

А. И. Конюхов

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Конихов А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану.— М.: Недра, 1987, 222 с., ил.

Приведены результаты изучения новейших, кайнозойских и мезозойских осадочных формаций в зонах перехода от континента к океану. Освещены особенности строения и геоморфология материковых окраин в областях с пассивным и активным тектоническим режимом. Рассмотрены латеральные и вертикальные ряды мезозойских и кайнозойских осадочных формаций на окраинах материков в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Показана связь полезных ископаемых с осадочными формациями определенного генезиса и состава.

Для научных работников — геологов, геофизиков и литологов, занимающихся изучением современных и древних зон перехода между континентом и океаном.

Табл. 3, ил. 48, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *А. А. Чистяков*, д-р геол.-минер. наук (Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии зарубежных стран)

В пределах зоны перехода между континентом и океаном проходит граница раздела между корой континентального и океанического типов. Здесь же проявляется в основном магматическая и сейсмическая активность. В переходных зонах наблюдаются и наиболее резкие изменения геофизических и геоморфологических характеристик.

Многие окраины материков являются областями активных глубинных взаимодействий, в процессе которых разрушается океаническая кора, скучивается или создается кора континентальная. Окраины — это подвижные пояса Земли, зоны, где происходит накопление основной массы осадков. Именно здесь установлены самые мощные на Земле линзы осадочных пород, до 15—22 тыс. м.

Окраины материков можно считать аналогом геосинклиналей геологического прошлого. Однако не только чисто теоретические аналогии и возможность познания сути важнейших геологических процессов привлекают внимание ученых к зонам перехода между континентом и океаном. Расшифровка их строения и истории становится насущной задачей в связи с уменьшением сырьевых ресурсов в надводной части континентов. Окраины материков и в более широком смысле зоны перехода от континента к океану — это огромные кладовые полезных ископаемых. Как полагают, здесь сосредоточены крупнейшие запасы нефти, газа и газогидратов, бокситов и фосфатов, различных руд и редкометального сырья. В этой связи важнейшей задачей научных исследований является выяснение закономерностей осадкообразования на материковых окраинах различного типа и их эволюции.

В данной работе изложены результаты сравнительного анализа переходных зон в областях с различным тектоническим режимом: пассивных окраин в Атлантическом и Индийском океанах, активных — в Тихом океане. В числе последних рассматриваются и сложностроенные зоны перехода, включающие островные вулканические дуги и окраинные моря. Среди большого многообразия материковых окраин были выбраны те, которые занимают видное место в современной структуре земной поверхности. Выбор конкретных регионов в качестве типовых не в последнюю очередь был обусловлен непосредственным участием автора в морских экспедиционных исследованиях, проводившихся в этих районах, либо высокой степенью изученности той или иной окраины, нашедшей отражение в научной литературе. Так, из группы пассивных окраин наиболее детально рассматриваются атлантические окраины Северной Америки и Северо-Западной Африки, а также окраины материков в северо-западных районах Индийского океана. Из переходных зон с активным тектоническим режимом основное внимание было уделено тихоокеанским окраинам Южной (перуанский сектор) и Северной (калифорнийский сектор) Америки. Приводятся данные и по другим окраинам в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, а также Средиземном, Японском и Андаманском морях.

Под переходной зоной понимается область, в пределах которой происходит переход от типичной океанической коры к континентальной коре нормальной мощности. Материковая окраина — это край континента, обозначенный уступом континентального склона. Наличие склона, непрерывного либо сложной конфи-

турации, с полого падающей или ступенчатой поверхностью, является важнейшим признаком материковой окраины.

Особое внимание уделялось генезису осадков, распространенных на материковых окраинах, поскольку это позволяет сопоставлять древние и современные континентально-окраинные отложения и открывает новые возможности для расшифровки древних процессов седиментогенеза. Хотя в тексте довольно редко употребляются термины «генетический тип отложений» и «фация», автор (вслед за Г. Ф. Крашенинниковым) считает необходимым сохранить первоначальное содержание этих важнейших понятий. Наряду с термином «фация» применительно к крупным ландшафтно-климатическим комплексам отложений употребляется также термин «макрофация».

Изучение древних осадочных образований на материковых окраинах, поражающих порой как своим разнообразием, так и распространением, возможно только в пределах формационного анализа. К выделению осадочных формаций автор старался подходить с генетических позиций, разработанных Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Ханиным, которые рассматривают формации как комплексы генетически родственных отложений.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции построены на основе мобилистской концепции, предусматривающей зарождение «молодых» океанов, Атлантического и Индийского, вследствие распада древних материков и последующего разрастания океанского дна.

