, 10 – фонолитов; 11–17 – эффузивно-экструзивный: 11–14 – жерловые образования и экструзии: 11 – нефелинитов, 12 – фонолитов, 13 – щелочные оливиновые базальты, 14 – фельдшпатоидных пикритов; 15 – потоки и туфы карбонатитов; 16 – субвулканические тела карбонатитоидов; 17 – потоки фельдшпатоидных пикритов; 18–19 – отдельные дайки и дайковые рои (бергштрихи указывают направления падения): 18 – лампрофиры, субщелочные оливиновые базальты, меланефелиниты, пикриты, фонолиты, 19 – карбонатиты; 20–21 – силлы нефелинитов: 20 – не отпрепарированные эрозией, 21 – отпрепарированные; 22 – границы несогласные; 23 – элементы залегания, градусы; 24 – разломные зоны и падение сместителя; 25 – зоны трещиноватости. Цифры в кружках: 1–4 – горы: 1 – Тарафеш, 2 – Кавалу, 3 – Круш де Мадейрал, 4 – Жулида; 5, 6 – реки: 5 – Жулиао, 6 – Куррал де Сан Жоао

пород данного комплекса. Для пород массива характерна субгоризонтальная расслоенность, выраженная в приуроченности к нижним его частям меланократовых разностей, а к верхним лейкократовых (нефелиновые сиениты и сиениты). Мощность отдельных “слоев” 2–6 м. Статистически преобладают северо-западные простирания вертикальной полосчатости под азимутом 300–320°, значительно реже встречаются северо-восточные – под азимутом 60°. Габбро-сиенитовый массив прорван



Рис. 6.17. Эффузивные постройки Островов Зеленого Мыса. Комплекс Сан-Висенти. Лавовые толщи главной стратовулканической постройки острова. (о. Сан-Висенти, г. Монте Верде). Фото автора

многочисленными дайками и силлами лампрофиров и карбонатитоидов, причем на отдаленных участках породы массива присутствуют лишь в виде небольших скринов.

Эффузивно-агломератовый комплекс распространен как в пределах центральной депрессии острова, так и по ее периферии. Он слагает основание разреза стратовулкана о-ва Сан-Висенти. В его составе выделены толща агломератовых туфов, субвулканические и жерловые образования. Первая представлена массивными агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов (100–150 м). Слоистость проявляется лишь вблизи жерловин, а также в верхних частях разреза, в которых присутствуют потоки лав базальтов. Агломератовые туфы и осадочные брекчии стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивно-го массива со слоем дресвяника в основании. Агломераты и осадочная брекчия содержат крупные глыбы и слабоокатанные валуны габброидов, габбро-сиенитов и сиенитов размером до 1,5 м и выполняют неровности расчлененного палеорельефа. Агломератовая толща, как и интрузивный массив, прорвана многочисленными дайками, силлами и штоками лампрофиров, карбонатитоидов, карбонатитов, реже базальтов и оливиновых нефелинитов. Эти тела зачастую образуют такую густую сеть, что сами агломераты сохраняются лишь в редких скринах.

Интрузивно-эффузивный комплекс Сан-Висенти состоит из субвулканических, гипабиссальных, жерловых и стратифицированных образований. Последние слагают мощную (300–500 м) толщу главной стратовулканической постройки острова (см. рис. 6.17). В строении толщи можно выделить три части: нижнюю – преимущественно субщелочных оливиновых базальтов, среднюю – фельдшпатоидных пикритов, оливиновых меланефелинитов и верхнюю – субщелочных оливиновых базальтов. Субщелочные оливиновые базаль-

ты, оливиновые меланефелиниты, чередующиеся с агломератовыми туфами, слагают основную часть разреза. На различных участках в его строении возможно выделение нескольких пачек, не выдержанных по простиранию. Общая мощность стратифицированных пород комплекса Сан-Висенти составляет 500–600 м. Нижние части разреза прорваны дайками и силлами лампрофирового, фонолитового, пикробазальтового, меланефелинитового состава, количество которых вверх сокращается.

Агломератовый комплекс Шао де Мадейрал представлен неслоистыми агломератовыми туфами, распространенными на востоке острова. Он сложен несортированными обломками и глыбами (до 1–2 м) всех разновидностей пород рассмотренных выше, которые заключены в туфовый цемент. При этом обломки пород габбро-сиенитового массива встречаются редко. Нижний контакт толщи имеет характер прислонения к склонам куэст вдоль долины р. Шао де Мадейрал. Данное обстоятельство позволяет предполагать, что агломератовый комплекс представляет собой отложения мощной эксплозии, разрушившей главную вулканическую постройку острова и приведшей к формированию его центральной котловины.

Эффузивно-экструзивный комплекс Кавалу представлен дифференцированными по составу эффузивными, экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями, более молодыми, чем главная постройка острова. Они распространены на юго-востоке острова и в центральной котловине. Система подводящих каналов для эффузивов данного комплекса сосредоточена в полосе северо-западного простирания и связана с разломными зонами того же простирания. Щелочные породы дифференцированной серии, в частности, слагают локальную постройку в центральной части острова (гора Тарафеш). В ее строении участвуют фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты. Геологические соотношения позволяют также предполагать почти одновременное поступление магм карбонатитового и фонолитового составов. Они имеют общие жерловины, прорывают одни и те же части разреза. Однако, в целом карбонатитовый магматизм проявлен несколько позже фонолитового. В частности, на горе Кавалу, дайки и штоки карбонатитов прорывают экструзию и дайки фонолитового состава.

В центральной части острова Сан-Висенти расположена крупная (площадь 2–2,5 кв. км) карбонатитовая экструзия, которая сложена желтыми сливными мрамороподобными карбонатитами с многочисленными крупными кристаллами пироксена, магнетита и флогопита. Краевые части экструзии сложены лавобрекчией карбонатитов, а апикальные – тонкофлюидальными разностями карбонатитов, которые образуют маломощные и непротяженные лавовые потоки.

Система подводящих каналов для пикритовых потоков расположена вдоль разлома северо-западного про-

стирания, проходящего в основании склона горы Верде. Потоки слагаются лавобрекчиями, мелкопорфировыми, афировыми, миндалекаменными пикритами и имеют длину 4–5 км при мощности до 10 м. Они обтекают локальные вулканические постройки центральной котловины, вложены в долины и частично прорезаны современными водотоками.

Неовулканический комплекс Саламанса (рис. 6.18.) слагается шлаковыми конусами диаметром до 400 м и высотой 60–170 м, с которыми связаны лавовые потоки субшлейфовых оливиновых базальтов.

Современные осадочные отложения острова представлены калькаренитами и золовыми дюнами высотой до 10 м. По сухим долинам распространены пролювиально-делювиальные отложения, максимальная мощность которых на блюдается в верховьях р. Куррал де Сан Жоао. Здесь на неровный рельеф, развитый по выветрелым лавам эффузивно-агломератовой толщи, налегают песчаники, несортированные конгломераты с гальками пород комплекса Сан-Висенти мощностью до 4,5 м.

Остров Сан-Висенти, как уже говорилось выше, представляет собой остатки крупной полистадийной стратовулканической постройки центрального типа, строение которой осложнено разломами северо-восточного и северо-западного простираний, а также разновозрастными паразитическими вулканами. В целом можно говорить о вулcano-тектонической брахиантиформе, крылья которой (до 10–15°) слагаются породами комплекса Сан-Висенти, а ядро, структура которого усложнена образованиями комплекса Кавалу – более древними породами.

Через весь остров протягивается система разломов северо-западного простирания (СЗ 310°), которая разбивает его на ряд блоков и совпадает с простиранием всего поднятия Санту-Антан – Сан-Николау. Она контролирует основные геоморфологические элементы острова (северо-восточные куэсты, их отроги, основные долины, перевалы и т.п.) и разделяет различные геоло-

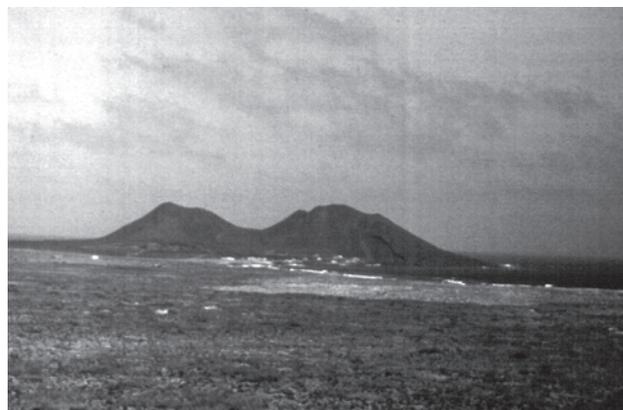


Рис. 6.18. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Молодые шлаковые конусы района Саламанса (север о.Сан-Висенти). Фото автора

гические образования. Наиболее крупный разлом Мадейрал, протягивается вдоль долины р. Жулиао на юго-восток, к горному массиву (горы Мадейры, 674 м; Св. Лузии, 697 м; Квемада, 671 м). В центральной части острова он расположен между отрогами северо-восточных куэст с высотами, постепенно понижающимися с 250 до 200–100 м, и зоной низких пологовершинных гряд с максимальными высотами отдельных останцовых вершин до 186 м. Только к северо-востоку от разлома развиты потоки и тела карбонатитов, карбонатитоидов, пикритов и крупные штоки фонолитов. Габбро-сиениты и эффузивно-агломератовый комплекс расположены преимущественно к юго-западу от разлома. В зоне разлома породы габбро-сиенитового комплекса и эффузивно-агломератовой толщи интенсивно катаклазированы, карбонатизированы и насыщены роями даек и силлов. Дайки имеют крутое залегание, группируются в рои и в ряде мест слагают до 80–100% объема вмещающих пород, которые иногда полностью отсутствуют. К этой же зоне приурочены поля дайково-силловых переплетений, в которых постоянно наблюдаются взаимопереходы даек и силлов. Наибольшее количество даек и силлов пронизывает нижние комплексы Жулида и Минделу. В более высоких частях разреза количество даек и силлов постепенно сокращается, а всю толщу эффузивов главной вулканической постройки острова пронизывают лишь отдельные дайки или серии даек. Отмечаются дайки и силлы субщелочных базальтов, пикритов, фонолитов, карбонатитов, карбонатитоидов, нефелинитов. Однако главную массу даек составляют лампрофиры, не имеющие эффузивных аналогов, и породы, близкие к потокам комплекса Сан-Висенти. В зоне фонолитовый массив горы Кавалу, вытянут в том же направлении (СЗ 310°) и разбит сбlijженными разрывными зонами (СВ 40°, угол 70°) мощностью по 5–6 м каждая, в которые внедрялись тела карбонатитов. Все это свидетельствует о сильной тектонической подвижности района на всех этапах становления и развития вулканической структуры острова. Судя по устойчивому падению даек (СВ 70°, угол 70–80°) сместитель разлома Мадейрал имеет такие же элементы залегания. Общая ширина зоны изменяется от первых сотен до 1500–1600 м.

Близкое простирание имеет разлом, протягивающийся из района мыса Палья Карга в северо-западном направлении по долине р. Куррал де Сан Жоао. К нему приурочены зоны трещиноватости, осложняющие залегание пород эффузивно-агломератовой толщи, жерловины и вытянутые интрузии меланефелинитов (55°, угол 65°) протяженностью 150–300 м при мощности 1–3 м, а также повышенные мощности (до 4,5 м) новейших отложений.

Разлом Верде, проходящий вдоль юго-западных отрогов одноименной горы, представляет собой взброс, по которому произошел подъем северо-восточной части острова, имеющей максимальные отметки в релье-

фе (гора Верпе, 714 м). Падение сместителя СВ 30–40°, угол 45–50°, мощность зоны дробления около 60 м. В пределах зоны разлома широко развиты зеркала скольжения и многочисленные трещины (СВ 30–40°, угол 45–50° и СЗ 290°, угол 50°). С ней пространственно связаны излияния пикритовых лав. Такое же простирание имеют разломы, к которым приурочены береговые обрывы на северо-востоке и юго-западе острова.

Северо-восточная система разломов имеет меньшую протяженность, она, как правило, амагматична, и ее простирание совпадает с простиранием проливов между островами. Наиболее крупное нарушение проходит вдоль долины р. Сан Педро, в бортах которой установлены зоны (СЗ 300°, угол 70°) расланцевания и катаклаза, зеркала скольжения по породам эффузивного комплекса. Здесь же, в районе мыса Машадо и северо-восточное, имеется большое количество даек лампрофиров (СЗ 340°, угол 70–80°) с протяженностью до 1200 м. Глины трения с обломками вмещающих эффузивных пород есть и на противоположном борту долины. В этом же месте установлены шток и пластовое тело фонолитов, переходящее в крутопадающую интрузию со столбчатой отдельностью.

Юго-восточнее разлома Педро субпараллельно ему проходит ряд зон трещиноватости (СЗ 340°, угол 65–70°) по габбро-сиенитам и агломератам, а также разрывное нарушение (СЗ 340°, угол 65°), по которому граничат вышеуказанные образования. Севернее горы Топе де Кайша, развиты дайки того же простирания. Возможно, что этот разлом пересекает разломы Мадейрал и Жоао и проходит по северо-западным отрогам горы Верде. На острове имеется также ряд более мелких нарушений и зон трещиноватости.

Судя по элементам залегания, в западной части о-ва Сан-Висенти имеется серия крутопадающих (до 70°) сбросов северо-восточного простирания, по которому эта часть островной постройки ступенчато опускается в сторону глубоководного пролива Сан-Висенти. Об этом свидетельствуют, в частности, понижение рельефа и выходы только самых высоких горизонтов толщи Сан-Висенти в район горы Фатейша.

Важной особенностью острова является увеличение степени тектонизации вулканогенных пород главной постройки к основанию. Можно предположить, что дробление пород происходило при гравитационном разваливании острова и проскальзывании отдельных блоков.

Остров Сан-Николау (рис. 6.19, 6.20) по особенностям рельефа он может быть разделен на три геоморфологические провинции – западную, центральную и восточную. Западная провинция соответствует резко расчлененному горному массиву, центральная – субширотной гряде куэст, осложненных молодыми вулканическими конусами, восточная – сложно построенной системе куэст высотой до 700 м, поверхности которых наклонены на юг.

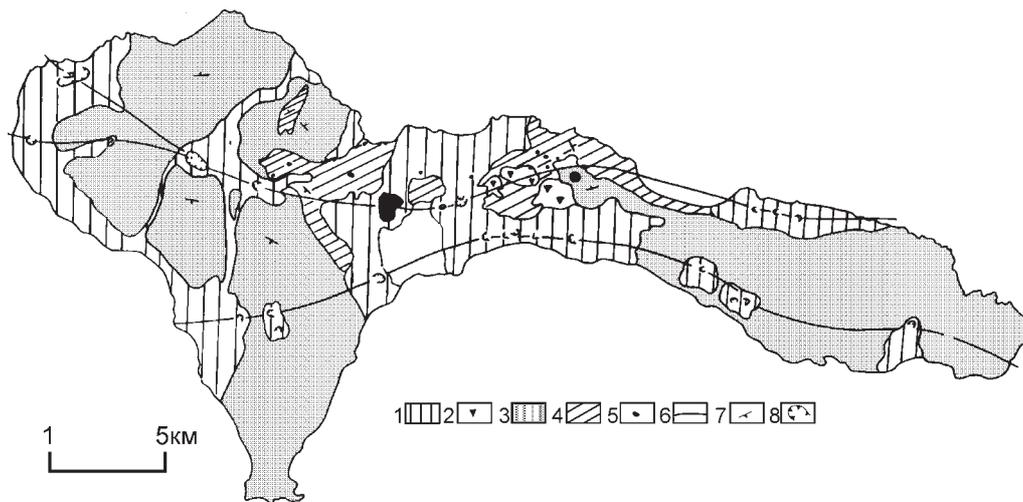


Рис.6.19. Тектоническая схема острова Сан-Николау. 1–4 – комплексы: 1 – нервулканический, 2 – пирокластическо-эффузивный, 3 – эффузивный, 4 – основания; 5 – жерловые фации и интрузии; 6 – зоны проницаемости; 7 – элементы залегания; 8 – кратеры

Видимое основание о-ва Сан-Николау (рис.6.21) слагается эффузивно-пирокластическим комплексом Рибейра Брава, состоящим из туфовой и туфо-агломератовой толщ. Первая сложена темно- и зеленовато-желтыми туфоагломератами с обломками (2–3 до 10 см) крупнокристаллических пироксенитов, эффузивов щелочно-пикритового и авгититового состава, оливин-пироксенитовых меланефелинитов, пепловыми туфами серого, светло-серого, желтого или темно-желтого цвета с известняками в ерхней части. В ряде мест

отмечается тонкая линзовидная слоистость и потоки фельдшпатоидных пикритовых лав (мощностью до 2 м), линзы туфоагломератов с обломками (до 1 м) эффузивов щелочно-пикритового, авгититового, фонолитового составов. В одном из прослоев известняков (Vebiano, Soares, 1952) были обнаружены моллюски среднего эоцена (лютет?), в другом – формы, часть из которых была датирована эоценом, а часть – сеноном. В последующем Р. Митчелл-Томм (Mitchell-Thome, 1976) поставил под сомнение меловой возраст этих



Рис.6.20. Тектоническая схема центральной части острова Сан-Николау (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-коллювиально-пролювиальные галечники, валунники; 2 – оливиновые базальты и туфы; 3 – лавы, агломераты оливиновых базальтов; 4 – шлако-лавовые конусы; 5 – поток горы Матиаш; 6 – агломераты, лавы пикритов; 7 – поток оливиновых базальтов горы Биссау; 8 – поток горы Прегиса де Кампо; 9, 10 – туфы, формировавшиеся в разных вулканических аппаратах; 11 – калькарениты; 12 – тонкослоистые коричневые туфы; 13, 14 – комплекс Вермелью: 13 – лавы, 14 – туфы; 15 – комплекс Десерто; 16, 17 – туфоагломерато-лавовая толща с пачками: 16 – нижней, 17 – верхней; 18 – древние туфы, туфоагломераты; 19 – находки ксенолитов интрузивных пород; 20 – известняки; 21 – осадочный комплекс; 22 – жерловые фации; 23 – фонолиты; 24 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 25 – элементы залегания, градусы; 26 – дайки и их падения, градусы; 27 – кратеры. Стрелками показано направление движения лавовых потоков

пород. Толща перекрыта с угловым вулканическим несогласием туфоагломератово-лавовой толщей. Общая мощность – около 200 м.