В работе использованы главным образом материалы, собранные автором в морских геологических экспедициях на ШС «Таманго» и «Лира» (1970 г.), «Профессор Месяцев» (1972 г.), «Академик Петровский» (1978, 1979, 1981 и 1984 гг.), «Вулканолог» (1978 г.) и в других различных районах (шельф и склон Южного Приморья, Гавайский и Императорский подводные хребты, окраина Перу в Тихом океане, окраины материков в северо-западной части Индийского океана, окраина Северо-Западной Африки в Атлантическом океане, различные переходные зоны в Средиземном и Черном морях, тихоокеанская окраина Камчатки). При ее написании были использованы результаты исследования более 300 колонок и 350 дночерпательных проб осадков, характеризующих шельф, материковый склон и подпожне на различных участках современных материковых окраин. Помимо собственных сборов в это число входят образцы из коллекции ВНИРО, в исследовании которых автор принимал участие. Изучение коллекций образцов, собранных на материковых окраинах в северо-западной части Индийского океана, Восточной Камчатки и Средиземного моря проводилось при участии Ф. А. Щербакова, Ю. К. Бурлина, В. М. Сорокина, Г. Л. Чочия, М. К. Иванова и И. А. Назаревич, которым автор выражает свою признательность. Особую благодарность автор приносит своему учителю Н. Б. Вассоевичу.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

ГЛАВА I

ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ В ОБЛАСТЯХ С ПАССИВНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Материковые окраины, краевые вулканические дуги, окраинные моря

Понятие края континента или материковой окраины, родившееся как чисто географическое, приобрело в дальнейшем глубокий геологический смысл. Яркая морфоструктурная выраженность, проявившаяся в существовании подводной морской террасы — шельфа, уступа материкового склона и, наконец, обширного глубоководного подножия, а также огромная протяженность материковых окраин, равная, согласно К. О. Эмери (1977 г.), почти 195 тыс. км, позволяют считать их одной из важнейших черт лика Земли. Повсеместная контрастность рельефа, перепады которого достигают в зоне перехода от материка к океану 10—15 тыс. м (Перу), резкое изменение геофизических характеристик, отражающее различный состав коры, а, возможно, и верхней мантии, яркая специфичность геологических, океанографических и других процессов на (и над) материковой окраине — все это подчеркивает то особое положение, которое она занимает в рельефе земной поверхности, будучи отражением основной геологической границы: контакта коры континентальной с корой океанической.

В составе материковой окраины — наиболее распространенной формы зоны перехода от континента к океану — выделяются подводная и надводная части. Подводная включает шельф, материковый склон и подножие, край которого на участках, не осложненных глубоководным желобом, является внешней границей окраины и отделяет ее от ложа абиссальных котловин океана. В большинстве районов эта граница проводится на глубинах от 3000 до 4500 м. Труднее определить границу окраины на самом континенте.

Бесспорно, что здесь в ее состав должна включаться прибрежная равнина, являющаяся наземным продолжением современного шельфа и развивавшаяся под влиянием событий, которые происходили в океане и на подводной половине окраины. Сюда же, видимо, следует включать склоны прибрежных горных сооружений, входящих в состав эпплатформенных и эпигеосинклинальных орогенных поясов, а на активных окраинах — вулканические дуги — цепи наземных вулканов так называемой андезитовой линии, по-

ложение которых вблизи границы континента с океаном обусловлено глубинными взаимодействиями в зонах Заварицкого — Беньофа.

Образованная тектонически и морфологически разнородными элементами, которые объединены общим географическим положением и возникли под влиянием одних и тех же геологических событий, материковая окраина вне зависимости от ее возраста является сложным гетерогенным образованием, в состав которого входят участки с континентальной и оксанической корой. Глубинная граница между ними еще не расшифрована окончательно. На атлантических и индоокеанских окраинах континентов ее отождествляют либо с аномалией Е, расположенной в средней части зоны невозмущенного магнитного поля, как, например, это делает Ф. Рабинович (1978 г.), либо с внутренним краем этого поля. В районе атлантического склона окраины США наблюдается магнитная аномалия восточного побережья, имеющая в ширину от 50 до 70 км. Южнее 36° с. ш. эта аномалия разделяется на две ветви, из которых внешняя прослеживается вдоль изобаты 1200—1300 м. В районе шельфа на глубине 7—10 км обнаруживаются источники магнитных возмущений, которые, как полагают, представляют собой либо слабо намагниченные блоки пород фундамента, либо полосы даек и силлов, внедрившихся в осадочную толщу в ранне-меловое время [43].

Третий слой оксанической коры прослеживается от центра абиссальных котловин до внешнего края магнитной аномалии восточного побережья. Таким образом, океаническая природа коры под материковым подножием во многих районах не вызывает сомнения. Впрочем, детальное строение зоны в полосе 50—100 км на восток от края магнитной аномалии восточного побережья Северной Америки пока неизвестно. Наличие развернутых блоков осадочных пород и крупных диапиров позволяет думать, что она сложена в основном осадочными толщами. Континентальная кора в зоне шельфа перекрыта еще более мощным чехлом отложений (8—14 км), разбита на блоки и утонена.