Туфоагломератово-лавовая толща хорошо обнажена в долине р. Квемада и в районе горы Шао де Марсел. На западе нижняя пачка представлена агломератовыми туфами темно-зеленого цвета с бомбами авгититового состава размером 0,1–1 м и более. Мощность до 50 м. На востоке пачка слагается мелкообломочными туфами темно-серого цвета, агломератовыми туфами, потоком мелаанальцитимитов. Общая мощность 40–45 м. Верхняя пачка с вулканическим несогласием перекрывает нижнюю. Она включает мелафельдшпатоидные зеленовато-желтые агломераты с лавовыми линзами мощностью 0,2–0,6 м, протяженностью до 4–5 м. В пределах комплекса основания развиты дайки лампрофирового, мелафельдшпатоидного, фonoлитового составов, образующие два роя субширотного простиранья.



Рис.6.21. Видимое основание о-ва Сан-Николау (эффузивно-пирокластический комплекс Рибейра Брва, состоящий из туфовой и туфо-агломератовой толщ. Светлое – дайки. Перекрывает молодой поток по реке Брва). Фото автора

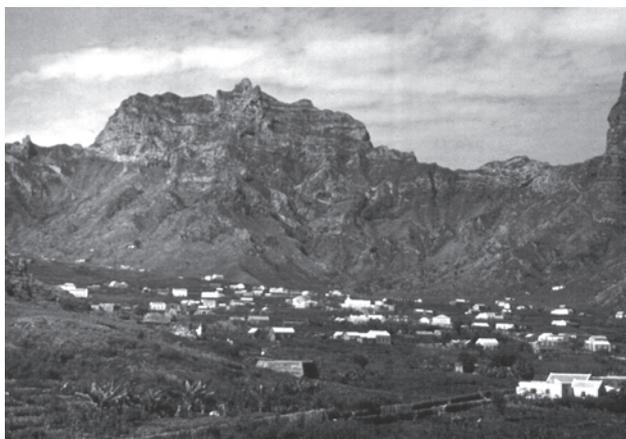


Рис.6.22. Эффузивные постройки Островов Зеленого Мыса. Комплекс Десерто (о. Сан-Николау). Поселок расположен на кровле потоков неовулканического комплекса Гордо. Фото автора

Пирокластическо-эффузивный комплекс Десерто (рис.6.22.) был сформирован после эрозионного перерыва, во время которого произошло внедрение дайковых роев авгититового, лампрофирового и фonoлитового составов. Он широко развит на западе острова, а также слагает ряд крупных куэст на его востоке. В обоих районах породы пирокластическо-эффузивного комплекса залегают несогласно на более древних образованиях. Нижняя толща комплекса представлена лавовыми потоками базанитов с агломератами в основании, мощностью до 5–6 м каждый. Общая мощность лавовой толщи 100–250 м. Верхняя, пирокластическо-эффузивная толща слагается красновато-бурыми туфами, агломератами, лавами меланефелинитов и субщелочных базальтов. Общая мощность толщи 100–115 м. Общая мощность комплекса – 190–360 м. На последних этапах формирования комплекса Десерто происходило активное внедрение даек и экструзий фonoлитов и авгититов.

Эффузивный комплекс Вермелью слагает ряд куэст в центральной части острова, а также над г. Рибейра Брва. Нижняя толща представлена чередованием лавовых потоков, оливиновых меланефелинитов, фельдшпатоидных пикритов мощностью 1–1,5 м, каждый, со шлаками и лавобрекчиями. Общая мощность 20 м. Выше располагается толща, сложенная чередованием маломощных (0,3–0,5 м) потоков того же состава со шлаколавами. Общая мощность толщи 12–15 м, а комплекса 12–35 м. Эффузивный комплекс залегают субгоризонтально с вулканическим несогласием на комплексе Десерто. Оба комплекса прорваны экструзиями фonoлитов, образующими субвертикальные тела площадью до 0,2–0,3 кв. км в центральной части острова.

Наиболее высокие части разреза о-ва Сан-Николау слагаются неовулканическим комплексом Гордо (рис.6.23., 6.24). Он представлен лавами, лаваагломератами, туфами и, в меньшей степени, осадочными образованиями. Формирование комплекса началось с излияния на неровную поверхность палеорельефа обширного потока фельдшпатоидных пикритов с плагиоклазом, установленных на равнине р. Кампо де Прегиса и в верховьях р. Лодейра Вермелью. Стратиграфически выше потока на выступах палеорельефа залегают среднезернистые кавернозные калькарениты, мощностью от 1 до 10 м. Калькарениты несогласно перекрыты линзовидно-слоистыми туфами, коллювиально-пролювиальными отложениями и перемытыми туфами. Последние формировались синхронно с пикритовыми туфами горы Биссау, которые представлены тонкими, реже грубыми литокластическими лапиллиевыми туфами коричневого, желтовато-красного и черного цвета. Среди туфов встречаются блоки пикритов диаметром до 20–30 см. Мощность туфов изменяется от 200–300 м до полного выклинивания.

Стратиграфически выше залегают (рис. 6.25) поток, вытекавший с северного склона горы Биссау,

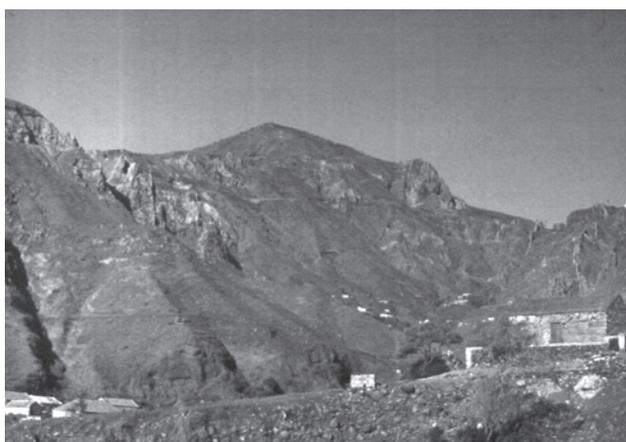


Рис.6.23. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Эродированный стратовулкан, строение которого осложняется прорывающими крутопадщими дайками лампрофиров, фонолитовыми субвулканическими интрузиями и экструзиями. Наиболее высокая вершина – вулкан Гордо с потоками неовулканического комплекса Монте Гордо. Фото автора

который представляет собой неправильное чередование субщелочных оливиновых базальтов с агломератами, резко выклинивающимися по простиранию. Мощность 12–15 м. Он перекрыт потоком субмери-



Рис.6.24. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Каньон в лавах Монте Гордо. (о. Сан-Николау). Фото автора

дионального простирания того же состава и строения, но вытекавшим из вулканической постройки горы Матиаш. Мощность потока 10–12 м. В районе горы Матиаш верхи потока перекрыты толщей тонких лапиллиевых туфов, аналогичных туфам горы Биссау (фото.6.14). Мощность 50–100 м.

Верхние части неовулканического комплекса слагаются туфами, шлаками, бомбовыми туфами и реже лавами пикритового состава, образованными различными вулканическими аппаратами. В частности, западнее горы Биссау обнажены грубые, слабо сцементированные агломераты мощностью 10 м с отдельными потоками пористых лав, которые перекрыты шлаками фельдшпатоидных пикритов с редкими линзовидными телами агломератов. Общая мощность 25–30 м.

Юго- и северо-восточная части острова, а также район горы Гордо слагаются тонкими и лапиллиевыми туфами, потоками фельдшпатоидных лав пикритов. Одновременно с ними формировались шлаки, бомбовые туфы и маломощные (первые метры) потоки аналогичного состава в центральной части закартированной территории.

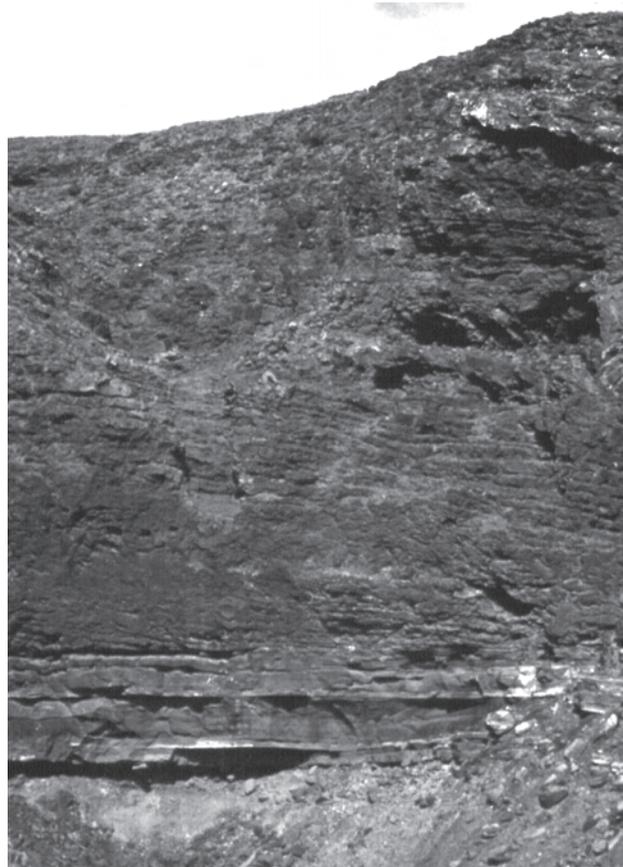


Рис.6.25. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Поток, вытекавший с северного склона горы Биссау, который представляет собой неправильное чередование субщелочных оливиновых базальтов с агломератами (о. Сан-Николау). Фото автора

Остров Сан-Николау представляется куполообразной структурой субширотного простириания. Ее ядро слагается породами комплекса Рибейра Брава. Структура основания осложняется роями даек субширотного простириания. Первый из них, имеющий ширину 250–300 м, хорошо прослеживается в долинах рек Рибейра Брава и Реканто. Дайки имеют простириания 270, 290 или 310°. Падения к северу, под углами 60–70°. Местами они сильно сближаются, полностью замещая вмещающую породу. Второй рой, в устье р. Брава, аналогичен первому. На востоке центральной части острова дайки образуют несколько систем: 30–60°, угол 40°, 0–10° и 320°.

Комплекс Десерто слагает изометричный горный массив с диаметром основания до 10–12 км. Здесь находятся наиболее высокие вершины о-ва Сан-Николау – 1312 и 1062 м. Причем первая, гора Гордо, слагается неовулканическим комплексом. Для массива характерны каньонообразные, радиально расходящиеся от его центра долины с относительными превышениями до 300 м. Наиболее узкие днища долин приурочены к верховьям временных водотоков, ближе к устью долины расширяются, достигая ширины 100–200 м. В долинах развит крупно- и гигантоглибовый несортированный валунник, занимающий всю долину. Склоны, сложенные пирокластическо-эффузивным комплексом, часто имеют ступенчатый облик, который обусловлен либо отдельными мощными потоками лав, либо их пакетами. Породы рассматриваемого комплекса образуют многочисленные останцы рельефа, перевалы обычно слагаются туфами. В останцах отчетливо прослеживается периклинальное залегание пород с углами падения до 15°. Рельеф осложняется отпрепарированными дайковыми стенками. К океану массив резко обрывается. Он представляет собой эродированный стратовулкан, строение которого осложняется прорывающими крутопадающими дайками лампрофиров, фonoлитовыми субвулканическими интрузиями и экструзиями.

Структура неовулканического комплекса обусловлена широким развитием моногенных лавовых аппаратов центрального типа, шлаковыми (и шлаколавовыми) конусами, приуроченными к двум зонам проницаемости. На юге острова хорошо устанавливается цепь шлаковых и шлаколавовых конусов усеченной формы. Постройки высотой 180–340 м сливаются со своими основаниями и, очевидно, маркируют зону проницаемости субширотного простириания, продолжение которой намечается по ряду мелких моногенных лавовых конусов на южных отрогах горы Биссау и далее, несколько отклоняясь, продолжается к юго-западу через вулканы Калодейра де Арегиса (250 м), Дежолато (600 м). Характерно, что большинство кратеров открыто к северу. Этот факт, а также общая форма зоны в плане могут свидетельствовать о том, что безамплитудный разлом не является вертикальным, а имеет наклон к югу.

Северная зона проницаемости фиксируется цепью шлаковых конусов высотой 100–150 м на северо-востоке острова и далее, очевидно, прослеживается рядом моногенных лавовых конусов в центре закартированной территории. Здесь расположен кратер с пологим дном и центральной горкой. Диаметр кратера до 200 м. Он, вместе с небольшим кратером, дающим протяженный лавовый поток, осложняет западный склон горы Биссау (614 м) (рис. 6.26). В южной части горы расположен кратер, стенки которого слагаются в основном гиалокластикой, бомбами, небольшими и маломощными потоками, брекчиями. Далее зона прослеживается к западу через лавовые конусы гор Гордо (1312 м) и Прая Бранка (436 м). Вулканическая постройка горы Гордо дает ряд радиальных потоков лав, вложенных в долины. В районе горы Рибейра Брава потоки образуют ряд лавопадов, обтекающих останцы рельефа. На западе острова, в районе Прая Бранка, есть несколько усеченных шлаколавовых конусов с диаметром основания до 500–1000 м. Направление зон проницаемости совпадает как с общим направлением острова, так и с направлением гряды Наветренных островов, а также с простирианием дайковых роев. На острове есть и другие шлаколавовые конусы с высотами до 20 м, прямо не связанные с описанными зонами проницаемости.



Рис. 6.26. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Туфы постройки Биссау. (о. Сан-Николау). Фото автора

Остров Санту-Антан отделен от острова Сан-Висенти узким глубоководным (до 1000 м) проливом который, видимо, связан с разломной зоной северо-восточного простириания. Остров Санту-Антан вытянут в северо-восточном направлении, и в его рельефе, судя по опубликованным картам (Teixeira, Barbosa, 1958), отчетливо выделяются два крупных горных массива – горы Кораа (1979 м) и гор Коваода Фунда (1509 м) – Консейсао (1474 м), разделенных седловиной с высотой чуть больше 1000 м. Массивы во многих местах ограничены уступами, высота которых в седловине достигает 500 м. Последняя представляет собой широкую

(до 4 км) сложно построенную зону понижений рельефа северо-западного простирания, вдоль оси которой расположен узкий (500–600 м) и протяженный (4500 м) блок, ограниченный крутыми обрывами с высотой до 500 м. Общий вид этого района позволяет сделать предположение, что его структура представляет собой грабен с центральным горстом, который находится на простирании разломов Наветренной цепи островов. Два вышеупомянутых массива соответствуют полифазным вулканическим аппаратам с множеством паразитических кратеров, неков, экструзии.

Остров Сантьягу (рис. 6.27, см. рис.6.4) вытянут в северо-западном направлении и находится на одном подводном поднятии с островами Маю, Боавишта и Сал. Однако по расчлененности рельефа он близок к другим островам западной группы. В рельефе острова отчетливо выделяются два горных массива, окруженные плато и разделенные субширотной депрессией. Южный горный массив Пику Антонио (около 120 кв. км) с максимальной высотой 1392 м вытянут (по изогипсе 500 м) с восток-юго-востока на запад-северо-запад почти на 20 км. Высоты свыше 1000 м сосредоточены в узком (500 м) протяженном (до 5 км) хребте, вытянутом по азимуту 330–340°, который является составной частью главного водораздела. Северный массив Малагуэта (около 60 км по изогипсе 500 м) имеет в плане крестоподобную форму. Максимальные отметки рельефа (800–1063 м) сосредоточены в субширотном хреб-

те, который ограничен с юга крутым обрывом. Горные массивы острова Сантьягу отличаются сложным расчлененным вулканическим рельефом с крутыми, нередко ступенчатыми склонами, останцами и глубокими каньонами. Массивы разделены субширотной депрессией. Примерно в центре острова имеется хребет северо-западного простирания с тремя конусами высотой 450–470 м. Остальная часть острова представляет собой субгоризонтальные либо наклоненные в сторону океана плато с высотами до 400 м изрезанными каньонами, и над их поверхностью возвышаются современные вулканические конусы либо неки или многочисленные экструзии.

Ниже приводятся, с разной степенью детальности, описания геологии выделенных блоков (с севера на юг): Таррафал, Малагуэта, Санта Катарина, Пику Антонио и Прая.

Блок Таррафал (см.рис.6.27, рис.6.28). Кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс мезозойского возраста распространен на востоке района, в долине р. Ангра, и представлен главным образом пиллоу-лавами (рис. 6.29) толеитовых базальтов, местами переслаивающихся с маломощными прослоями темно-серых и красных кремней и известняков. На севере и востоке участка они перекрываются кайнозойскими туфами и лавовыми потоками меланефелинитов и пикритов, на западе прорваны карбонатитовым массивом, на юге – нефелинитами. Комплекс обнажен в виде полосы северо-северо западного простирания, протяженностью около 500 м и шириной в 200–300 м. Породы наклонены на юго-восток под углом 60–70°. Общая мощность 290–320 м.

Интрузивный комплекс в исследованном районе не образует самостоятельного массива, но его породы встречены в образованиях вулканогенно-осадочного комплекса в виде обломков или ксенолитов в дайках и субвулканических телах. Они представлены пироксенитами, биотитовыми пироксенитами, габбро-амфиболитами, сиенитами, ийолитами.

Вулканогенно-осадочно-интрузивный комплекс состоит из двух толщ – нижней (осадочно-вулканогенной) и верхней (пирокластической) – и даек. Первая толща сложена (снизу вверх) – туфоконгломератовой и осадочно-туфогенной пачками. В районе мыса Просел она ложится с несогласием на тонкослоистые пепловые туфы желтого и зеленовато-желтого цвета (30°, угол 25°), которые являются либо составной частью толщи, либо более древним образованием. Туфоконгломератовая пачка, изученная по западным отрогам горы Грациоза, сложена агломератовыми туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфами и потоками лав авгититов. Видимая мощность нижней пачки около 80 м. Осадочно-туфогенная пачка осадочно-вулканогенной толщи на северо-западе Таррафала, южнее мыса Мореню, согласно залегают на туфоконгломератовой и слагается туфоалевролитами, туфопесчаниками с обломками авгититов,

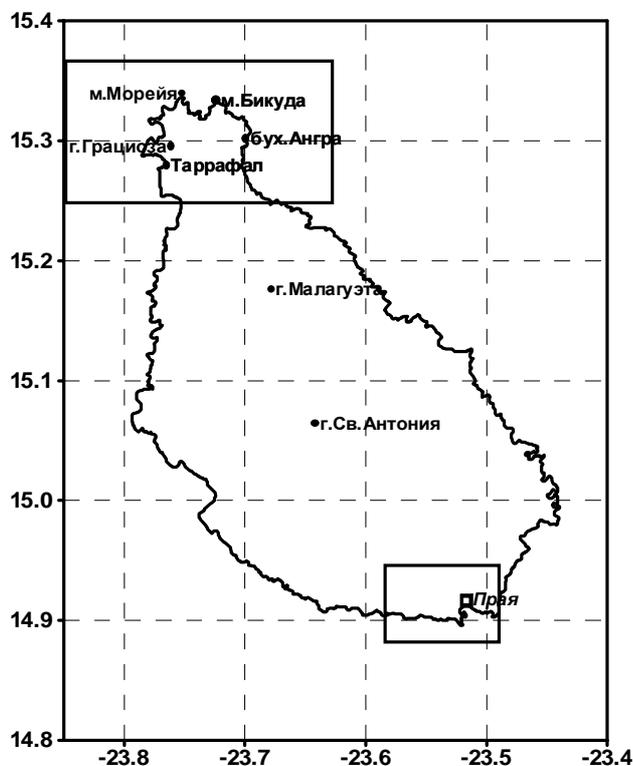


Рис.6.27. Основные районы работ экспедиции Геологического института РАН на о. Сантьягу и некоторые названия, которые встречаются в тексте

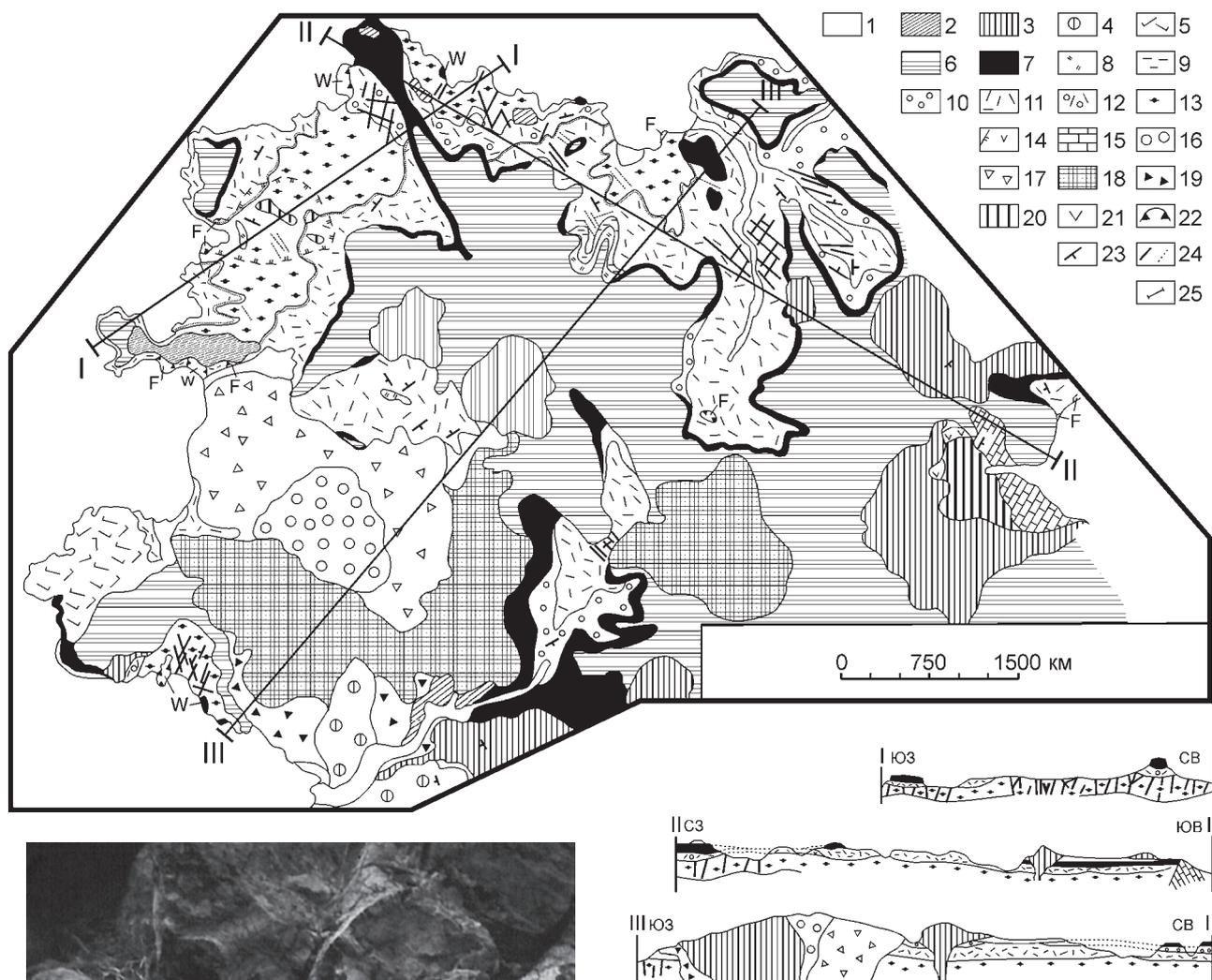


Рис.6.29. Пиллоу-лавы позднеюрского возраста (аналог комплекса Баталью на о. Маю) в районе бухты Ангра (северная часть о.Сантьягу). Фото А.В.Рихтера

Рис. 6.28. Геологическая схема северной части острова Сантьягу (района поселка Таррафал) (Тектоника..., 1990). 1 – пролювий, делювий; 2 – калькарениты (верхний и нижний комплексы нерасчлененные); 4–9 фonoлитовый комплекс: 4 – лавы, 5 – туфы, 6 – экструзии фазы II, 7 – брекчии фазы II, 8 – экструзии фазы I, 9 – брекчии фазы I; 10, 11 – осадочно-эффузивный комплекс с толщами: 10 – осадочной, 11 – лавовой; 12, 13 – интрузивный комплекс: 12 – карбонатиты, 13 – карбонатитоиды; 14–18 – эффузивно-осадочный комплекс с толщами: 14 – пирокластической, 15–18 – осадочно-туфогенной: 15 – туфоагломераты, 16 – осадочно-туфогенные породы, 17 – туфы, 18 – конгломераты; 19 – комплекс основания – кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс; 20 – дайки: а – карбонатитовые, б – иного состава; 21 – туфы карбонатитов: а – на карте, б – на профиле; 22 – жерловые фации: F – фonoлитовые, W – муджиеритовые; 23 – элементы залегания; 24 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 25 – линии профилей. Цифрами на схеме обозначены: 1–5 – мысы: Понта Прета, 2 – Фезенда, 3 – Морейя, 4 – Прозола, 5 – Бикуда; 6, 7 – горы: 6 – Грациоза, 7 – Кошта; 8–11 – долины рек: ; 8 – Фонтао, 9 – Фезенда, 10 – Лабрао, 11 – Ангра

пироксенитов и габбро (размером от 1 до 7 см). Мощность пачки около 40 м.

Пирокластическая толща (50–100 м), в отличие от нижележащей, распространена повсеместно и сложена серией вулканокластических линз, дискордантно залегающих одна на другой. Она с азимутальным и угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на отложениях нижней осадочно-вулканогенной толщи и слагается конгломератами, агломератовыми и пепловыми туфами.

Разрезы осадочно-вулканогенной и пирокластической толщ прорваны дайками авгититового, лампрофирового состава. Юго-восточнее мыса Прета образуют три основных роя (простираение 40–50, реже 80°) шириной 50–100 м каждый, разделенные бездайковыми пространствами (200–250 м). Внутри роя дайки протяженностью от 10 до 20–30 м распределены, неравномерно, образуя либо сгущения, либо изолированные тела. Отмечаются случаи ветвления даек, а так же внедрения одной дайки в другую с зонами закалки. В целом характерны субвертикальные падения, которые могут сменяться запад-северо-западными под углами 65–80°. Основное простираение роев осложняется системой субвертикальных даек юго-восточного простираения (140–180°) того же состава. Мощность даек меняется от 0,2–0,3 до 3–4 м. Рои даек авгититов, лампрофиров прорываются отдельными дайками фонолитового состава близкого простираения. На северо-западе района (мыс Морера, гора Вермелью) древние дайки хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Рои имеют простираение 70–100 и 340–360°. Мощность отдельных даек изменяется от 1–2 до 5–6 м. Южнее горы Вермелью отмечается их тектонизация. На севере района (мыс Прозой) дайки авгититов, лампрофиров имеют простираения 10, реже 40°, восточнее – угол 5 и 340°, а юго-восточнее – 40 и 300°.

Разновозрастные жерловые образования, тесно связанные с дайковыми сериями (мыс Фезенда, южнее горы Вермелью, залив Медранью и др.), широко развиты в пределах закартированной территории. Примером строения могут послужить жерловые фации, установленные на юге мыса Фезенда. Здесь они слагают вулканический аппарат, в жерле которого установлены породы различного состава, отвечающего составу пород в эффузивно-осадочно-пирокластическом комплексе. Кроме того, здесь обнаружены и полнокристаллические породы, вынесенные с более глубоких горизонтов. Размер вулканических аппаратов неправильной в плане формы от десятков до 200–300 м. В устье р. Фезенда обнажено вертикальное тело, заполненное несортированным обломочным материалом авгититового состава. Размер обломков в магматической брекчии достигает 0,3–0,5 и даже 10 м в поперечном разрезе. Эти тела прорывают грубо сортированную вулканогенную пачку авгититового состава. В свою очередь, вертикальное тело прорвано дайками и силлами фоно-

литов и меланефелинитов. Наряду со сложными по набору, пород и строению вулканическими аппаратами в районе Таррафал широко развиты жерла, выполненные породами одного состава. Так, в бухте р. Ангра обнажены мелаанальцитмиты, слагающие штокообразное тело диаметром около 100 м. Породы брекчированы, в них проявлена вертикальная флюиальность, подчеркиваемая расположением пор и миндалин, присутствуют ксенолиты карбонатитов, туфопесчаников и фонолитов. Сходные аппараты формируют и карбонатиты. Восточнее горы Вермелью в поле развития туфов и лав карбонатитов выходят на поверхность магматические брекчии карбонатитов, слагающие трубку взрыва диаметром около 50 м. Размер обломков от нескольких сантиметров до 10–15 см. Брекчия прорвана дайкой массивного карбонатита, которая не выходит за ее пределы. В этом же поле вскрыта трубка взрыва диаметром 5–15 м, выполненная тонко раздробленным карбонатитовым веществом.

На более глубоком уровне выходят субвулканические тела, в которых брекчированы уже и полнокристаллические породы. Так, в верховьях р. Ангра обнажено гипабиссальное тело фельдшпатоидных габбро с биотитом, брекчированных и содержащих ксенолиты крупно- и гагантозернистых пород, оно, в свою очередь, прорвано многочисленными дайками карбонатитов, карбонатитоидов и фонолитов.

Осадочно-эффузивный комплекс состоит из двух толщ – нижней морской осадочной (калькаренитовой) и верхней – лавовой щелочно-пикритового состава. Нижняя толща мощностью от нуля до первых метров в центральных частях района и до 30–40 м по периферии. Она с угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на доплиоценовых отложениях и представлена валунниками, калькаренитами и известковистыми песчаниками с мощностью до 7 м. Выше залегают потоки фельдшпатоидных пикритов, в основании которых находятся лавобрекчии. Лавовая толща распространена повсеместно и представлена четырьмя-семью потоками мощностью от 4 до 10 м каждый. Верхний части потоков представлены пористыми ожелезненными разностями, подошва – лавобрекчиями. В потоках развита столбчатая отдельность, перпендикулярная потоку, реже отмечено веерообразное расхождение столбов. Иногда в основании потоков устанавливаются линзообразные горизонты (мощностью до 1,5 м) плохо скатанных, несортированных конгломератов с размером обломков до 1 м. Обломки угловаты, заключены в песчаники с карбонатным цементом и сложены обломками пикритов.

Нижний калькаренитовый комплекс на западе Таррафала слагает две выклинивающиеся к востоку и по простираению линзы мощностью 2–3 м, которые залегают на щелочно-пикритовых лавовых потоках и перекрываются потоками щелочно-пикритовых лав. В калькаренитах присутствуют отдельные шаровые подушки

пикритов, угловатые глыбы туфов и песчаников доплиценовых образований.

Эффузивно-экструзивный комплекс слагается зелеными и желтовато-зелеными слоистыми туфами фонолитового и мелафонолитового состава с отдельными обломками эффузивных пород кайнозойских комплексов. Туфы вложены в рельеф и залегают на пикритовых потоках. Они полого наклонены на северо-запад под углами 5–15° или залегают горизонтально. Мощность туфов около 50–70 м.

Гора Грациоза (рис 6.30) и окружающие ее вершины слагают реликты полифазной экструзивной постройки анортотоклазитов. На горе выделяется несколько уступов с высотами до 100 м, маркирующих последовательно поступававшие к поверхности порции лавы. Уступы



Рис. 6.30. Столбчатая отдельность на юго-западе полифазной экструзивной постройки анортотоклазитов горы Грациоза (север о. Сантьягу) Фото автора

наклонены к центру горы. У основания горы наблюдаются брекчии. К югу от горы Грациоза развит поток фонолитов, перекрывающий брекчии основания экструзии. Здесь же наблюдается чередование проявлений фонолитового и базальтоидного вулканизма. На брекчию экструзии, перекрытую калькаренитами, ложится поток щелочного базальта мощностью до 4 м. Базальт, в свою очередь, перекрывается слоистыми туфами со слабоокатанными зёрнами, туфами мелафонолита, обогащенного слюдой, пироксеном, а на туфах с вулканическим несогласием залегают мощный (15–20 м) поток фонолитового состава.

Верхний калькаренитовый комплекс представлен калькаренитами, слагающими два уровня морских террас (рис. 6.31). Наиболее молодые залегают на высоте 18–20 м над уровнем моря. Более высокий (древний) уровень террас находится на высоте 35 м.

Неовулканический комплекс в районе пос. Таррафал представлен вулканическими конусами (Монте Ковало, Монте Кашта и др.), несогласно залегающими на всех более древних образованиях. Конусы имеют в плане более или менее изометричные очертания, а их абсолютная высота не превышает 400 м. Они слагаются



Рис. 6.31. Вертикальные движения Островов Зеленого Мыса. Верхний калькаренитовый комплекс в округе Таррафал. Молодые террасы на высоте 18–20 м над уровнем моря. Фото автора

шлаками, бомбами и потоками оливиновых меланефелинитов или пикробазальтов.

Пользуясь опубликованными географическими (Teixeira, Barbosa, 1958) и геологическими (Serralheiro, 1966) картами, можно предполагать, что блок Таррафал ограничен с юга субширотным разломом, проходящим по линии север бухты Шао Бом – д. Лапа Кашорро. Здесь расположена широкая седловина, над которой возвышаются неовулканическая постройка горы Ковало (281 м) и другие, более мелкие сооружения. Кроме этого, судя по карте остаточных гравитационных аномалий (Amaral, 1964), здесь происходит изменение гравитационных полей от $-(5 \div 10)$ до $+(5 \div 15)$ мГал. В этом же (субширотном) направлении вытянута и экструзия фонолитов горы Грациоза. Судя по данным С. Алвеша и др. (Alves et al., 1979), отличается и геологическое строение к северу и югу от этой линии. Выделяемый нами разлом можно назвать Южно-Таррафальским.

Блок Малагуэта, судя по геологическим картам, сложен эффузивно-осадочным комплексом мощностью до 1000 м, который прорван фонолитовыми экструзиями или перекрыт пирокластикой того же состава. Эти образования, видимо, синхронны экструзии Грациоза. Кроме того, на западе блока имеется ряд построек неовулканического комплекса. Южным ограничением блока служит разлом Малагуэта, проходящий вдоль крутого эскарпа рельефа одноименного горного массива, максимальные высотные отметки которого (более 800–1000 м) также вытянуты в субширотном направлении. Южнее и севернее этой линии резко отличаются остаточные аномалии гравитационного поля: севернее $(0 \div 5)$ мГал, южнее относительно резко повышается до $+(10 \div 20)$ мГал (Amaral., 1964). Блок Санта Катарина обладает в основном денудационным типом рельефа. Здесь обнажен широкий спектр образований, наиболее древние из которых представлены карбонатитами, габбро и пироксенитами массива Рибейра де Барко и вмещающими их агломератами. Карбонатиты Рибейра де

Барко представляют собой наклонное (азимут падения 240° , угол 70°) тело мощностью до 50 м. Отчетливо проявлена псевдослоистость, а в эндоконтакте и псевдофлюидальность. В породе присутствуют ксенолиты габбро, биотитов, порфиринов, авгетитов. В составе породы наряду с кальцитом отмечается биотит, в меньшей степени – анортотлаз, апатит, титаномагнетит. Определение абсолютного возраста (Bernard–Griffiths et al., 1975) К–Аг-методом показало, что карбонатиты Рибейра де Барко были сформированы в позднем миоцене ($8,5 \pm 0,7$ млн лет назад).

Большую площадь на востоке блока занимают породы комплекса Фламенгос, который, как считается (Silva et al., 1979 (1980)), формировался синхронно с комплексом Педро Ваш на о-ве Маю. Он представлен конгломератами, агломератами, брекчиями и пирокластикой, по составу соответствующими лимбургитам, базанитам и анкарамитам. Однако образования, закартированные тем же комплексом в других местах острова и посещавшиеся экспедицией ГИН РАН, во многих местах соответствовали жерловым фациям низов разреза Таррафальского блока. Разрез блока наращивается эффузивно-осадочным, а выше – неовулканическим комплексом, в который целесообразно объединить пирокластические и лавовые покровы фельдшпатоидных пикритов, меланефелинитов, оливиновых меланефелинитов и базанитоидов формации Ассомада (Silva et al., 1979 (1980); Serralhelro, 1976) и пирокластические конусы гор Вермелью и Тиро.

Блок Санта Катарина, по-видимому, ограничен разломом, расположенным по линии, соединяющей север бухты Святой Клары и мыса Кароа, и который может быть назван разломом Святой Клары. Здесь происходит резкое изменение простираний рельефа массива Пику Антонио, на западе и востоке расположены соответствующие долины рек (Ангра, Никое). По этой линии намечаются изменения гравитационных аномалий и к ней приурочены зоны интенсивной эксплозивной деятельности, выраженные проявлениями туфобрекчий базальтов и фонолитов, связанных с эффузивно-осадочным комплексом.

Блок Пику Антонио сложен породами (Amaral, 1964; Alves, 1979; Silva et al., 1979 (1980)) формаций СА, Фламенгос и Оргаос, которые соответствуют изученным нами в блоке Таррафал разным толщам комплекса Таррафал (Фламенгос – туфо-конгломератовой, Оргаос – осадочно-туфогенной). Основная часть блока сложена эффузивно-осадочным комплексом, мощность которого достигает 1000 м и более. Вопрос о южном ограничении блока решается неоднозначно.

Блок Прая. Наиболее древними образованиями южной части острова Сантьягу, в районе г. Прая (рис. 6.32), является интрузивный комплекс. Он представлен крупнозернистыми пироксенитами, амфиболитами, сиенитами, встречающимися в виде ксенолитов в осадочно-вулканогенной толще и более молодых интрузивных

образованиях гипабиссального уровня эффузивно-интрузивного комплекса.

Эффузивно-интрузивный комплекс подразделяется (снизу вверх) на три толщи разного состава – эффузивно-терригенную (авгитит–анкарамиты), вулканогенно-осадочную (карбонатит–фонолиты) и эффузивно-гиалокластитовую (авгитит–анкарамиты). Кроме того, с комплексом тесно связаны субвулканические и жерловые образования авгититов, нефелинитов, фонолитов и карбонатитов, карбонатитоидов и лампрофиров, а также гипабиссальные тела и дайки.