Таким образом, с геологической точки зрения материковая окраина — понятие собирательное, отвечающее не столько конкретной геологической структуре, сколько разнопостроенной обширной переходной области между материком и океаном. С равным правом поэтому материковую окраину можно называть и окраиной оксанической. Если отвлечься от географической конкретности термина «материковая окраина» и рассматривать его в более широком геологическом аспекте, то следует распространить его на все те зоны, в пределах которых происходит взаимодействие участков коры двух противоположных по строению типов. При таком подходе в состав окраины должны быть включены вулканические островные дуги, содержащие фрагменты континентальной коры, а также отделяющие их от континента окраинные моря. Дело в том, что при всей сложности строения этих зон и противоречивом ходе их развития они так или иначе связаны с окраиной материка. Са-

мо возникновение этих структурно-тектонических зон во многих случаях обусловлено дроблением и раскалыванием древнего края континента, а их геологическая история заканчивается, как показали Дж. Паккэм и Д. Фалви в 1974 г., после того как островные вулканические дуги вновь оказываются спаянными с материковой глыбой.

Если материк и океаны — длительно существующие области консолидации континентальной и океанической коры, то зоны перехода между ними зачастую подвержены быстрой перестройке, так как являются ареной активных взаимодействий, сопровождающихся интенсивным прогибанием и седиментогенезом, вулканизмом и орогенезом (впрочем, складкообразование и орогенез характерны не для всех окраин, а вулканизм — не для всех периодов их существования).

Как установили в 1968 г. Б. Исакс, Дж. Оливер и Л. Сайкс, основная часть современной сейсмической, да и вулканической активности сосредоточена в зонах перехода от континента к океану. Основные горно-складчатые системы также протягиваются вдоль активных окраин материков либо намечают их положение в недавнем геологическом прошлом, когда происходило закрытие древних океанических впадин. Ни по масштабам прогибания и связанного с ним накопления осадков, ни по размаху вулканических процессов и орогенических событий ни одна из известных структурно-тектонических зон не может сравниться с областями перехода от континента к океану. Возникает естественное предположение, которое выдвинул в 1974 г. У. Дикинсон, что и древние геосинклинальные системы, для которых были характерны многие из перечисленных выше признаков, представляли собой различные по строению зоны перехода между континентом и океаном.

Отличия между материковыми окраинами в так называемых молодых океанах — Атлантическом и Индийском — и окраинами в Тихом океане настолько резко выражены, что уже на раннем этапе изучения за первыми закрепилось название «пассивные», а за вторыми — «активные» окраины. Эта терминология и по сей день остается наиболее употребимой, хотя, как считает К. Эмери (1977 г.), подобное деление условно, так как для раннего периода существования пассивной окраины характерны активно протекающие тектонические процессы, в том числе и довольно интенсивная вулканическая деятельность. Примером современных пассивных окраин, с которыми совсем недавно были связаны значительные тектонические события, являются участки Африки и Аравии, примыкающие к Аденискому заливу и Красному морю. Следы активных дислокаций и вулканизма обнаруживаются и на древних пассивных окраинах в Атлантике и Индийском океане. Следовательно, невысокая динамичность тектоносферы — свойство лишь «зрелых» окраин в областях с пассивным тектоническим режимом.

Рассматривая эволюцию подобных переходных зон, можно видеть, что они приурочены к тому краю материка, для которого

в длительном диапазоне геологического времени была определенно характерна тенденция к распаду. Отторжение крупных и мелких участков и блоков привело к появлению таких микроконтинентов, как о. Мадагаскар, Сейшельский архипелаг, Фарерские острова, банка Роккол, плато Блейк, Воринг, Эсмус и др. Большинство окраин в Атлантическом и Индийском океанах возникли в разные периоды мезо-кайнозойского рифтогенеза, которым сопровождался распад Лавразии и Гондваны. *

Следы дробления и распада древней континентальной коры обнаруживаются и на окраинах, входящих в состав сложнопостроенных зон перехода, которые включают: 1) современную окраину материка, 2) окраинную океаническую, относительно молодую впадину, 3) островную вулканическую дугу или серию остаточных дуг и активный вулканический хребет, разделенные междуговыми впадинами, 4) переходную ступень в системе вулканическая дуга — глубоководный желоб, 5) собственно глубоководный желоб. Во многих регионах с подобным или близким строением находятся фрагменты (массивы) континентальной коры, отторгнутые от основной материковой глыбы. Это — массив Ямато в Японском море, острова Японского архипелага, плато Мергуй в Андаманском море, подводные поднятия Норфолк и Лорд-Хау в Коралловом море, погруженные массивы с континентальным типом коры в море Скоша и др.

Несмотря на это, основной тенденцией в развитии сложнопостроенных переходных зон является не деструкция, а новообразование континентальной коры. Последняя первоначально формируется в районах активного известково-щелочного магматизма, который сопровождается и завершается внедрением кислых интрузий и образованием гранитных батолитов, становящихся теми центрами, вокруг которых происходит консолидация новой коры. Долговременное развитие подобных регионов во многих случаях завершается сближением некогда активной вулканической дуги и края континента с последующим присоединением к нему. Результатом является разрастание материкового мегаблока с образованием нового края континента. Благодаря исследованиям С. М. Тильмана, Ю. А. Косыгина и других исследователей, на Северо-Востоке СССР были обнаружены реликты вулканических поясов, вероятно, фрагменты древних островных дуг, ныне впаивших в материковую глыбу. Выявляются и области внедрения древних мантийных диапиров, которые, видимо, следует отождествлять с некогда существовавшими глубоководными котловинами окраинных морей. Краевые области Азиатского материка на значительном протяжении образованы корой, имеющей позднемезозойский и кайнозойский возраст, что свидетельствует о разрастании этой части Азии во времени.

Согласно концепции новой глобальной тектоники край материка с той стороны, где он впаив в океаническую плиту, разрастающуюся за счет спрединга в срединноокеаническом рифте, является тыловым его краем. Расширение океанического дна в ты-

лу у континента должно приводить к его перемещению в сторону другого океана. Граница между ними становится деструктивной границей двух плит, с которой связано поглощение и разрушение океанической коры. Здесь возникает сейсмофокальная поверхность, известная как зона Заварицкого — Беньофа. Край материка, к которому приурочена деструктивная граница плиты, можно рассматривать в качестве передового или ведущего края. С ним связаны мощнейшие деформации сжатия, следствием которых становится значительная деформация древней континентальной коры. Интенсивные взаимодействия в зоне Беньофа сопровождаются вспышками сейсмической и вулканической активности. Для многих участков окраин на ведущем крае материка характерна резко увеличенная мощность континентальной коры, в 1,5–2 раза превышающая обычную, встречающуюся в зонах перехода. Здесь происходит не распадение или новообразование континентальной коры, а ее скучивание и разрастание в мощности.

Соответственно тому что мы можем различать тыловой (распадающийся), ведущий (увеличенный в мощности) и разрастающийся во времени края континента, нами могут быть выделены три основных типа материковых окраин: 1) возникшие за счет фрагментации и дробления древней континентальной коры, 2) в пределах которых наблюдается увеличение мощности континентальной коры (литосферы), 3) сложнопостроенные зоны перехода (с окраинными морями и островными вулканическими дугами), с которыми связано формирование молодой континентальной коры.

Таким образом, в качестве основного классификационного признака при выделении крупнейших групп или классов окраин материков (рис. 1) можно использовать тектоническое состояние и общую тенденцию развития того или иного края континента и континентальной коры в целом [9].

Известны и другие классификации материковых окраин. В частности, используя традиционный принцип деления последних на пассивные и активные, В. Е. Хаин и А. И. Конюхов в 1983 г. предложили выделять нормальные и трансформные окраины, а среди нормальных — простые и сложные. Под сложными пассивными окраинами понимаются окраины, осложненные красвыми плато. К сложным активным окраинам отнесены переходные зоны с окраинными морями и островными дугами. Под активной окраиной простого строения понимаются окраины андского типа. Среди последних могут быть выделены аккреционные и эрозионные, а среди сложнопостроенных зон перехода с активным тектоническим режимом — зоны с пассивным тыловым участком (собственно краем материка) и зоны без такового. Еще одним признаком, который следует учитывать при классификации переходных зон, является природа тыловой (собственно континентальной) части переходной зоны. На пассивных окраинах эта область может быть представлена неактивизированной платформой, в основном ее чехлом, либо активизированной платформой — поднятием ее фундамента, докембрийского или фанерозойского. На окраинах матери-