Субвулканические и жерловые образования авгититов, карбонатитов и фонолитов формировались одновременно с базальтовыми толщами в два этапа: в первый – субвулканическая и жерловая фации, с которыми была связана вулканогенно-осадочная толща, во второй – аналогичные фации, но сформированные после эффузивно-гиалокластитовой толщи. Субвулканические образования первого этапа представлены карбонатит-фонолитовой интрузией, основная часть которой вскрыта к северу от Прайского разлома. Площадь ее превышает 30 кв.км, при этом фонолиты слагают более 90% ее объема. В западной и юго-западной частях интрузии широко распространены магматические брекчии фонолитового состава, соответствующие эродированным эруптивным центрам. Карбонатиты являются относительно более поздними образованиями. Они прорывают фонолиты, слагая небольшой (1,5 кв. км) эруптивный центр в зоне Прайского разлома. Повторно магматизм фонолитового состава появился и после отложения эффузивно-гиалокластитовой толщи. Фонолиты слагают небольшие по размеру субвулканические тела – неки и реже небольшие (20–50 м в поперечнике) эруптивные центры. Фонолиты прорывают все рассмотренные выше образования и перекрываются эффузивным комплексом.

Гипабиссальный массив (1 кв.км) сложного строения расположен в зоне Прайского разлома, в 1,2–2 км к северо-западу от г. Прая. Юго-западный и северо-восточный края массива срезаны разломами северо-западного простирания. С северо-запада массив граничит с прорывающими его карбонатитами, нефелинитами, а с юго-востока – с фонолитами. Породы, вмещающие массив, с достоверностью не обнаружены. Массив сложен оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, ийолитами, уртами, турмитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и карбонатитоидами. С востока и юга массив обрамлен зонами развития даек и силлов. Эти тела образуют сплошной узел, вблизи которого не сохранилось вмещающих пород. Преобладающие простирания субвулканических тел – азимуты простирания 300° и 40° , у пологопадающих тел – азимут падения 220° , угол 40° . Мощность от десятков сантиметров до 1 м. Самыми молодыми в массиве являются тонкозернистые карбонатитоиды и карбонатиты.

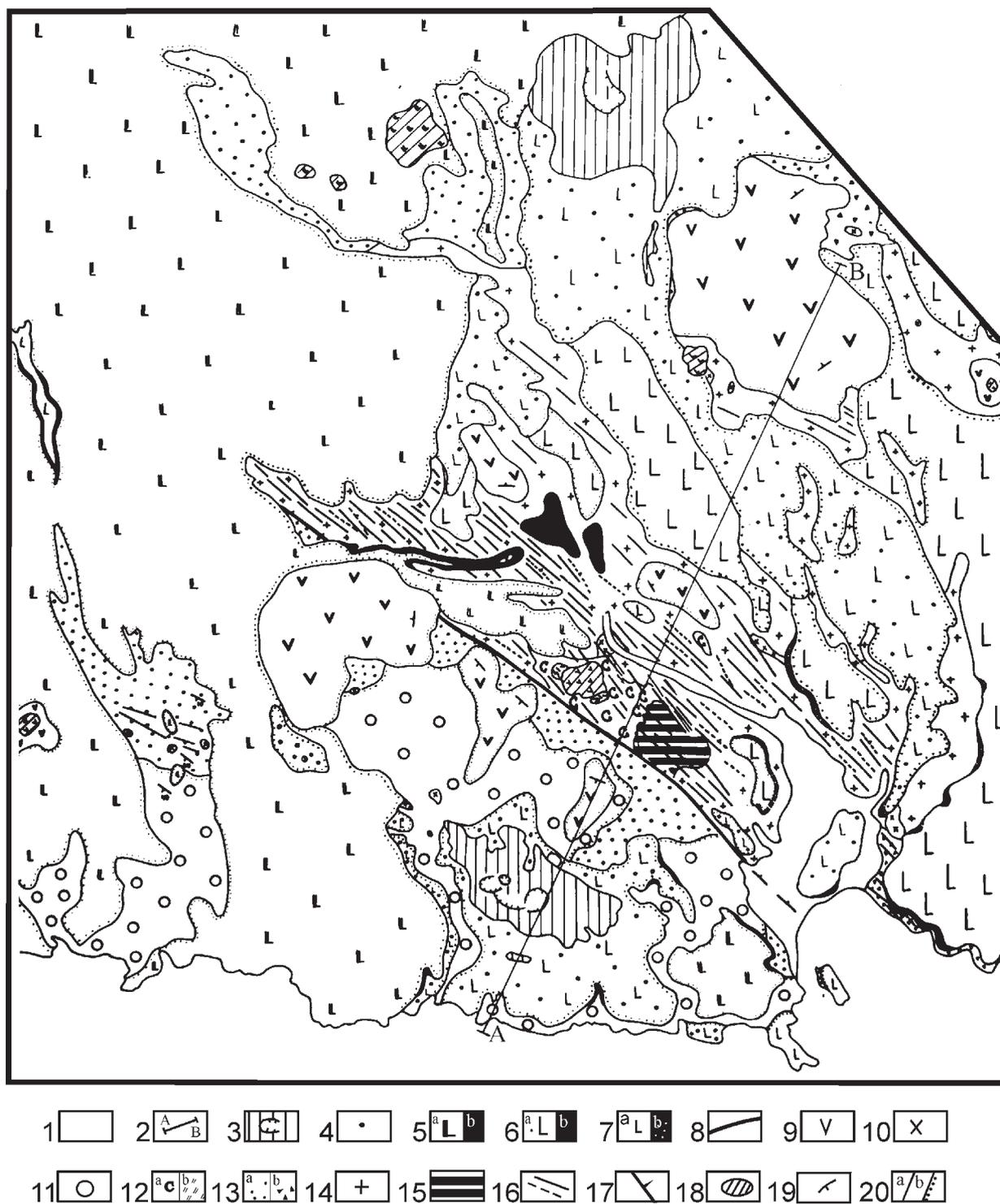


Рис.6.32. Геологическая схема района города Прая (южная часть острова Сантьягу) (Тектоника..., 1990). 1 – аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – неовулканический комплекс; 3–8 – эффузивный комплекс: 3 – эффузивная толща нефелинитового состава верхнего подкомплекса с наземными (а) и морскими (б) фациями: 3 – IV серия потоков, 4 – III серия потоков, 5 – II серия потоков, 6 – I серия потоков; 7 – осадочная толща, 8 – нижний подкомплекс – эффузивы щелочно-пикритового состава; 9 – фonoлиты (штоки, жерловины); 10–12 – осадочно-вулканоогенный комплекс с толщами: 10 – эффузивно-гиалокластитовой, 11 – вулканоогенно-осадочной (а – жерловые фашии, б – вулканоогенно-осадочная часть), 12 – эффузивно-осадочной (а) с нижним агломератовой пачкой (б); 13 – фonoлиты; 14 – интрузивный комплекс; 15 – дайки: (а – фonoлитов, б – базанитов); 16 – Прайский разлом; 17 – жерловые фашии – (крап соответствует составу толщ); 18 – элементы залегания, градусы; 19 – геологические границы: а – согласные, б – несогласные; 20 – линия профиля

Эффузивный комплекс в районе г. Прая состоит из разновозрастных покровов эффузивов, осадочной толщи и жерлово-субвулканических образований. Нижняя эффузивная толща имеет щелочно-пикритовый состав. Ей соответствуют жерловые образования. Щелочные пикриты слагают вулканические центры, один из которых расположен в зоне Прайского разлома, а второй – на северо-востоке острова. Жерловины окружены сохранившимися от размыва реликтами крупных вулканических построек центрального типа, которые образуют куэстообразные, наиболее приподнятые в рельефе возвышенности. Они сложены эффузивной толщей, которая имеет периклинальное залегание щелочно-пикритовых и нефелинитовых лавовых потоков, обрамляющих жерловины. Максимальная мощность отдельных потоков достигает 50 м. Стратиграфическое положение пород комплекса определяется залеганием эффузивной толщи на карбонатит-фонолитовом массиве, прерыванием щелочно-пикритовой жерловиной вулканогенно-осадочных толщ авгититового, анкармитового составов и перекрытием рассмотренных образований пикритового состава лавовыми потоками нефелинитов.

Осадочная толща (до 5–7 м) сложена калькаренистыми песчаниками, которые образуют к востоку от г. Прая линзовидное тело, выклинивающееся к северу.

Верхняя эффузивная толща (30–60 м) слагает основную часть территории в районе г. Прая, образуя бронирующую поверхность лавового плато, полого погружающегося к югу, в сторону океана. Лавовые потоки обтекали возвышенности, образованные пикритами, последовательно выполняя отрицательные участки палеорельефа. Установлено несколько покровов средней мощностью до 8–15 м каждый, разделенных прослоями и линзами валунника, конгломератов, шлаков и гиалокластитов. Фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, щелочные оливиновые базальты, тефриты и нефелиниты чередуются в разрезе. Они изливались из разных вулканических центров диаметром 0,2–0,7 км. В составе покровов выделяются наземные и морские образования. Последние распознаются по залеганию лавовых потоков на гиалокластитах и морских, калькаренитах, как, например, на юго-востоке района, и по шаровой отдельности в потоках, которая обычно проявлена вблизи современного побережья, а также в районе долин рек Сафенде и Фонда, где прежде, видимо, существовал морской залив.

Неовулканический комплекс представлен в пределах района двумя шлаковыми конусами – Вермелью и Вакаш. Превышение первого над лавовым плато нефелинитов составляет 100 м, второго – 180 м. Шлаки и лавы представлены трахибазальтами.

В строении района г. Прая (см. рис. 6.32) выделяется брахиантиклиналь, которая несогласно перекрыта пологозалегающими лавовыми плато или шлаковыми конусами. Брахиантиклиналь вскрыта в эрозионном окне и разделена зоной Прайского разлома на две час-

ти. Юго-западная часть сложена эффузивно-терригенной и эффузивно-гиалокластитовой толщами, образующими моноклиналь с падением на юго-запад под углами 10–40°. Углы падения толщ увеличиваются к океану, причем наиболее резко это происходит в пределах флексуры запад-северо-западного простирания, расположенной косо по отношению к Прайскому разлому и отстоящей от него на расстоянии 1–2 км к юго-западу. С зоной флексуры связаны небольшие жерловины фонолитов, пикритов и нефелинитов, а также современный шлаковый конус. В северо-восточной части брахиантиклинали отсутствует эффузивно-гиалокластитовая толща, и здесь расположены крупный субвулканический фонолитовый массив и рой даек. Карбонатит-фонолитовый массив обрамлен по периферии вмещающей его эффузивно-терригенной толщей, а в юго-западной части срезан Прайским разломом. Не исключено, что юго-западная часть относительно опущена по Прайскому разлому. Становление массива происходило одновременно с накоплением в поверхностных условиях эффузивно-терригенных отложений и с общим воздыманием района, что отражена в изменении фаций эффузивно-терригенной толщи к более мелководным вверх по разрезу. Таким образом, формирование брахиантиклинали мы связываем со становлением карбонатит-фонолитовой субвулканической интрузии. Присутствие галек фонолитов в эффузивно-гиалокластитовой толще и отсутствие разновозрастных ей образований к северо-востоку от зоны Прайского разлома, в северо-восточной части антиклинали, указывают от то, что там существовали островное поднятие (“фонолитовый остров”) и область эрозии. Эффузивно-гиалокластитовая толща же накапливалась на подводном склоне возникшего поднятия.

Дайковый рой расположен вдоль зоны Прайского разлома и генетически с ним связан. Ширина наиболее насыщенной дайками зоны около 2 км. Рой имеет северо-западное простирание, и, судя по составу даек, его формирование было длительным. Устойчивые падения даек в северо-восточных румбах под углами 30–70° позволяют считать, что и весь рой в целом имеет такое же залегание, маркирует собой тектоническую зону северо-восточного падения, крайним юго-западным выражением которой является Прайский разлом. Наблюдения над характером строения даек и силлов показали, что раскрытие трещин и мгновенное их заполнение магматическим расплавом перемежались с этапами сжатия, что фиксируется по смещению более ранних даек вдоль мелких срывов, которые затем частично залечивались новыми порциями магматического расплава или пересекались новой системой трещин растяжения, опять же заполнявшихся расплавом с образованием новой генерации даек и силлов.

Прайский разлом представляет собой взбросо-надвиг северо-восточной части брахиантиклинали на юго-западную. С зоной разлома связаны жерловины карбо-

натитов, фonoлитовые магматические брекчии, маркирующие эксплозивные центры, а также более молодая жерловина пикритов. Здесь же присутствует тектонический блок наиболее древних образований – фрагмент габбро-сиенитового массива. Собственно Прайский разлом обособился как самостоятельная структура на заключительной стадии формирования древнего структурного плана. На это указывают факты локального срезания дайкового роя Прайским разломом при общей их параллельности.

Современная структура района определяется сочетанием лавового плато с вулканическими постройками. В целом лавовое плато полого (10–15°) погружается в сторону океана, “обтекая” брахиантиклиналь и выступающие в рельефе фрагменты разрушенных аппаратов центрального типа щелочно-пикритового состава. Формирование современного структурного плана происходило поэтапно и было связано первоначально с возникновением пикритовых вулканических построек, а затем и собственно лавового плато. Над поверхностью последнего возвышаются остатки более древних вулканических аппаратов, фрагменты более ранних структур древнего плана и современные шлаковые конусы. Формирование всех перечисленных частных структур современного плана происходило на фоне постепенного воздымания всего острова. Средняя амплитуда поднятия составляет 30–40 м вдоль побережья. В северных частях района она была больше.

Остров Фогу представляет собой вершину вулканической постройки с кальдерой диаметром около 8 км. Атрио кальдеры находится на высоте 1600 м. На восточном обрамлении кальдеры имеется вулканический конус Пику (рис. 6.33) с высотой 2829 м над уровнем моря (самая высокая отметка архипелага), с кратером диаметром около 500 м и глубиной в 180 м. Современный конус сложен лавовыми потоками. Пирокластический материал встречается в отдельных периферических вулканических конусах. Молодые лавовые потоки в основном относятся к типу а–а, однако



Рис. 6.33. Неовулканический комплекс Островов Зеленого Мыса. Действующий вулкан о. Фогу. Фото автора

изредка встречаются потоки со структурой пахое–хое, в особенности внутри кальдеры. Четвертичные посткальдерные щелочные породы представлены нефелинитами, пикритами, базанитами и анкарамитами. Редко отмечаются продукты дифференциации высокомагнезиальных первичных магм, среди которых встречены тефриты и фonoлиты.

Со времени первых португальских поселений (1500 г.) до середины XVIII в. вулкан Фогу был постоянно действующим, однако впоследствии активность Фогу прекратилась и позже отмечались непродолжительные извержения лавовых потоков из центрального кратера в восточном направлении. Отдельные извержения зафиксированы в 1785, 1799, 1847, 1852, 1857 и 1951 (июнь–август) годах (Mitchell–Thome, 1976). Многие из которых сопровождались сильными взрывами. После извержений обычно отмечалась фумарольная активность.

Последняя эруптивная активность на о. Фогу началась 2 апреля 1995 г. (Smithsonian ..., 1995a, 1995b). Извержению предшествовали сейсмические толчки, после которых была образована трещина, протяженностью в 200 м, на юго-западном склоне Пику. К 18 мая лавовым потоком было покрыто более 4 кв. км, скорость движения которого достигала 5–6 м/сек при температуре пород в 1026° С. Отмечались выбросы газов и отдельные взрывы

Остров Брава (Machado et al., 1967) представляет собой крупную вулканическую постройку. Она складывается фonoлитовыми туфами, туфобрекчиями, пемзой, пеплами с радиометрическим возрастом (К–Аг метод) $5 \pm 0,1$ млн лет (Bernard–Griffiths et al., 1975). На востоке известны интрузии нефелиновых сиенитов, ийолитов и карбонатитов, на западе присутствуют палагонитизированные пиллоу–лавы нефелинитового состава $2,40 \pm 0,1$ млн лет (Bernard–Griffiths et al., 1975).

Центры вулканической активности проявления известны и за пределами наземной части архипелага **Островов Зеленого Мыса**, в акватории, которые осложнили строение западно-африканского прогиба. Одна из крупнейших, – гора Каяр, расположена на континентальном склоне Сенегала (Uchupi et al., 1976; Bellion, Cravola, 1991) в 60 км к северо-западу от Дакара. Она имеет диаметр основания в 15 км и возвышается над дном более чем на 1500 м. Судя по деформациям осадочного чехла, возраст подъема горы – доплиоценовый и скорее всего миоценовый. Восточнее архипелага Островов Зеленого Мыса сосредоточено большое количество подводных гор (Сеньор, Боавишта, Кабо-Верде, Маю, Жоал и др.), вершины которых расположены на глубинах от 80 до 1500 м. (General..., 1982; Geology..., 1982). Их происхождение скорее всего обусловлено вулканической деятельностью, протекавшей синхронно с внедрением силлов или несколько позже. Работы, проведенные на горе Сеньор, которая расположена в 50 км к северо-востоку от о-ва Сал, показали

(Дибнер и др., 1984), что ее подножие лежит на глубине 3500 м, а вершина – на 302 м. По данным НСП все слои осадочного чехла прорываются породами акустического фундамента. Это привело к выводу о том, что гора представляет собой басмолит. К миоценовым интрузиям (Wissman, 1982) были отнесены образования хребта Бафоулабе, вытянутого вдоль 16° с.ш. и ряд диапировых структур, известных в районе бурения скважины DSDP 368. Последняя вскрыла силлы оливиновых диабазов с возрастом 19 млн лет. Сопоставление разреза скважины с данными НСП позволило интерпретировать многочисленные диапировые структуры и ряд отражающих площадок как внедрения магматических расплавов (штоки, силлы), которые и сформировали куполовидное поднятие – плато Зеленого Мыса. Проявления магматизма известны и в районе скважины 138 (Hayes et al., 1972), в которой были пробурены два силла или потока базальтов щелочного типа мощностью в 0,5 м и 50 м на глубинах 434 и 437 м соответственно.