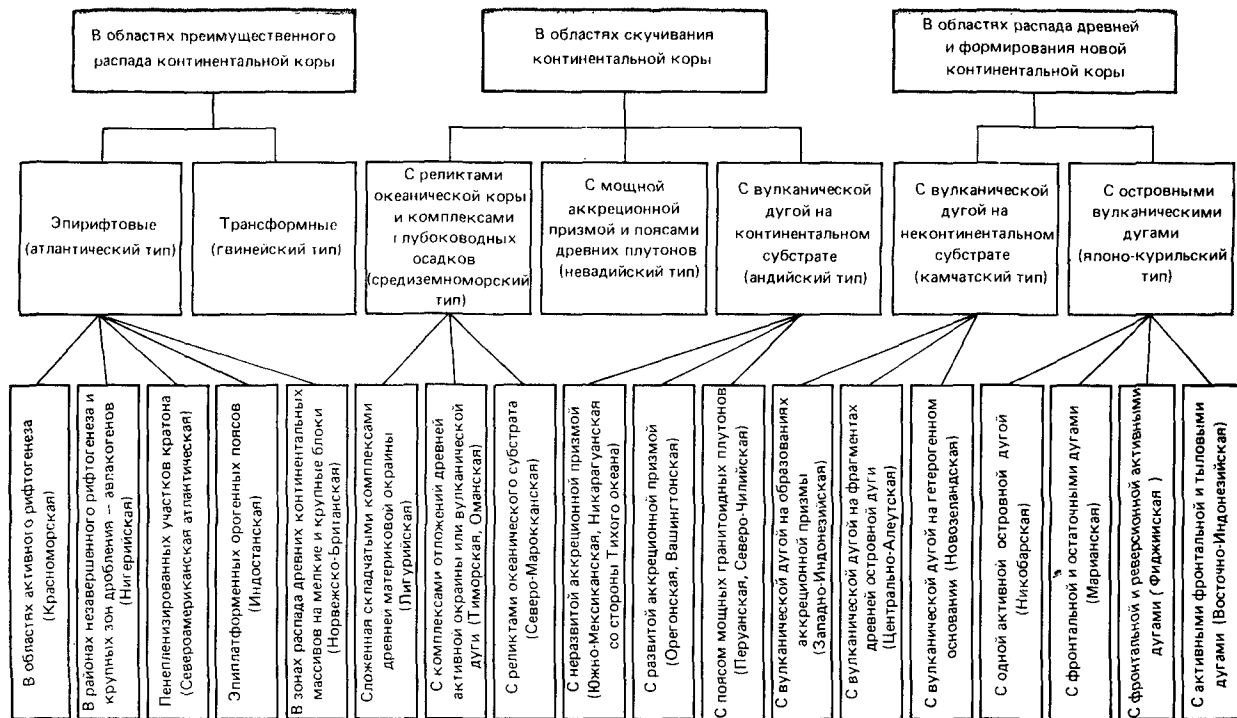


Рис. 1. Типы современных материковых окраин и сложнопостроенных зон перехода от континента к океану. По А. И. Конюхову (1979 г.)

ков в сложнопостроенных активных зонах перехода тылом может служить отмерший вулcano-плутонический пояс, в то время как простые активные окраины обрамлены со стороны континента современным вулcano-плутоническим поясом. Существуют и активные сложнопостроенные зоны перехода без пассивных участков, где тыловой зоной служат складчатые сооружения (древние аккреционные призмы) фанерозойского возраста.

Выделение и описание различных типов зон, переходных от континента к океану, автором дается согласно схеме, представленной на рис. 1.

Зоны преимущественной деструкции континентальной коры (пассивные окраины)

Основными процессами, определяющими профиль окраины, возникшей у тылового края континента (пассивной окраины), являются почти перманентные погружения, особенно значительные в дистальной, приоксанической ее половине. Лишь частично они компенсируются накоплением осадков. Во времени окраина разрастается как вследствие вовлечения в прогибание все более удаленных от океана континентальных блоков, так и в результате формирования мощной осадочной линзы на материковом подножии. Разрастание происходит главным образом за счет соседних участков океанского ложа и является следствием непрекращающейся эрозии прилегающих к окраине районов континента, а также глубинных его областей. Это находит отражение не только в денудации суши, но и в смягчении, выравнивании рельефа в подводных участках зоны перехода. Происходит своего рода агградация: выравнивание поверхности переходных зон в областях с пассивным тектоническим режимом. Вообще говоря, эта тенденция характерна для любой окраины, однако в тектонически активных зонах она не реализуется вследствие орогенеза, складкообразования, роста вулканических построек.

Из концепции о первично рифтовом происхождении большинства современных пассивных окраин следует, что они представляют собой трансформированные бортовые части некогда существовавших рифтовых грабенов. Группа подобных эпирифтовых (пострифтовых) окраин, как будет показано ниже, довольно разнообразна. В другую группу выделяются так называемые трансформные окраины (впервые выделил К. Эмери в 1977 г.), возникшие в результате раскола и перемещения континентальных блоков вдоль систем глубинных, оперяющих рифт разломов, которые после образования молодого океана превратились в трансформные разломы. Так, с перемещениями вдоль разлома Романш связано развитие ряда участков окраины Африки в Гвинейском заливе (окраины Ганы, Бенина, Кот-д'Ивуар, отчасти Нигерии), а также участок Бразильского щита к юго-западу от устья р. Амазонки. Другим примером описываемых переходных зон могут служить северный край Фолклендского (Мальвинского) плато и южная око-

ичность Африки. Для большинства подобных окраин характерны гористый рельеф в пределах суши, сильно выраженное блоковое строение континентального склона и подножия, а также наличие подводных вулканических плато и подводных гор.

К окраинам в зонах преимущественного дробления континентальной коры, вероятно, принадлежат также переходные зоны, которые первоначально зародились как рифтовые, но впоследствии были глубоко трансформированы в результате воздымания и деформации красных блоков континента. Последнее явилось следствием сближения континентальных мегаблоков, которое могло завершиться их столкновением. К таким зонам можно отнести окраину Марокко и южный участок Иберийского полуострова в Атлантике. В осадочном чехле подобных окраин помимо разрывных нарушений фиксируются слабые складчатые деформации, развившиеся в возникновении системы синклиналильных впадин мелких и средних размеров, разделенных антиклинальными поднятиями. Подобные структуры редко встречаются на других пассивных окраинах.

В мировой научной литературе за всеми перечисленными окраинами установилось одно общее название: атлантические окраины, или окраины атлантического типа, причем к числу последних относят и большую часть материковых окраин в Индийском и Северном Ледовитом океанах, а также молодые по возрасту окраины в Красном море. Если недавно образовавшиеся пассивные окраины имеют в значительной мере одинаковое строение, то среди зрелых окраин этого типа можно выделить несколько разновидностей [9]. Это — зоны перехода, обрамляющие пенепленизированные (слабо активизированные) участки древних кратонов — области платформенных пенепленов, испытавшие лишь слабую тектоническую активизацию в позднем кайнозое и плейстоцене (таковы, например, атлантические окраины США, Канады, Аргентины, Суринама и Сенегала), области недавнего эпиплатформенного орогенеза (большая часть окраин Африки, Индостанского полуострова, бразильского выступа Южной Америки); районы, находящиеся в полосе длительного устойчивого прогибания, которое связано с движениями по крупным глубинным разломам в зоне разрыва сплошности или дробления континентальной коры (незавершенный рифтогенез, авлакогены). Особняком стоят окраины, испытавшие интенсивное дробление, в результате которого от континентальной глыбы были отторгнуты крупные и мелкие массивы, ныне разделенные участками с континентальной утоненной (глубокие прогибы) либо с океанической корой, частично заполненными толщами осадков. К таковым могут быть отнесены скандинавско-британская часть окраины Западной Европы, район Багамской подводной платформы и плато Блейк, Сейшельский микроконтинент и др. (рис. 2).

Длительное развитие различных типов пассивных окраин сопровождалось формированием своеобразных литолого-фациальных комплексов. Распространение же этих комплексов осад-

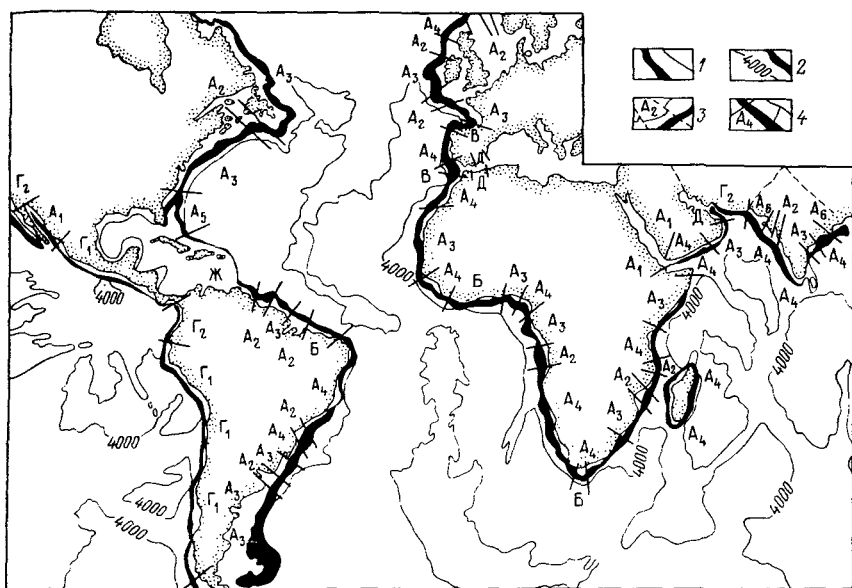


Рис. 2. Современные материковые окраины в Атлантическом, западной части Индийского и восточной половине Тихого океанов. По А. И. Копухову (1979 г.)