К северу от Островов Зеленого Мыса располагается регион с широким развитием диапировых структур протыкания (“piercement structures”) (Hayes et al., 1972). Исследования в 9 рейсе НИС “Кейн” и 14-ом “Гломар Челленджер” показали, что здесь развита хорошо стратифицированная толща горизонтальных осадков, которые прорываются изолированными образованиями, имеющими диаметр от 2 до 4 км в диаметре, высоту до 0,1 сек и углы наклона до 30° . Вблизи этих тел осадки приподняты и нарушены. Структуры протыкания здесь не отражены в рельефе и лишь иногда связаны с невысокими (80–100 м) холмами. По сейсмическим данным они имеют “корни” в акустическом фундаменте. Бурение скважины DSDP 141 на холме высотой в 40 м и диаметром в 3 км показало, что верхние 295 м разреза слагаются глинами песками ниже которых обнаружены сильно измененные щелочные базальты, которые представляют собой смесь сюзюрита, пренита, хлорита и серпентина (в жилах). Поднятие дна в районе скважины на 400 м происходило со скоростью 8 см/год с начала плиоцена. Сходные диапиры (Hayes et al., 1972) были обнаружены в 350 км к востоку от скважины 140 и к западу от 139. Недавно аналогичные образования были описаны (Пилипенко, 1995, 1997) в Индийском океане. Автор этих работ пришел к выводу, что диапиры “имеют отношение к трещинным образованиям, возникшим в результате заполнения магматическим расплавом и флюидами ослабленных полостей, связанных с нарушениями сплошности пород” (Пилипенко, 1997, с. 512).

Западнее Островов Зеленого Мыса две подводные горы (Крылова и Безымянная–640) были изучены во время первого рейса НИС “Академик Николай Страхов” (Вулканические..., 1989). Первая из них представляет собой изометричную вулканическую постройку центрального типа в пределах абиссальной котловины. Ее основание расположено на глубинах 4600–4700 м, вершина – 1270 м. Она слагается щелочными оливин-ба-

зальтовыми сериями – потоками базальтов, гиалокластитами, как правило сильно измененными гидротермальными процессами. С горы были подняты осадочные породы средне-позднеолигоценного и маастрихтского возрастов. Безымянная–640 имеет удлинение в субмеридиональном направлении. Она представляет собой экструзию массивных базальтов, перекрытыми железомарганцевыми, фосфатными породами и известняками верхов раннего эоцена и позднего олигоцена.

Со всеми вышеперечисленными районами развития подводных гор или внедрения силлов связаны гравитационные положительные аномалии, которые хорошо выделяются на альтиметрических картах. В это же поле попадает и гора Кейн (Lowrie et al., 1978). Это дает основание полагать, что обширный (1275 x 525 км) регион с положительными гравитационными аномалиями между разломами Кейн и Зеленого Мыса отражает районы развития щелочного магматизма разного типа с общей площадью около 670 000 кв.км (для сравнения – территория Франции – 551 000 кв.км).

На склоне Гвинейской континентальной окраины установлено несколько вулканических аппаратов разного размера (Rossi et al., 1992; Benhelil et al., 1995). Наиболее крупный из них – гора Надир – имеет высоту 2400 м и диаметр 16 км. Поверхность (840 м) горы эродирована. Шесть мелких конусов, высотой до 250 м диаметром в первые км располагаются в средней части склона на глубинах около 2500 м. На глубинах 1320–2920 м вулкан слагается крупнопорфировыми базальтами и трахитами. Присутствие в основной массе авгита, плагиоклаза показывает на родство с лампрофировой серий. помимо этого обнаружены гальки муджиеритов или трахитов, а также полигенетические брекчии, который содержат как вышеуказанные породы, так и базальтовую пироклазику и ультраосновные компоненты. Базальты обогащены (более чем в 100 раз по отношению к хондриту) редкоземельными элементами и близки к аналогичным породам базального комплекса о.Фуртевентура и Островов Зеленого Мыса. Радиологический возраст (Bertrand et al., 1993) пород – $58,6 \pm 0,5$ млн лет (раний палеоген). Предполагают опускание горы при активизации Гвинейской зоны разломов в пост-эоценовое время минимум на 900 м.

В северной части поднятия Сьерра-Леоне развиты (Jones et al, 1991) многочисленные подводные горы (горы Батиметристов). Судя по данным альтиметрии они протягиваются от Гвинейского разлома в юго-западном направлении почти до разлома Страхова. Одна из гор – гора Уитни (Краузе), располагается на севере группы и состоит из четырех поднятий с общим центром в районе $8^\circ 42'$ с.ш., $20^\circ 07'$ з.д. Вершины расположены на глубинах 1100, 514 и 892 м. С северо-восточной горы с глубины 1400–1430 м были подняты лампрофиры и брекчии, которые составляли до 80% объема драги. По данным К–Аг анализа они имеют возраст 53,3–55,4 млн лет. Из брекчий были определены также фораминифе-

ры раннеэоценового возраста (субзона P8b, мегахрон 24). Породы сходного состава обнаружены из формации Казас Вельяс на о. Маю, на о. Аннобон, Фернандо ди Норонья, на Бермудском поднятии и на банке Горриндж (Jones et al, 1991).

В пределах возвышенности Сьерра-Леоне (Харин, 1988) подводные горы слагаются трахиандезитами, туфами трахитов и туфоконгломератами (Гора Нефрит), базальтами и туфами с толстыми корками фосфатисто-железо-марганцевых корок (горы Энэн) с возрастом от 36 до 43 млн. лет. Вершины гор располагаются на глубинах от 200 до 1250 м.

Приведенные выше данные показывают, что восточная часть Центральной Атлантики представляла собой в течение кайнозойского времени регион с активными тектоническими и магматическими процессами, которые изменяли структуру океанической коры и переходной зоны к Африканскому континенту.

6.2. Строение центров магматической активности около Западной Африки и Южной Америки

Рассмотрим строение других магматогенных структур центральной части Атлантического океана или регионов примыкающих к ней. При этом основное внимание будет, также как и для Островов Зеленого Мыса, уделяться проблемам структурной эволюции. Описание вулканических островов и гор будет дано с разной степенью детальности по литературным данным. Основные характеристики вулканических островов сведены в таблице (см. таблица 14).

Под Камерунской линией (рис. 6.34) понимается цепь островов и подводных гор на востоке Гвинейского залива, а также ряд вулканических структур в пределах Камеруна.

Остров Аннобон представляет собой эродированную поверхность стратовулкана с высотой над дном океана порядка 5000 м, который был заложен на океанической коре (Piper, Richardson, 1972; Cornen, Maury, 1980; Liotard et. al., 1982). Его видимое основание слагается палагонитовыми брекчиями, которые содержат фенокристы и мегакристы клинопироксена и оливина. Они прорваны субвертикальными дайками анкармитовых базанитов. С эрозионным несогласием нижний комплекс перекрывается потоками базанитовых потоков, нижний из которых имеет возраст 18,4 млн лет. Они прорваны дайками с возрастом 5,35 млн лет. На последних стадиях происходило формирование тристанитовых и трахитовых куполов, с которыми связаны молодые потоки и пирокластика, наиболее крупный из которых – Пику де Фуегу (Pico de Fuego) имеет хорошо выраженный конус с кратером и его породы содержат многочисленные глубинные нодулы.

Основание **острова Принсипи** (Piper, Richardson, 1972; Fitton, Hughes, 1977; Dunlop, Fitton, 1989) слага-

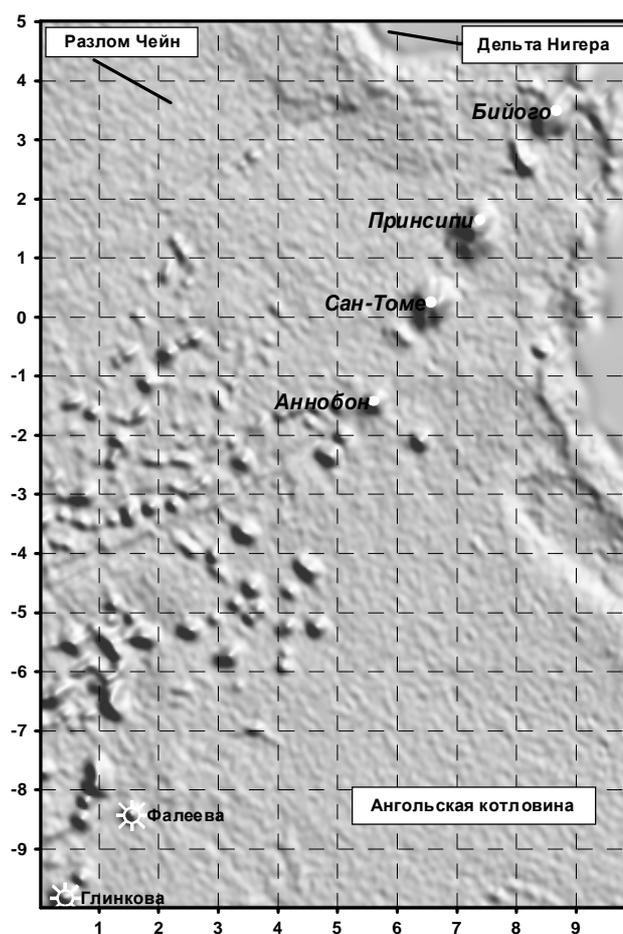


Рис. 6.34. Расположение вулканических гор и островов в районе Гвинейского залива (Камерунская линия) по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Курсив – острова. Прямой шрифт – подводные горы с утвержденными ЮНЕСКО названиями

ется палагонитовыми брекчиями с возрастом $30,6 \pm 2,1$ млн лет, содержащими блоки свежих толеитовых базальтов и сформированными в подводных условиях. Наиболее древние субаэральные образования (“серия древних лав”) представлены субгоризонтальными потоками базальтов и гавайитов, прорванных многочисленными дайками сходного состава. В основном на севере острова они перекрыты лавами нефелинитов и базанитов (“серия молодых лав”), которые дайками не прорываются. Все образования прорваны куполами фонолитов и тристанитов–трахифонолитов с которыми связаны потоки лав соответствующего состава в центре и на юге острова (Пику де Принсипи – Pico de Principi).

Остров Бийого (Piper, Richardson, 1972) представляет собой три современных вулканических постройки Санта Изобель (Pico de S. Isobel), Биао (Pico Biao) и Сан Карлос (San Carlos). Первая имеет простирание СВ 40° и располагается на шельфе. Здесь известны современные потоки и многочисленные туфовые конусы, маркирующие трещины. Последнее извержение происходи-

ло в 1898 г. на юго-западе постройки. Южные постройки располагаются в пределах континентального склона и слагают субширотную часть острова. В целом остров слагается щелочными оливиновыми базальтами – пикритами, океанитами и анкарамитами.

В континентальной части Камерунской линии располагается система вулканических горстов (DeGuelle et al., 1987), которая отделена от о.Бийого грабенном с мощностью осадочного чехла более чем 3000 м. Наиболее известной вулканической системой является вулкан Камерун (50x25 км), расположенный на докембрийском фундаменте, перекрытом меловыми и четвертичными отложениями. Его формирование началось в позднем миоцене и продолжается до настоящего времени (известно 6 исторических и 10 извержений за последние 100 лет). Горст ограничен осадочными впадинами с общей мощностью осадков до 7000 м. Постройка слагается пикритами, щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами

Обратимся к строению других вулканических островов. Около атлантического побережья Марокко расположен Канарский архипелаг (Schmincke, 1982), который состоит (рис.6.35) из семи главных островов: Лансероте, Фуэртевентура на востоке, Гран Канария, Тенериф и Гомера в центральной части и Ла Пальма и Иерро на западе (см. табл.14). Три острова имеют высоту более 2000 м, а вулкан Пико де Тайде является третьим по величине в Мире после Мауна Кея и Мауна Лоа на Гавайских островах. Архипелаг простирается на 600 км с востока на запад, 100–200 км с севера на юг и отстоит на расстоянии 115 км от побережья Африки. Его общая площадь составляет 7500 кв. км. Объем вул-

канического материала на островах изменяется от 5.3×10^3 куб.км (Иерро) до 23.8×10^3 куб.км (Гран Канария), а общий объем сопоставим с объемом вулканитов Гавайских островов. Сейсмические исследования (Funck et al., 1996) показали, что острова окружены вулканокластическими шлейфами, края которых отстоят от побережья островов на десятки километров (Гран-Канария – 44–72 км). На происхождение Канарских островов нет единой точки зрения (Arana, Ortiz, 1991), хотя наиболее популярной является идея их возникновения в результате действия горячей точки.

Остров Фуэртевентура (Ancochea et al., 1996) совместно с о. Лансероте представляет собой приподнятую часть Восточно-Канарского вулканического хребта. В его строении обычно выделяют Базальный комплекс и Субазральные вулканические серии. Базальный комплекс объединяет меловые осадочные образования, которые прорваны рядами параллельных даек и крупным интрузивным массивом Бетанкура. Всеми авторами он рассматривается как наиболее древняя часть Канарского архипелага, но интерпретации этого этапа весьма различны (фрагмент океанической коры, часть основания для всего архипелага, как субвулканические корни древних извержений). Мезозойские отложения (Ruthe, 1968, Roberson, Bernulli, 1982) разделены на ряд комплексов, нижние из которых состоят из темных глинистых сланцев и мергелей с прослоями песчаников. Выше залегают известняково–мергелистая серия и темные глинистые сланцы с отдельными прослоями красных и серых тонкозернистых плитчатых известняков. Верхняя часть комплекса основания слагается песчаниковой и кремнистой с глинистыми прослоями толщами, а так-

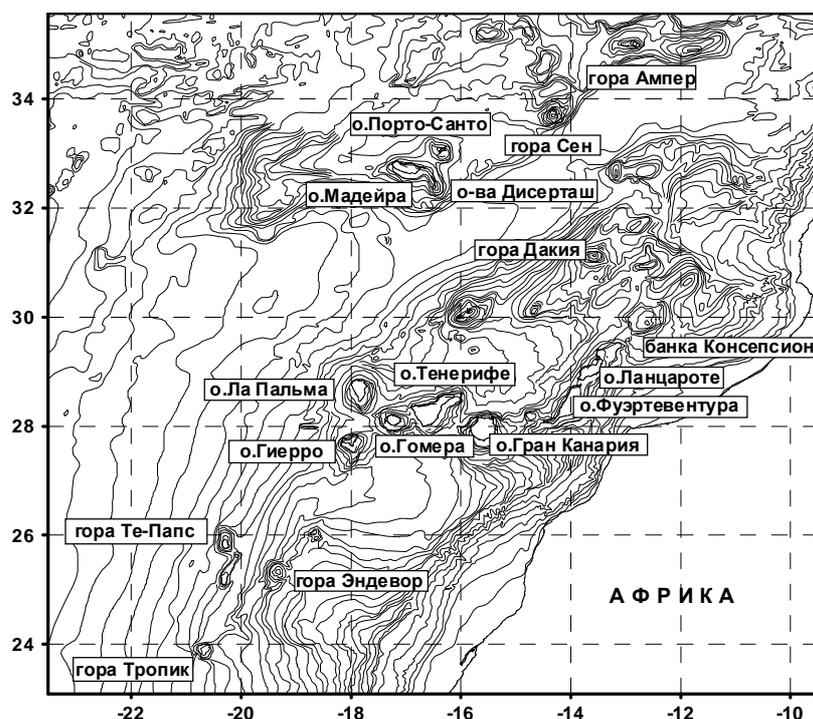


Рис. 6.35. Рельеф в районе Канарских островов (Digital..., 1997)

же известняками с гальками и линзами кремней. Общая мощность описанных пород – 700 м. Они смяты в складку, запрокинутую на север-северо-восток и нарушены разломами.

Интузивный массив Бетанкура (Gastesi, 1970) представляет собой несколько плутонических образований, прорванными дайками базальтоидов и трахитов интенсивность внедрения которых достигает 95%. Основное количество даек сосредоточено в краевых частях массива, в его центре – кольцевые сиенитовые комплексы. Породы массива представлены перидотитами, пироксенитами, верлитами, оливиновыми габбро габбро.

Субаэральные вулканические серии формировались в несколько этапов. В основании располагается Древняя базальтовая серия, которая рассматривается в новейших работах (Ancoshea et al., 1996) как результат развития трех независимых вулканических центров – Северного, Центрального и Южного. Южный аппарат состоит из трех комплексов. Нижний (возраст 20,7–19,3 млн лет) представлен пирокластикой с потоками анкарамитовых лав, которые прорваны дайками. После эрозионного перерыва накапливались туфы трахитов.. Второй комплекс (возраст 17,2–15,4 млн лет) формировался после крупного эрозионного перерыва и представлен субгоризонтальными или полого наклоненными к югу потоками базальтов или трахибазальтов, которые местами переслаиваются брекчиями. Он прорван дайками, но их количество меньше чем в первом. После эрозионного перерыва были сформирована серия (350 м) потоков (возраст 15,2–14,2 млн лет) анкарамитов, оливин–пироксеновых базальтов и, в меньшей степени, трахибазальтов, которые прорваны отдельными дайками. Замеры простираний даек показывают, что они располагаются радиально по отношению к древнему центру извержения.

Развитие Центрального вулкана началось с формирования серии (возраст более 22,5 млн лет) щелочных базальтовых потоков (до 1000 м), которые прорваны многочисленными дайками. Углы падения пород от 20–30° до 40–45°. После эрозионного перерыва формировались шлаки и отдельные потоки базальтов с мало мощными прослоями пирокластики (возраст более 22,5–20 млн лет, общая мощность до 350 м). Углы падения пород от 10–20°. Третий комплекс (возраст 17,5–14,5 млн лет) состоит из базальтовых и трахитовых потоков, мощностью от 200 до 300 м. Наиболее верхний (формация Лос Таблерос) представлен семью потоками щелочных базальтов и трахибазальтов с общей мощностью до 150 м и возрастом более 13,2 млн лет. Формирование Северного центра началось с излияния многочисленных пикритовых потоков, которые сменились потоками щелочных базальтов и трахибазальтов. Все потоки прорваны дайками, но интенсивность их внедрения уменьшалась во времени. Возраст – более 22–15,3 млн лет. Формация Ампуента слагается агломератами с потоками базальтов и прорвана дайковыми роями. Про-

исхождение этих образований обсуждается (лахары, результат эрозии более древних комплексов, конгломераты основания вулканических построек). Возраст – 15,3–14,3 млн лет. Разрез завершается потоками лав плагиоклазовых базальтов с мощностью порядка 300 м. Возраст – 14,3–12,8 млн лет. Оба верхних комплекса прорваны роями даек.

Остров Лансероте (Marinoni, Pasquare, 1994) расположен на одном из поднятых блоков Восточно–Канарского хребта с океанической корой, мощность которой составляет лишь 11 км. Хребет перекрыт осадочным чехлом, мощность которого местами достигает 10 км. К западу от хребта осадочный чехол не нарушен, к востоку установлены многочисленные разрывные нарушения и складки, происхождение которых связывают со становлением соляных диапиров. Северо-восточнее о-ва Лансероте расположена подводное поднятие Консепсион (Conception Bank), представляющая собой тектонический блок, над которым отмечаются сильнейшие положительные магнитные аномалии. Оно поднято с глубины 2000 м до 160 м (Weigel et al., 1978). Считается, что это выступ фундамента аналогичного о-ву Фуэртевентура (Дибнер и др., 1984), при этом однако не исключаются проявления магматической деятельности кайнозойского возраста. Последнее предположение подтверждается анализом (Holik et al., 1991) данных многоканального профилирования и записей донных сейсмографов. Работы проводились в пределах зоны спокойного магнитного поля севернее Канарских островов. Обработка выявила толщу хаотических фаций – UCF (Unit of Chaotic Facies) вероятнее всего магматического происхождения. Ее распространение совпадает с пологим поднятием, южнее 33 с.ш., которое имеет северо-восточное простирание, с глубинами порядка 2000 м и абсолютное превышение над дном прилегающих с севера участков дна на 1000 м. В рельефе установлено несколько подводных гор с глубинами на вершинах менее 1000 м. UCF располагается между хорошо стратифицированными образованиями и ее кровля уверенно устанавливается по дефрагирующей поверхности. Она имеет меридиональное простирание и мощность в центральной части превышает 1000 м. Это образование имеет аномально (по сравнению с нижележащими породами) высокую скорость преломленных волн (4,2 и 3,1 км/с соответственно) и ее возникновение связывают с действием Канарской горячей точки.

Новейшие исследования геологии острова **Лансероте** позволили составить (Marinoni, Pasquare, 1994) детальную схему стратификации его образований. По особенностям разрезов остров был разделен на пять секторов. В трех секторах выделены комплексы доэрозионной стадии (группа Таблеландс) и во всех – постэрозионной. Доэрозионные образования установлены в юго-восточной, восточной и северо-восточной частях острова. Наиболее полно они представлены в юго-восточном секторе, в котором разрез начинается с массив-

ных лав трахитов. Выше формировались образования шлаковых и туфовых конусов, лавы базальтов и конгломераты. Еще выше развиты толщи туфов, пирокластики и лав. Доэрозионные образования были наклонены на угол до 10° к востоку, юго-востоку в предраннеплиоценовое время. Постэрозионные комплексы представлены девятью стратиграфическими подразделениями, которые отлагались на более древних с угловым несогласием. Первые три отвечают фазе щитового вулкана, во время которой формировались потоки базальтов, часто со столбчатой отдельностью и пирокластические образования, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Формирование комплексов фазы шлаковых конусов происходило в течение шести событий, во время которых были сформированы многочисленные шлаковые и туфовые конусы и соответствующие им лавовые потоки. Все породы острова Лансароте претерпели в разной степени хрупкие и полифазные деформации. Установлено, что во времени происходила переориентация полей напряжения.

Остров Гран Канария располагается в центральной части Канарского архипелага. В строении острова выделяют два комплекса, разделенными эрозионным перерывом, продолжительностью порядка 4 млн лет (примерно от 9 до 6 млн лет). Нижний комплекс (стадия щитового вулкана – Shield stage) представлен (Crisp, Spera, 1987) потоками щелочных базальтов, игнимбридами трахитового или риолитового составов (формации Гуигуи (Guigui) и Хогарзалес (Hogarzales)). В верхней части комплекса (формации Моган (Mogan) и Фатага (Fataga)) широко представлены нефелиновые трахифонолитовые пеплы, потоки лав и редкие базанитовые и нефелинитовые дайки, пирокластические потоки и лавы, которые сформировали крупную постройку. Впоследствии на ней была образована кальдера Тахеда (Tejeda) с обрушением до 1000 м. В течение эрозионного интервала формировались конгломераты и фангломераты с отдельными прослоями пемз и, иногда, морскими отложениями в основании (Leitz, Schmincke, 1975).

Первая пост-эрозионная фаза (3,7–4,4 млн лет) началась (Leitz, Schmincke, 1975) в раннем плиоцене и представлена породами группы Рок Нубло (Roque Nublo). Последняя объединяет потоки лав, пирокластических брекчий, интрузивные и экструзивные образования эссекситов, тефритов, базанитов и фонолитовых тефритов (формация Пресо де Хорнос) и куполов гаюиновых фонолитов. После второй эрозионной фазы, 2,7 млн лет назад, началось формирование потоков оливиновых нефелинитов, гаюин-мелилитовых нефелинитов и пирокластиков того же состава. Развитие цикла пирокластических конусов базанитового состава.

Остров Ла Пальма (Staudigel, Schmincke, 1984) был заложен на океанической коре с возрастом 160 млн лет. Древнейшие датированные вулканические породы

3–4 млн лет. Вулканическая активность продолжается до настоящего времени – последнее извержение вулкана Тенегуа было на юге острова в 1971 г. На острове (Staudigel, Schmincke, 1984; Ancochea et al., 1994) выделено три основных комплекса. Наиболее древний, Базальтовый, формировался в подводных условиях и состоит из бесчисленных мелких интрузий габбро (десятки – сотни метров в диаметре), лейкократового габбро, кумулятивных ультрамафитов, которые прорываются многочисленными дайками базальтов и интрузиями габбро. Возраст пород не имеет однозначных датировок. Здесь были находки миоценовой и плиоценовой фауны, также радиометрические определения возраста с разбросом от 6 до 47 млн лет. Выше эрозионного несогласия располагается Нижняя древняя серия с возрастом от 1,46 до 2 млн лет. Она слагается маломощными потоками оливиновых и плагиоклазовых базальтов, пирокластикой и отдельными прослоями агглюмератов (видимая мощность 450 м) и прорвана многочисленными дайками от северо-северо-восточных до меридиональных простираний. Верхняя серия (возраст – 0,71–0,95 млн лет) формировалась после крупного эрозионного несогласия и сдается многочисленными лавовыми потоками с общей мощностью от 500 до 1000 м. Несколько более молодыми (0,71–0,65 млн лет) представляются лавы, выходы которых (Bejenado massif) располагаются на юге кальдеры Табуриенте (Caldera de Taburiente).

Древнейшими комплексами **острова Мадейра** (Mitchell-Thome, 1976, Abranches, Stortvedt, 1984, Ferreira, 1985) являются преимущественно туфы и вулканические брекчии с лавовыми потоками трахитового состава и сиенитовыми интрузиями, точный возраст которых не установлен. Верхи разреза слагаются щелочно-оливиновыми базальтами позднемиоценового возраста, которые перекрывают древнее основание.

Остров Порто-Санто (Mitchell-Thome, 1976, Feraud et al., 1981) расположен в 45 км к северо-востоку от Мадейры. Он сложен древними трахитовыми сериями и гавайитами, большинство пород которых сформировалось в среднем миоцене между 12,5 и 13,8 млн лет. Время основного подъема региона – 11,2 – 12,4 млн лет. В четвертичное время морские осадки были подняты на высоту до 350 м над уровнем моря. Подводная гора Жозефин, расположенная в 600 км к север-северо-востоку от Мадейры, слагается лавами с возрастом 8–13 млн лет (Feraud et al., 1981). В целом отмечается, что эпохой наиболее интенсивного магматизма в пределах хребта Мадейра–Торе был средний миоцен.

Древний фундамент островов **Салвеженш** (Dick et al., 1984), расположенных севернее острова Тенерифе (Канарские острова), слагается фонолитами, нефелинитами и вулканическими брекчиями, прорванными дайками базальтового состава. Здесь же были обнаружены известняки олигоценового и ранне-среднемиоценового возраста. Дайки имеют северо-восточные и се-

веро-западные простирания. На последнем этапе развития островов сформировались толщи туфов и лав базанитового состава.

Вулканические постройки известны и около западного побережья Атлантического океана (рис. 6.36).

Архипелаг **Фернандо ди Норонья**, с общей площадью 18,4 кв. км, представляет собой группу островов и скал – Фернандо ди Норонья (16,9 кв. км), Села, Гунета, Мейо и Пата (Baker, 1973, Weaver, 1990). Альтиметрические данные показывают, что они являются частью цепи подводных гор (не менее 10), которые протягиваются вдоль $3^{\circ}50'$ ю.ш до континентального подножья Южной Америки (см. рис. 6.36). На острове Фернандо ди Норонья Ф.Альмейда (Baker, 1973) выделил снизу вверх три основных формации (комплекса): Ремендиос (Remendios), Квишаба (Quixaba) и Сан Жозе (Sao Jose). Наиболее древний состоит из пирокластических пород, прорванными телами высокощелочных базальтов, эссекситов, куполами трахитов, фонолитов и дайками лампрофиров. Туфы содержат ксенолиты нефелиновых сиенитов, роговообманковых габбро и пироксенитов. Лавы в комплексе отсутствуют. Его возраст – 8–11,8 млн лет. Комплекс Квишаба начал формироваться после эрозионного перерыва. Он сложен потоками лав нефелиновых базальтов, которые переслаиваются с туфами и брекчиями и прорваны множественностью даек сходного состава. Возраст комплекса – 1,7–6,64 млн лет (Schulz et al., 1986). Наиболее молодой комплекс Сан Жозе представлен единственным потоком базальтов на севере острова. Западнее островов и подводных гор, на континенте в районе г. Форталеза, известны третичные ($28,7 \pm 2,5$, 34 ± 2 млн лет) некки, купола и дайки фонолитов, трахитов и нефелиновых сиенитов (Schulz et al., 1986).

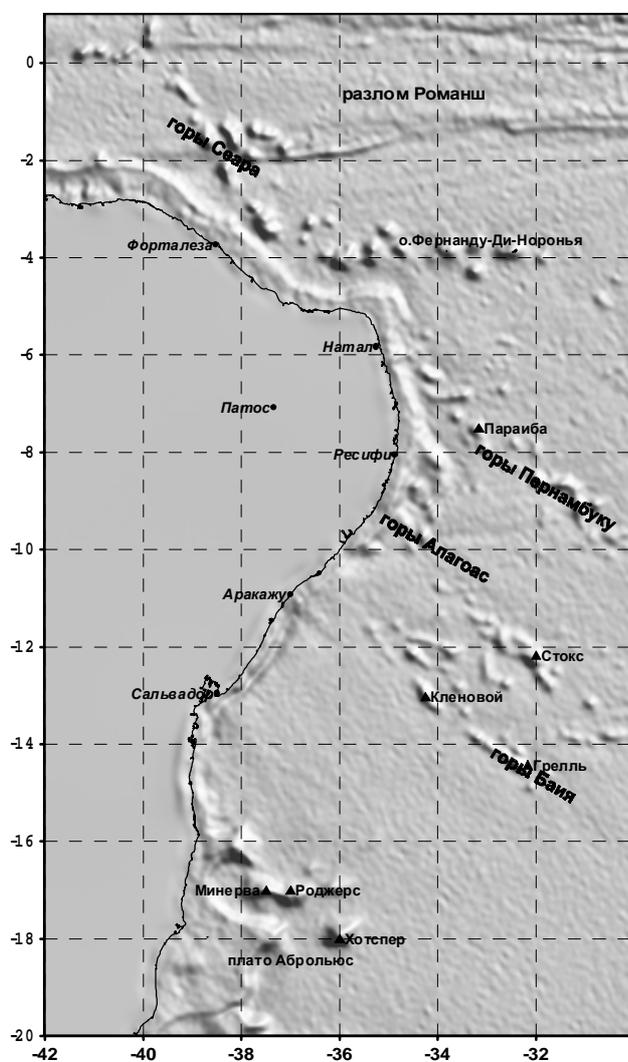


Рис. 6.36. Расположение вулканических гор и островов в районе Южной Америки по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997). Черные треугольники – подводные горы с названиями, утвержденными ЮНЕСКО

ческих пород, прорванными телами высокощелочных базальтов, эссекситов, куполами трахитов, фонолитов и дайками лампрофиров. Туфы содержат ксенолиты нефелиновых сиенитов, роговообманковых габбро и пироксенитов. Лавы в комплексе отсутствуют. Его возраст – 8–11,8 млн лет. Комплекс Квишаба начал формироваться после эрозионного перерыва. Он сложен потоками лав нефелиновых базальтов, которые переслаиваются с туфами и брекчиями и прорваны множественностью даек сходного состава. Возраст комплекса – 1,7–6,64 млн лет (Schulz et al., 1986). Наиболее молодой комплекс Сан Жозе представлен единственным потоком базальтов на севере острова. Западнее островов и подводных гор, на континенте в районе г. Форталеза, известны третичные ($28,7 \pm 2,5$, 34 ± 2 млн лет) некки, купола и дайки фонолитов, трахитов и нефелиновых сиенитов (Schulz et al., 1986).

Подводные горы **Баия** (Cherkis et al., 1992) располагаются в восточной части Бразильской котловины (см. рис. 6.36) и включают 45 пиков, образующими три субпараллельные цепи, которые разделены глубоководными впадинами, заполненными осадочным чехлом. Северо-восточная цепь объединена общим основанием (3600 м), над которым возвышаются удлиненные в северо-восточном направлении поднятия с пологими склонами и выравненными плоскими вершинами: горы Штокса (Stocks) 1480 м; Грелля (Grill) – 1860 м и ряд безмянных с глубинами 2160 м и более. В группе есть также горы, которые имеют коническую форму. С одной из них были получены измененные базальты с возрастом 62 ± 4 млн лет. Третья разновидность гор представляет собой удлиненные поднятия, увенчанные несколькими вершинами. Четвертым типом гор являются удлиненные поднятия с одной выравненной вершиной. С одной из них были получены базальты сеноманского возраста. Юго-западная ветвь группы гор (хребет Ферраш) имеет простирание 310° , пересекает западную часть разлома Боде-Верде и представляет собой цепь конических гор, протяженностью более 320 км.

Наконец, проявления магматизма известны и в более южных районах. Например, плато Аброльюс (Fainstein, Milliman, 1979, Fodor et al., 1989) представляет собой краевое плато с неровной поверхностью с общей площадью в 3000 кв.км, расположенное в районе 18° ю.ш.. Северная часть плато обрамлена уступом с высотой в 1200 м, южная – до 2800 м. Установлено, что с краевыми частями плато связаны поднятия акустического фундамента, которые и контролируют осадконакопление. Драгировки на плато показали, что они слагаются как гранитами, так и базальтами докембрийского и раннепалеозойского возраста (547–363 млн лет). В пределах плато известны высокотитанистые базальты, диабазы и верлиты с возрастными 40–50 млн лет. (Fodor et al., 1989), которые по данным бурения переслаиваются с осадками до глубин 3600 м. Их выходы известны также на небольших островах Аброльюс.

6.3. Основные закономерности строения вулканических сооружений центральной части Атлантического океана

Положение зон магмовыведения в структуре Центральной Атлантики. Характерной чертой строения приафриканской части Атлантического океана между широкой Гибралтарского пролива и экватором представляются архипелаги вулканических островов, подводные горы и поднятия океанического дна. Общая площадь островов, или соответственно, областей наземного кайнозойского вулканизма, превышает 12500 кв. км. Вместе с тем, если учитывать районы в океане, в которых установлены силлы, подводные горы, структуры протыкания, а также области с интенсивными гравитационными аномалиями по данным спутниковой альтиметрии, то общая область магмовыведения может быть оценена по крайней мере на порядок больше.

Большинство зон магматической активности располагаются в пределах океанической коры на что указывают полосовые магнитные аномалии мезозойского возраста, отсутствие ксенолитов пород континентального типа, а также признаков контаминации континентального материала по изотопным данным полученным для островов Фуэртевентура (Hoerne, Tilon 1991), Фого и Сан-Висенти (Gerlach et al., 1988). В первом случае отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для комплекса основания изменяется от 0,70319 до 0,70337, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,51274 до 0,51290, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 19,54 до 19,85. Во втором случае – для карбонатитов отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 0,70312 до 0,70360, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,51297 до 0,51292.

Анализ различного картографического материала показывает, что сооружения, созданные благодаря магматической активности, располагаются на шельфе и континентальном склоне (остров Бийого), континентальном подножьи (восток Канарских островов), на поднятиях в абиссальной котловине (Острова Зеленого Мыса), в пределах Срединно-Атлантического хребта (остров Вознесения). Они могут формировать архипелаги сложной формы (Острова Зеленого Мыса), цепи той или иной ориентировки (горы Новой Англии, Мартин Вас) (Gorini, Bryan, 1976; Gorini, 1981; Duncan, 1984; Ильин, 1976; Энциклопедия..., 1980) и монопостройки или их группы, поверхности которых могут располагаться на различных глубинах или выходить над уровнем моря (Руденко, 1977; Epp, Smoot, 1989 и др.).

Количество подводных гор, по различным данным, в Атлантическом океане составляет от 800 (Epp, Smoot, 1989 и др.) до 2500, из которых с высотой 1000 м и более составляет 1044 (Руденко, 1977). Последним автором указывается, что наибольшее количество гор (569) установлено в глубоководных котловинах. Разница в количестве гор обусловлена различными критериями оценки объектов, в зависимости от задач исследований или практической деятельности. При этом под понятие

“подводная гора” могут попадать объекты не только вулканического происхождения, но и имеющие иной генезис (например угловые поднятия в пределах хребта). Для тектонических задач важным представляется генезис и возраст той или иной горы, о чем имеется мало прямой информации (драгировки, наблюдения с подводных аппаратов, определения возраста фауны или геохронологические данные).

На основании изучения батиметрических карт и данных альтиметрии можно допустить, что между 30° с.ш. и 15° ю.ш., на Срединно-Атлантическом хребте и за его пределами, имеется порядка 400–450 вулканических гор, общие закономерности строения которых будут рассмотрены ниже.

Первая группа гор, с условным названием “зеленомысская”, располагается около побережья Западной Африки между 23° и 14° с.ш., в районе архипелага Островов Зеленого Мыса (см. рис. 6.4, 6.5). Несколько гор известно в краевой части Гвинейского плато и в пределах континентального склона Африки (описание давалось выше). Вторая группа, более южная, горы Батиметристов, располагается северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, в пределах которого также имеются вулканические аппараты. Третья – известна в литературе (Fitton, Dunlop, 1985) под названием “Камерунская линия” (см. рис.6.34). В Гвинейском заливе, развиты многочисленные подводные горы т.н. горы Гвинейского поднятия. Около побережья Южной Америки (см. рис.6.36) располагаются три основных группы подводных гор – горы Баия, горы в районе острова Фернандо ди Норонья и горы Пернамбуку. Количество подводных вулканических гор увеличивается в сторону континентальных блоков.

Проведенная нами статистика глубин оснований 400 подводных гор в указанном выше районе показала, что основания большинства из них (312) располагаются на глубинах 1700–2800 м, т.е. в пределах поднятий океанского дна. На абиссальных глубинах (3300–4800 м) их меньше. Это свидетельствует о том, что формированию групп гор предшествует поднятие крупных участков океанической коры, вероятнее всего, связанное с внедрением дайково-силловых или интрузивных комплексов аналогичным описанным выше для цоколя океанических островов. Распределение высот этих же гор показывает, что большинство из них количество имеет высоты от 600 до 1200 м, в меньшем количестве встречаются сооружения высотой от 1400 до 2000 м. Еще меньше гор с высотами 2000–5000 м. Высота вулканических сооружений выходящими из-под воды, относительно прилегающих участков дна, изменяется от 1900 м (о.Грасиоза, Азорские острова) до 7000 (о.Фогу, Острова Зеленого Мыса) – 7200 м (о. Тенериф, Канарские острова).