1 — шельф и материковый склон; 2 — материковое подножие; 3 и 4 — участки материковых окраин различного типа. Типы окраин: в зонах с пассивным тектоническим режимом: А₁ — в областях активного рифтогенеза, А₂ — авлакогенной и континентальных рифтов, А₃ — слабо активизированных областей кратона (платформенных пенепленов), А₄ — эпиплатформенных орогенных поясов, Б — трансформные, В — в зонах слабых складчатых деформаций отложений материковой окраины, Д — надстроенные фрагментами океанической коры; в зонах с активным тектоническим режимом: Г₁ — с активной вулканической дугой на континентальном субстрате (индийские окраины), Г₂ — осложненные мощной аккреционной призмой и реликтами вулканических дуг (невадийские окраины). Ж — островодужные

ков контролировалось морфологией того или иного участка окраины, которая в свою очередь является производной динамики тектоносферы в данной зоне перехода. Так, характерными признаками пенепленизированной (слабо активизированной) окраины кратона является выположенная прибрежная равнина, ширина которой, согласно Дж. Клезеру (1978 г.), достигает у атлантического побережья США 150—240 км; еще более обширный шельф, от 150 до 340 км; хорошо развитый, но пологий материковый склон (углы падения от 1 до 7°, в среднем 4°), переходящий на глубине 1800—2800 м в подножие, которое простирается в глубь абиссальной котловины на 150—200 км.

Для окраин Африки, которые в большинстве своем обрамляют области позднекайнозойского эпиплатформенного орогенеза, типичны другие параметры. Ширина прибрежной равнины здесь не превышает 10—15 км, а шельфа 30—150 км (в среднем 85 км). Уклоны дна в верхней половине материкового склона несколько большие, а площадь, им занимаемая, меньше, чем на окраинах слабо активизированных областей кратона. Зато по данным

К. Эмери, опубликованным в 1980 г., подножие простирается в сторону абиссальных котловин на несколько сотен километров.

Еще более скромными те же параметры выглядят на молодых окраинах в Красном море, где прибрежная равнина простирается от берега на расстояние всего нескольких километров либо вообще отсутствует. Согласно Дж. Клезеру, ширина шельфа здесь не превышает 35—50 км. Склон образован оползшими массами древних отложений либо обрывается в сторону глубоководных впадин крутым уступом, на котором не удерживаются рыхлые осадки. Материковое подножие в привычном для нас виде здесь еще не сформировалось.

Свособразным строением отличаются и окраины континентальных рифтов (авлакогенов). К ним, как правило, приурочены дельты крупных рек (Нигер, Амазонка, Конго, Лимпопо, Нил и др.), благодаря чему за последние несколько миллионов или десятков миллионов лет на этих окраинах сформировались мощнейшие линзы осадков (максимально до 16—21 км), которые обычно и определяют облик окраины от шельфа до подножия. Последнее образовано мощными подводными конусами выноса (глубоководными фэнами), быстро выдвигающимися в сторону абиссальных котловин, расширяясь вплоть до срединноокеанического хребта (например, подводный конус р. Амазонки).

Наиболее изученной среди переходных зон в областях с пассивным тектоническим режимом является атлантическая окраина США, глубинное строение которой показано на рис. 3. Исследования с помощью многоканальной сейсмической аппаратуры показали, что во многих районах этой окраины помимо современного материкового склона существует палеосклон, расположенный восточнее современного и захороненный под толщей осадков. В районе банки Джорджес под внешней частью шельфа и склоном на глубине 1800 м от дна находится кровля толщи осадочных пород, верхняя поверхность которой круто падает на восток до глубин 4,5—5 км. Этот массив отождествляется с мощной карбонатной платформой, сформировавшейся в позднем мезозое [43]. Массив служит ограничением для крупного прогиба, приуроченного к внутренним районам шельфа и выполненного мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью до 10 км. Глубина залегания фундамента под самой карбонатной платформой не установлена. В районе подножия акустический фундамент (кровля океанической коры) находится на глубине 7—8 км ниже уровня моря, т. е. мощность осадков, главным образом кайнозойских, здесь составляет от 3 до 4 км. Внешняя граница древнего склона, образованная, судя по результатам драгировок, выполненным в каньонах этой зоны В. Райаном и другими исследователями в 1976 г., рифовыми известняками неокомского возраста, выдвинута на восток от современного всего на несколько километров [43].