По отношению к пассивным частям трансформных разломов вулканические сооружения в Центральной Атлантике могут занимать различное положение. В од-

них случаях цепи или группы вулканических гор пересекают их под различными углами (горы Пернамбуку, Баия, Камерунская линия) (см. рис. 6.36). Южнее экватора и до 15° ю.ш. западнее САХ они имеют простирания порядка 315–320°, восточнее 40–45°. В других – вулканические сооружения располагаются между крупными разломами и не имеют с ними видимых “контактов”. Они могут формировать сложно построенные группы аппаратов (Острова Зеленого Мыса), отдельные аппараты вблизи рифтовой долины (например – гора Ферсмана) или их цепи (например цепь из пяти подводных гор западнее рифта Вознесения–Боде-Верде).

Вопрос о распространении отдельных вулканических аппаратов за пределами дна рифтовой долины изучен весьма поверхностно. Отрывочные данные показывают, что они существуют. Так, на поперечном хребте разлома Долдрамс в районе 40°30' з.д. расположена, примерно напротив рифтовой долины, изолированная гора изометричной формы, с которой были драгированы афировые и порфиоровые базальты и гиалокластиты. Сам хребет сложен гипербазитами, базальтами и конгломерато-брекчиями.

На флангах хребта известны также отдельные конусообразные горы. Например, во время 7-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, такое образование, высотой более 2 км, было открыто в 190 км к востоку от рифтовой зоны (рис. 6.37). Здесь, в координатах 2°17' с.ш. и 28°41' з.д., в 1988 г. зафиксировано землетрясение с глубиной очага 10 км и магнитудой 4,7, что может свидетельствовать об относительно молодом возрасте всего сооружения.

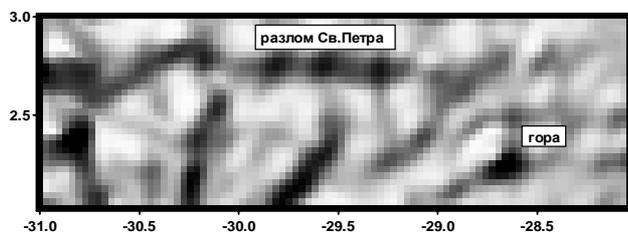


Рис. 6.37. Подводная гора на восточном фланге САХ (Sandwell, Smith, 1997)

Подводные горы вулканического происхождения могут находиться также на поднятиях (хребет Ресерчер) (см. рис. 4.27а) субпараллельных разломным трогам. Здесь была изучена (Живаго и др., 1984) гора Келдыша (название горы официально не утверждено – устное сообщение Г.В. Агаповой) (см. рис. 4.27б), которая представляет собой конус неправильной формы с минимальной отметкой 812 м ниже уровня моря. Относительная высота горы изменяется от 1888 до 2188 м. Склоны слагаются потоками лав базальтов.

В целом, создается впечатление, что формирование зон магматизма вне пределов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта, связано с вторичными деформациями океанических плит, в которых образуются зоны проницаемости.

За пределами рифтовой зоны известны также и крупные вулканические аппараты центрального типа. Один из них, вулкан – о. Вознесения, (Harris et al., 1982; Harris et al., 1983; Weis, 1983) представляет собой вулканический конус, который возвышается над дном океана на 3500 м. Он располагается (рис. 6.38) в 120 км к западу от оси САХ на магнитной аномалии 4 по одним данным (Harris et al., 1982) и 6, т.е. 7 млн лет (Weis, 1983), по другим. Вершина слагается трахитовым куполом с базальтовыми потоками и шлаковыми конусами. Лавы часто содержат нормативный кварц и (или) гиперстен и представляют собой щелочные (переходные к толеитовым) серии, которые имеют по крайней мере два источника в гетерогенной мантии. На острове встречены базальты обогащенные оливином, гавайты, муджириты, трахиты и комендиты. Они содержат много ксенолитов оливиновых габбро, диоритов, монцодиоритов и гранитов, которые по данным свинцовой изотопии явля-

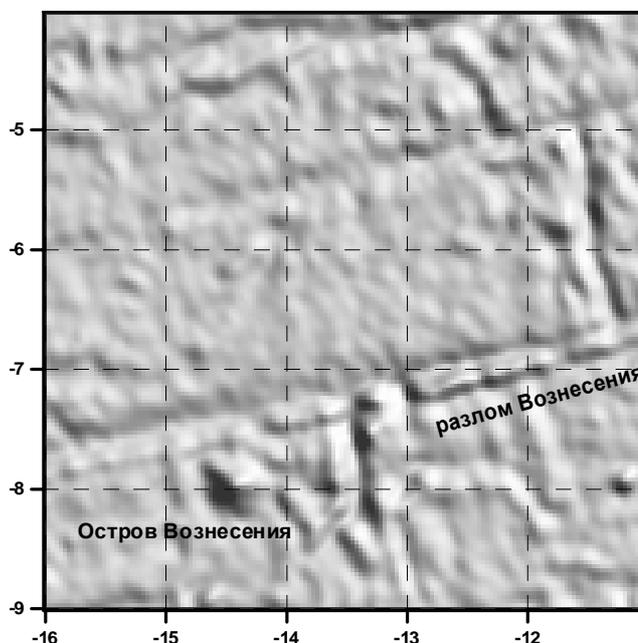


Рис. 6.38. Положение вулканической постройки о. Вознесения по отношению к осевой части САХ (Sandwell, Smith, 1997)

ются плутоническими эквивалентами лав. Гранитные блоки (4,5–3,4 млн лет), которые по изотопным данным, имеют неконтинентальную природу, были захвачены базальтами с возрастом $1,5 \pm 0,2$ млн лет. Крупные вулканы или их группы (Азорские, Св. Елены, Тристан да Кунья, Буве) известны в пределах Срединно-Атлантического хребта и за пределами Центральной Атлантики.

Этапы формирования вулканических островов, подводных гор и иных магматогенных структур. Ранее нами (Мазарович, 1988) высказывалось предположение, что вдоль побережья Западной Африки расположена Зеленомольско-Иберийская область тектоно-магматичес-

кой активизации. В самом общем виде здесь устанавливались позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная фазы магматизма. Во время первых двух этапов происходило внедрение интрузивных пород и силлово-дайковых комплексов. В меньшей степени формировались эффузивные образования. После этого, в основном с позднемиоценового времени, начали формироваться эффузивные комплексы, образование которых происходило импульсивно вплоть до четвертичного времени. В настоящий момент на ряде островов (например Фого, Тенерифе) существуют действующие вулканы. Г.С.Харин (Харин, 1993) выделил четыре этапа усиления магматизма – триас-раннеюрский, позднеюрский-раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый и миоцен-современный. Предполагалось, что эти процессы развиваются в пределах горячих полей.

Для уточнения выявленной ранее картины времени магматических событий в центральной части Атлантического океана и его обрамлении, нами был предпринят новый целенаправленный поиск опубликованных данных о возрасте пород. Работа с литературными источниками (Grunau et al., 1975; Le Bas et al., 1986; Lietz, Schmincke, 1975 и др.) показала, что определение фаз магматизма проводилось для отдельных островов или архипелагов, вместе с тем обобщающего результата для приэкваториальной Атлантики автору найти не удалось. Всего было обнаружено более 3000 определений абсолютного возраста различных пород. Эта информация была введена автором как составная часть геологической базы данных, организованной в Access 2.0. Основная часть данных относится к разным островам и приокеаническим зонам. Меньшее количество сведений удалось собрать по возрасту магматических пород из глубоководный частей океана и периконтинентальных районах Африки.

Отдавая отдавая себе отчет в том, что распределение частоты встречаемости определений радиометрического возраста и фазы магматизма не одно и тоже, автор, вслед за многими исследователями (например – Cahen et al., 1984), допускает что получаемые результаты могут отражать общие закономерности времени формирования магматических серий.

Статистическая обработка (рис.6.39) всех собранных данных, как по восточной, так и по западным частям центральной части Атлантического океана, свидетельствует о постепенном нарастании магматической активности, начиная с альбского времени. Этот процесс распадается на два главных этапа – 25–100 млн лет (поздний олигоцен – альб) и 0–25 млн лет (четвертичный период – граница олигоцена–миоцена). В течение первого этапа магматизм проявлялся дискретно с перерывами по 5–7 млн лет. Незначительное усиление намечается на границах сантона–кампа (80–82 млн лет), мела–палеогена (63 млн лет), а также в позднем олигоцене.

Второй этап начался на границе позднего олигоцена–раннего миоцена (23 млн лет). Он отличается от первого существенным усилением магматических событий, с максимальным всплеском в плиоцен–четвертичное время. На фоне общего усиления активности можно наметить три относительных спада в конце раннего миоцена (около 16 млн лет), в конце позднего миоцена (около 8,5 млн лет) и на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена (около 2 млн лет). Магматические явления в неогене имеют основной максимум на рубеже раннего и среднего миоцена миоцене (около 14 млн лет) и менее выраженный в позднем миоцене (около 9 млн лет). Усиление магматической активности наблюдается в миоцен-плиоценовое время (около 5,5–3 млн лет), и в квартере (около 0,5 – 0,6 млн лет).

Сравнение этапов магматической активности на западе Атлантического океана и вдоль Западной Африки (рис.6.40, 6.41) показал, что на раннем, мел-олигоценном, этапе эти процессы протекали интенсивнее в районе западной Атлантики (цепь подводных гор Новая Англия) и на банке Горриндж. Кроме этого, отдельные определения получены с подводных гор Баия и Батиметристов. Таким образом, устанавливается асимметрия на востоке и на западе Атлантического океана. Магматизм, для указанного выше промежутка времени, ассоциируется с формированием подводных гор, расположенных в непосредственной близости от континентальных блоков. В более позднее время магматические события были сосредоточены только в восточной части Центральной Атлантики.

База данных, созданная автором позволила проанализировать время формирования дайковых, эффузивных и интрузивных образований. Анализ данных о времени формирования дайковых комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии (рис. 6.42) показывает, что их формирование началось с эоцена и продолжалось до четвертичного времени. Формирование происходило в четыре этапа. Эоцен-олигоценый этап отличается слабым проявлением дайкового магматизма, который разделялся периодами отсутствия активности, продолжительностью до 8–9 млн лет. Он завершился примерно в середине олигоцена (около 30 млн лет) и отделялся от следующего этапа перерывом около 7 млн лет. Ранне-среднемиоценовый этап достиг апогея около 20,4 млн лет и завершился перерывом, продолжительностью около 2 млн лет. Следующий, средне-позднемиоценовый этап характеризовался нарастанием формирования даек с пиком около 10 млн лет, после которого наступил спад и перерыв, продолжительностью около 3 млн лет. Завершающий, плиоцен-четвертичный этап, отличался наибольшей активностью за всю историю. Он начался около 5 млн лет назад с краткого, но исключительно интенсивного внедрения дайковых серий. После которого наступил резкий спад и практическое завершение формирования даек. Данные радиометрических определений подтверждают

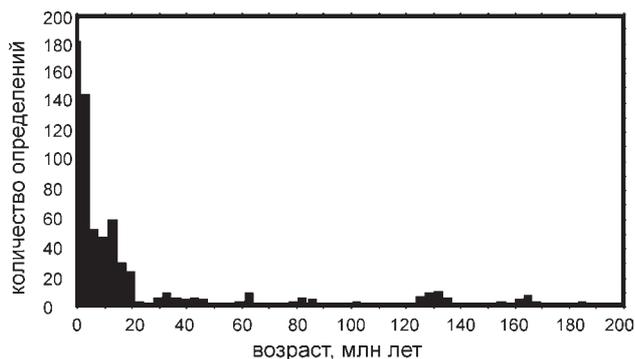


Рис. 6.39. Распределение всех данных об абсолютном возрасте магматических пород (Западная Африка, северо-восток Южной Америки и Центральная Атлантика)

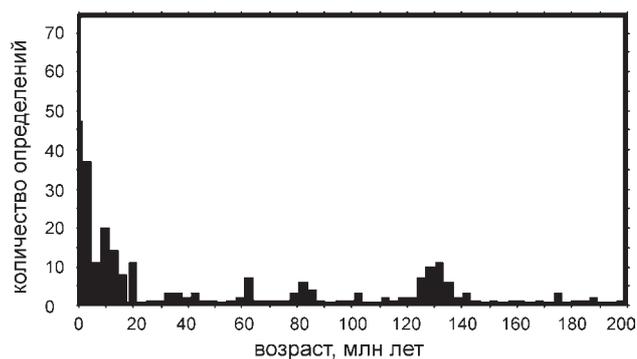


Рис. 6.42. Распределение данных об абсолютном возрасте дайковых комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

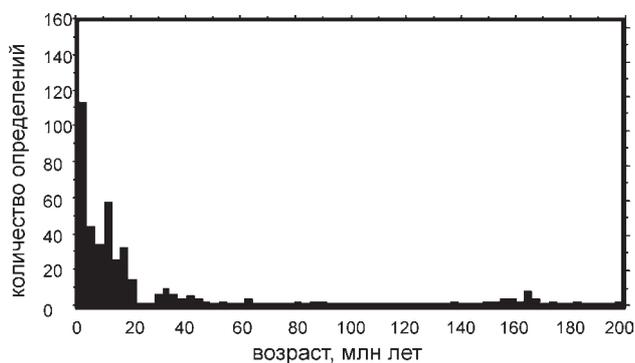


Рис. 6.40. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород в Западной Африке

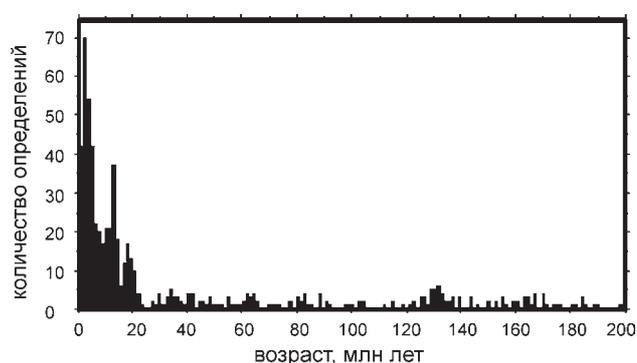


Рис. 6.43. Распределение данных об абсолютном возрасте эффузивных комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

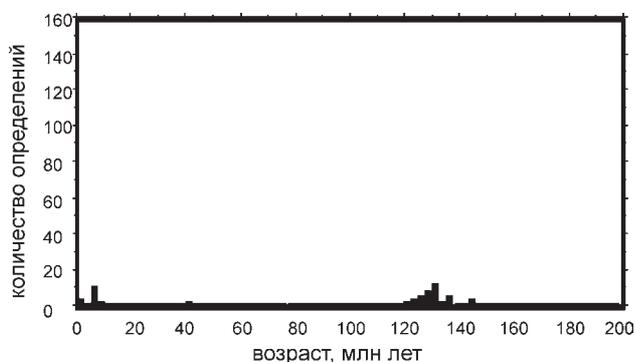


Рис. 6.41. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород на северо-востоке Южной Америки

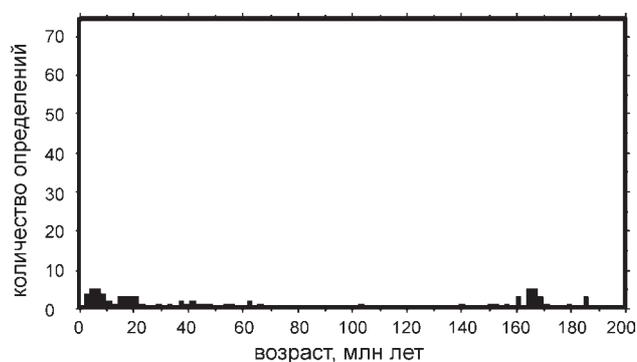


Рис. 6.44. Распределение данных об абсолютном возрасте интрузивных комплексов от о. Мадейра до Камерунской линии

ются и нашими наблюдениями на Островах Зеленого Мыса.

Иная картина, по данным абсолютной геохронологии, рисуется для этапности формирования лавовых комплексов вдоль Западной Африки от Камерунской линии до о. Мадейра (рис.6.43). Они формировались в альб-олигоценый и олигоцен-четвертичный этапы. Основная картина формирования более древнего сходна с вышеописанной для всех проявлений магматизма. Более молодой начался около 24 млн лет назад, на рубеже олигоцена и миоцена

и отличался непрерывными проявлениями вулканизма вплоть до исторического времени. На общем фоне можно выделить этапы его существенного усиления в раннем и среднем миоцене (около 17,5 и 14,2 млн лет соответственно). После спада активности позднем миоцене (8–9 млн лет назад) с плиоцена начался период неравномерного нарастания вулканических явлений с максимумами активности в раннем плиоцене (около 3,27 млн лет) и четвертичное время (около 1,3 млн лет). Формирование лавовых серий продолжается и в историческое время.

Меньше информации имеется для определения этапности формирования интрузивных образований в этом же регионе (рис. 6.44). По данным абсолютной геохронологии основная их часть внедрялась в раннем миоцене между 21 и 18 млн лет. После этого процесс продолжался дескретно вплоть до плиоцена с максимумами в конце позднего миоцена (около 7,7 млн лет) и в раннем плиоцене (около 5,4 млн лет). Единственное маастрихтское определение возраста 70 млн лет было получено с банки Горриндж, расположенной севернее центральной части Атлантического океана. Вместе с тем геологические данные показывают, что внедрение сиенитов происходило еще в позднемиоценовое время, о чем свидетельствуют находки их галек в комплексе Коруджа на острове Маю (Robertson, Bernoulli, 1982) и интрузивного тела севернее г. Дакар, внедрение которого по геологическим данным происходило в маастрихте (Bellion, Crevola, 1991).

Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности формирования тех или иных образований как правило не совпадают. Исключение представляет среднемиоценовый этап (14–14,5 млн лет) в течение которого происходили активные эффузивные процессы и внедрение дайковых комплексов.

Основные закономерности строения вулканических островов и подводных гор центральной Атлантики. Вулканические острова Центральной Атлантики и прилегающих регионов сложены фрагментами деформированного докайнозойского основания, интрузивными, эффузивно-агломератовыми и дайково-силловыми комплексами цоколя (палеоподнятия) и вулканическими комплексами островной постройки (рис. 6.45).

Под комплексом основания острова нами понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных до начала проявления магматизма, приведшего впоследствии к образованию вулканической постройки. Фрагменты основания обнажены на островах Зеленого Мыса (Маю, Сантьягу, возможно Сал) и на Канарских островах (Фуэртевентура) и слагаются магматическими и осадочными породами юрского или мелового возраста. В указанных местах породы смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями.

Под цоколем острова понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных до начала широкого проявления эффузивного магматизма. Наиболее полно и обстоятельно они изучались на островах Маю, Сантьягу, Сан-Висенти и Фуэртевентура. В состав цоколя могут входить три комплекса.

1. Интрузивные комплексы цоколя формировались в несколько этапов и могут представлять собой субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, мондонитов. Второй разновидностью являются расслоенные габбро-сиенитовые интрузивы сложен-

ные пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами или расслоенные интрузивы представленные крупнозернистыми пироксенитами, верлитами, габбро, оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Для пород массивов характерна субгоризонтальная расслоенность, выраженная в приуроченности к нижним его частям меланократовых разностей, а к верхним лейкократовых (нефелиновые сиениты и сиениты). Мощность отдельных “слоев” изменяется от 2 до 6 м. Если интрузивные образования не обнажены (север о. Сантьягу, Сан-Николау), то в осадочно-вулканогенных породах или в более молодых интрузивных образованиях гипабиссального уровня встречаются обломки крупнокристаллических пироксенитов, амфиболитов и сиенитов. Общая продолжительность формирования интрузивных образований, судя по данным абсолютного датирования пород о. Фуэртевентура и о. Маю, может составлять от 9 до 13 млн лет.

2. Эффузивно-агломератовый комплекс цоколя представлен конгломератами, агломератами, массивными агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов. Агломератовые туфы и осадочные брекчии стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивных массивов, выполняют неровности расчлененного палеорельефа и содержат крупные глыбы и слабоокатанные валуны размером до первых метров нижележащих образований. Эффузивная часть комплекса может быть представлена потоками массивных и пиллоу-лав базанитов, оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов, агломератов и гиалокластитов. Аналогами этой части комплекса могут быть палагонитовые брекчии с блоками свежих толеитовых базальтов сформированными в подводных условиях основания острова Принсипи (Piper, Richardson, 1972; Dunlop, Fitton, 1989).

3. Дайково-силловый комплекс цоколя прорывает все вышеописанные образования. Во многих местах интенсивность внедрения даек и силлов лампрофиров, в меньшем количестве карбонатитов, карбонатитов реже базальтов и оливиновых нефелинитов, достигает 80–100% объема вмещающих пород.

Формирование цоколя островов происходило на фоне общего подъема океанического дна, благодаря полифазному нагнетанию расплавов с глубин порядка 80–100 км (Тектоника..., 1990). Участок дна претерпевал неоднократные и разноамплитудные опускания и подъемы вплоть до размыва. Во-первых это могло быть связано с неоднократным наполнением и разгрузкой магматических камер. Во-вторых, можно представить, что подъем вулканической постройки происходил с большей скоростью, чем прогрессивное опускание океанического дна по мере отодвигания от зоны спрединга, затем по мере замедления роста постройки она начинала погружаться. Скорее всего было сочетание обоих процессов. Внедрение дайково-силловых тел приводило к консолидации участка коры.

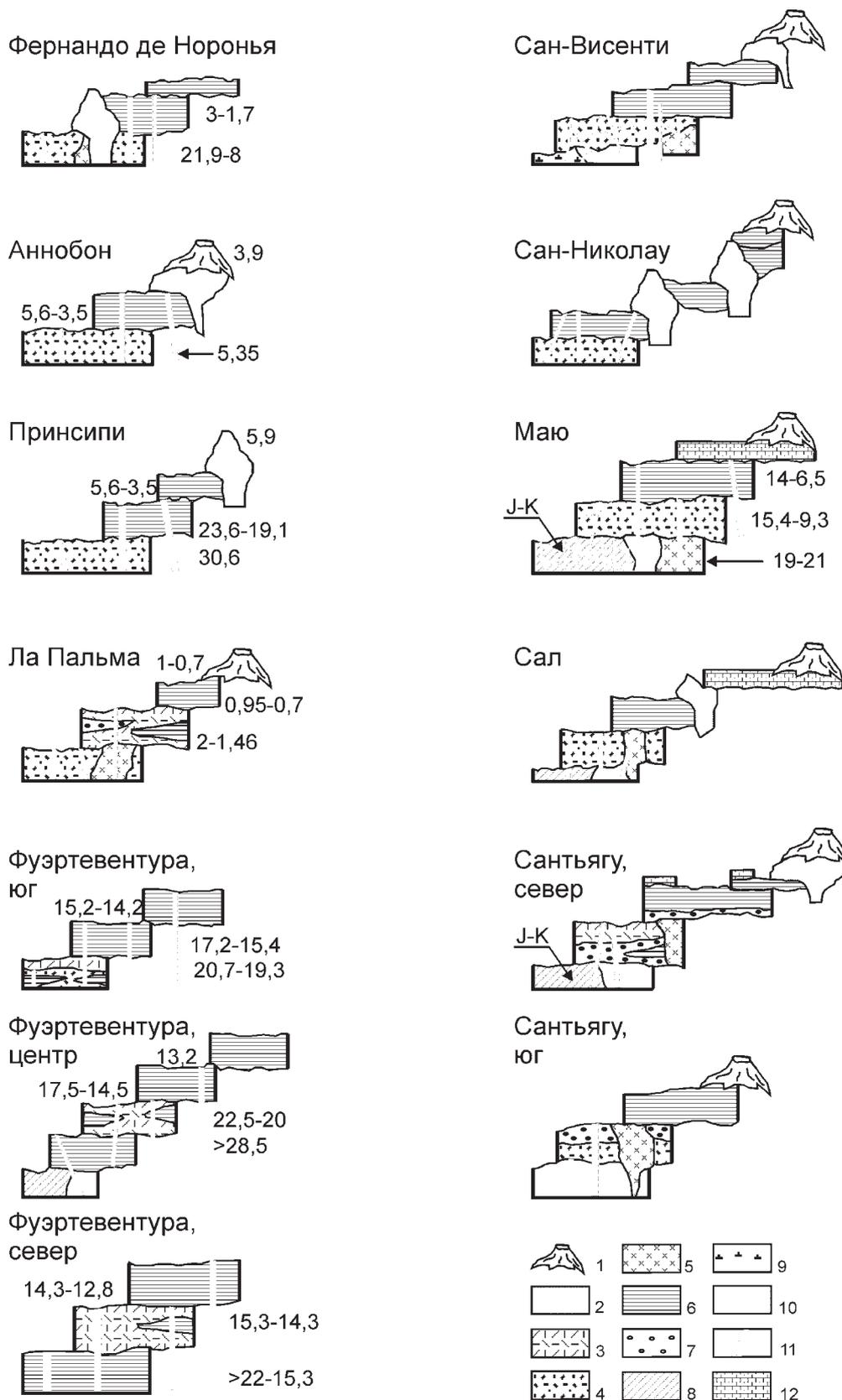


Рис. 6.45. Идеализированные разрезы вулканических островов тропической Атлантики. 1 – шлаковые конусы; 2 – купола, экструзии; 3 – туфы; 4 – агломераты, брекчии; 5 – габбро-сиенитовые интрузии; 6 – лавы; 7 – конгломераты; 8 – мезозойские образования; 9 – базальты основания (?) о.Сан-Висенти; 10 – интрузивные комплексы; 11 – дайки; 12 – калькариниты. Цифры – абсолютный возраст пород, млн лет

Под *вулканическим комплексом острова* понимается совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформированных в субаэральных и аэральных условиях, формирующих систему вулканических построек различного типа.

Образование собственно островной постройки происходило в несколько фаз (например, до девяти на о.Лансароте), при преобладании эффузивной деятельности, которые разделялись перерывами, во время которых происходило частичное или полное разрушение вулканических построек. Идеализированная модель развития вулканических остров показана на рис.6.46 на примере о.Сал.

Причины формирования областей с магматизмом. Наиболее современной точкой зрения на происхождение центров внутриплитного магматизма, к которому относят магматизм большинства островов Атлантического океана, является идея горячей точки или движения плюмов, диаметр которых может достигать 500 км (например O'Connor, le Roex, 1992). "Т.Вильсон и П.Морган предположили, что ... отмершие вулканы, тянувшиеся "хвостами" позади современных активных вулканов, представляют собой следы прохождения литосферных плит над неподвижными горячими точками в мантии Земли. Когда плита проходит над горячей точкой, она как бы зажигательным стеклом проплавляется

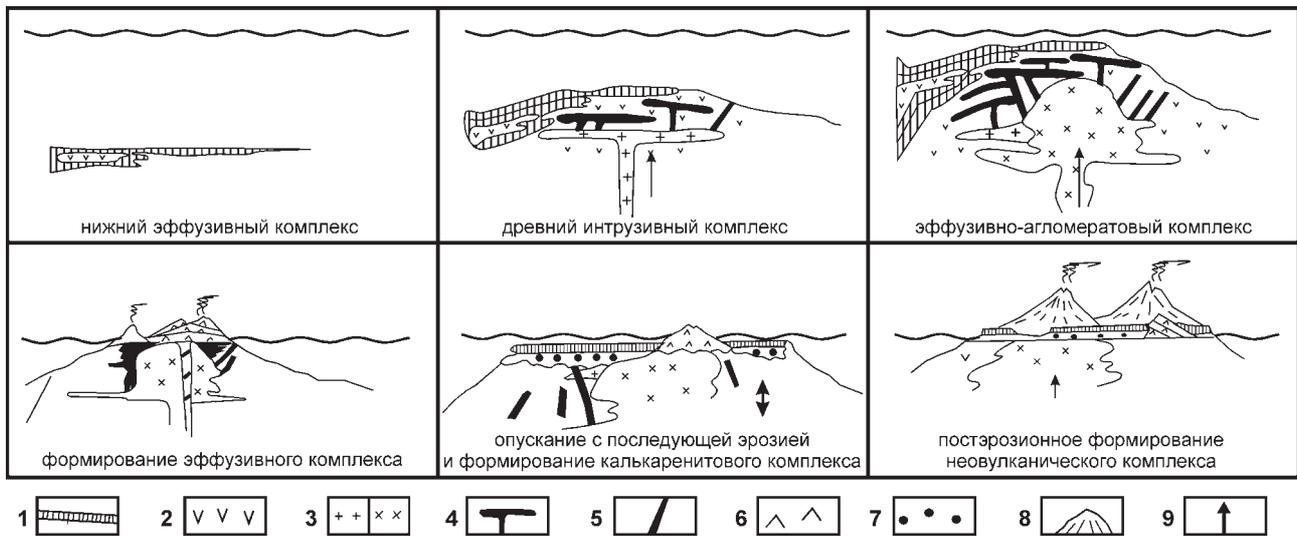


Рис. 6.46. Идеализированная модель развития о. Сал. 1 – осадки основания, 2 – лавы, 3 – интрузивные комплексы разных составов, 4 – силлы, 5 – дайки, 6 – эффузивы, 7 – конгломераты, 8 – шлаковые конусы, 9 – направление движения

снизу, и возникает вулканический очаг, питающий поверхностный вулкан. Когда плита уходит от горячей точки, вулкан перестает быть активным, отмирает и вместе с плитой движется в сторону от горячей точки, наращивая тем самым отмерший вулканический хребет” (Зоненшайн, Кузьмин, 1993, с. 121).

Канарские острова и Острова Зеленого Мыса не представляют собой цепи вулканических аппаратов на единых хребтах (см. рис.6.4 и 6.35). Первый архипелаг расщепляется на две ветви в районе 17° з.д., второй образует цепи Подветренных и Наветренных островов. Кроме этого, в отдельные этапы кайнозоя магматическая активность проявлялась во многих местах и вокруг них. Канарский архипелаг является наиболее изученным объектом для проверки гипотезы “горячей точки” в рассматриваемой части Атлантического океана. Он вытянут по широте примерно на 500 км (Лансароте – 13°40' з.д., Ла Пальма 17°50' з.д.). Со всех островов, из разных типов пород получено большое количество определений абсолютного возраста (автору известны более 1500), которое превышает количество данных по Островам Зеленого Мыса (автору известны около 70) и

Камерунской линии (автору известны около 200). На основании этих данных можно проследить существует ли закономерное изменение возраста от долготы, т.е. расстояния до центра спрединга. В связи с тем, что координаты ряда образцов были неопределенными мы привели их к координате центральной точки каждого острова. С учетом небольшого размера островов по отношению к размерам океана, это упрощение не может вносить принципиальных ошибок в модель. Зависимость распределения возраста к долготе показана на рис. 6.47. Хорошо видно, что магматическая активность началась практически одинаково на всех островах с рубежа около 16 млн лет (средний миоцен). Более древние, среднеэоценовые, образования известны только на острове Фуэртевентура. Наиболее молодые, позднемиоцен-плиоцен-четвертичные, комплексы развиты на всех островах. Исторические извержения известны на крайних точках Канарского архипелага (о.Лансароте – 1824 и 1730–1736 гг., о.Ла Пальма – 1949 г.). По данным абсолютной геохронологии и с учетом геологических наблюдений сходная картина просматривается и для района Острова Зеленого Мыса – запад Сенегальской впадины.

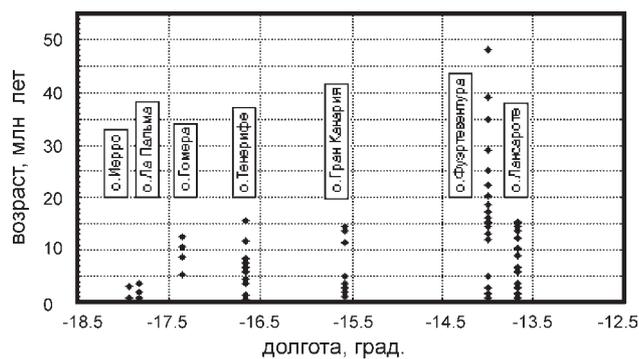


Рис. 6.47. Распределение данных об абсолютном возрасте магматических пород вдоль Канарского архипелага

Ранее нами было отмечено (Мазарович, 1988), что в кайнозой имела асимметрия в распределении магматизма в центральной части Атлантического океана. На западе, как известно, располагается цепь подводных гор Новой Англии (Duncan, 1984), основная часть которых формировалась от апта до сантона и только две – в маастрихте и в позднем эоцене. Магматические процессы были широко развиты вдоль атлантического побережья США и Канады в юрско–меловое время и прекратились в кайнозой (Jansa, Pe-Piper, 1988). Меловые (три датировки – сеноман, сантон и маастрихт) и, в основном, палеоцен–раннеэоценовые, лавы и интрузии формировались на банке Горриндж (Feraud et al., 1982). Более молодые вулканические процессы здесь не известны. Около Западной Африки, южнее экватора, вулканизм привел к образованию в сантон–кампане ряда вулканических гор, которые ныне входят в Камерунскую линию (O'Connor, le Roex, 1992). В районе поднятия Сьерра-Леоне и на Гвинейском плато имеются данные только о формировании подводных гор в палеоцене–эоцене. (Харин, 1988; Hekinian, 1978). Это обстоятельство позволяет предполагать, что южная граница Зеленомыско–Иберийской области тектоно–магматической активизации проходила в районе котловины Гамбия по восточным флангам либо разлома Зеленого Мыса или, что более вероятно, – Марафон.

Несколько вулканических сооружений были сформированы в кампане и дании около Южной Америки (группа гор Баия) (Cherkis et al., 1992). В дальнейшем кайнозойский вулканизм сосредоточился около Западной Африки и северо-восточной Бразилии (архипелаг Фернандо ди Норонья, район г. Форталеза и во впадине Потигуар).

Представляется, что модель формирования областей кайнозойского магматизма около Северо-Западной Африки должна объяснять формирование протяженной области с одновременным (или почти одновременным) магматизмом, размеры которой могут изменяться на фоне общего растяжения Атлантики. Поиски новой модели образования должны быть свя-

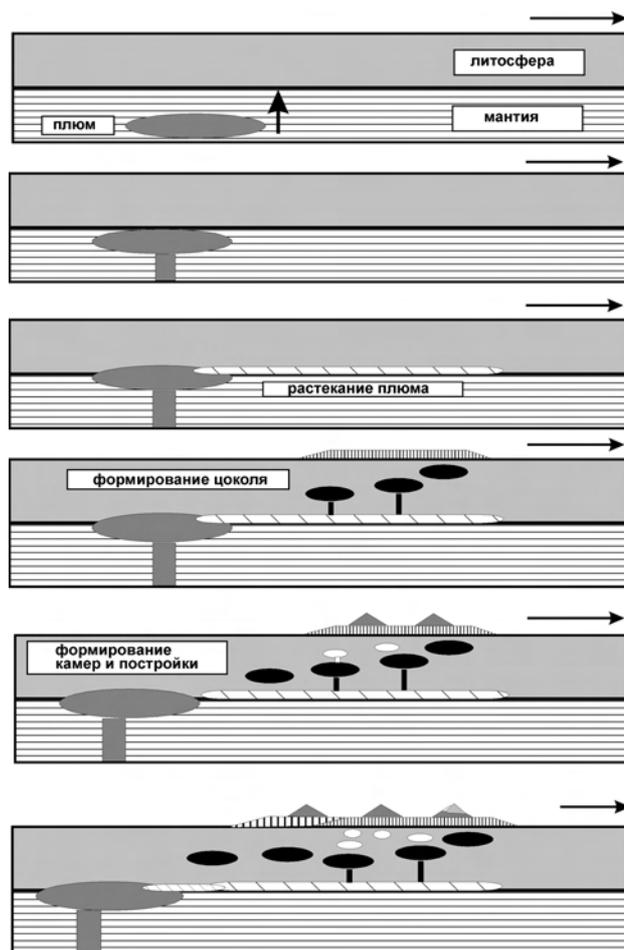


Рис. 6.48. Идеализированная модель развития Канарского архипелага

заны с образованием мобильных разогретых линз в разных частях верхней мантии Атлантического океана, которые периодически подавали расплавы в промежуточные очаги и к поверхности, перемещаясь вместе с литосферой. Идеализированная модель показана на рис.6.48. Мантийный плум достигает поверхности скольжения литосферы и растекается по направлению ее движения. Над образовавшейся линзой формируется серия магматических камер, благодаря которым происходит образование цоколя островов. По мере эволюции происходит увеличение количества промежуточных камер, вещество из которых, одновременно вдоль всей цепи палео–островов, начинает изливаться, создавая эффузивные постройки.

6.4. Синтез

Обобщая данные об абсолютном возрасте пород, можно наметить следующие закономерности формирования магматических ассоциаций. В течение миоцен–четвертичного времени вдоль Западной Африки устанавливается несколько основных циклов. Формирова-

ние комплексов начиналось с внедрения интрузивных и дайковых серий, иногда нескольких генераций, которые сменялись излияниями лав. Первый такой этап происходил в раннем миоцене, второй – в плиоцене и последний в четвертичное время. Намечается период относительного спокойствия, точнее слабого проявления магматизма, в позднем миоцене, в течение которого преобладали процессы внедрения дайковых комплексов.

Образование Канарского архипелага и Островов Зеленого Мыса не может быть сведено к простому “прожиганию” плиты и требует поиска моделей более приближенных к геологическим данным. На Камерунской линии вдоль ее простирается прогрессивное изменение возраста также отсутствует – т. е. она также не представляет собой след горячей точки (Djomani et al., 1997).