Строение атлантической окраины США довольно неоднородно. На широте Лонг-Айленда в структуре окраины выделяется крупное поднятие, которое разделяет впадину банки Джорджес и про-

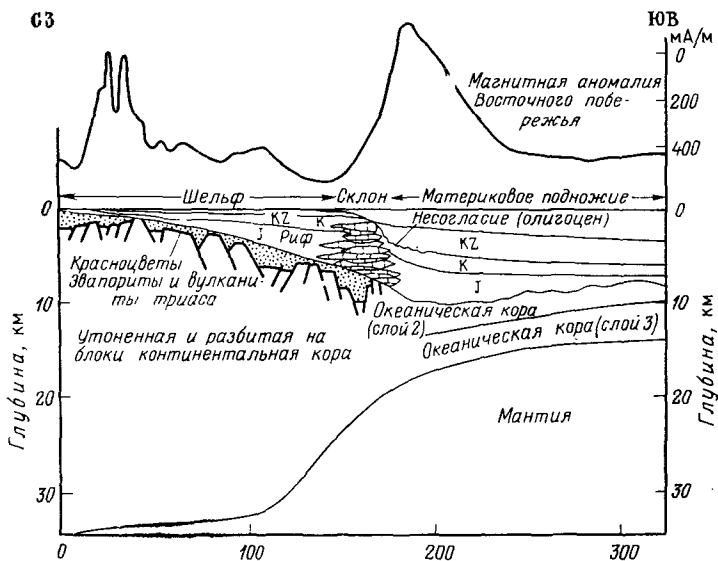


Рис. 3. Глубинное строение атлантической окраины США. По Дж. Шли, У. Диллону и Дж. Гроу (1979 г.)

гиб Балтиморского каньона. Это так называемая платформа Лонг-Айленда, разбитая на блоки и ограниченная со стороны суши грабенами северо-восточного простирания. Акустический фундамент в районе внешнего шельфа расположен на глубине 7 км. В осадочной толще здесь прослеживаются прекрасно выраженные отражательные горизонты, уходящие под склон. Палеосклон, отождествляемый с краем древней карбонатной платформы, выдвинут на 20 км в океан по сравнению с современным. Южнее Лонг-Айленда край древнего рифового массива находится уже в 25 км восточнее современного склона, а его кровля отбивается на глубине 2,5 км под уровнем дна. Мощность рифового комплекса достигает здесь 4 км. Как полагают, он приурочен к глубоко залегающему (7—8 км) выступу фундамента. В центральной части трюга Балтиморского каньона карбонатная платформа не выявлена. Мощность осадочного чехла у бровки шельфа превышает в данном районе 12 км. Возможно, что позднемезозойские рифовые массивы здесь отсутствуют или разбиты на мелкие блоки, которые погружены на разную глубину. В районе мыса Гаттерас мощность осадочного чехла (в целом значительно меньшая, чем в районе Балтиморского каньона) увеличивается от 7 км под шельфом до 9 км в районе верхней части подножия. Здесь снова появляется карбонатная платформа, край которой расположен в 30 км мористее уступа современного склона. Последний имеет эрозионное происхождение и срезает горизонты шельфовых осадков позднемезозойско-кайнозойского возраста. В районе подножия осадочный чехол деформирован крупными глинистыми диапирами.

К югу от мыса Гаттерас выделяется так называемый Каролинский трог, протягивающийся параллельно побережью штата Каролина в зоне Флоридо-Гаттерасского склона, погружающегося на глубину 600 м и отделяющего от окраины погруженное плато Блейк. Внешний уступ этого плато резко выражен (13°) и круто падает на глубину 4800 м. В нижней части он сложен рифовыми известняками раннего мела. Терригенный материал не проникал с континента в океан в период развития рифа, поэтому материковое подножие в этом районе слабо сформировано.

На атлантических окраинах Африки, обрамляющих на большом протяжении области эпиплатформенного орогенеза, наиболее древние горизонты осадочного чехла обнажаются на склонах прибрежных поднятий. Мощность осадочного плаща быстро увеличивается от линии выклинивания к побережью. В бассейне Тарфая-Аюн осадочная линза мощностью до 12—14 км прослеживается почти по всему профилю окраины, включая шельф, склон и верхнюю половину подножия. Максимальной толщины осадочный чехол достигает под внешним шельфом и материковым склоном, причем большую его часть (до 8 км) составляют отложения домелового возраста [41]. В их составе особенно интересны юрские известняки, образующие мощную карбонатную платформу наподобие тех, которые описаны на атлантической окраине США. Интересно падение горизонтов этого возраста в сторону суши или их горизонтальное залегание под верхней частью склона, что позволяет говорить об антиклинальной структуре склона. Полагают, что ее образование было связано с явлением изостазии — «вспучиванием» коры под действием резко изменившейся нагрузки (уменьшением массы осадочной толщи). Последнее было обусловлено глубокой эрозией палеосклона, отступившего в кайнозое на несколько десятков километров (до 50 км в районе Тарфая-Аюн [41]) в сторону суши. Стратиграфический перерыв в нижней части склона и прилегающих районах подножия отвечает интервалу времени в 100 млн. лет.

Материковые склоны на окраинах эпиплатформенных сооружений, как правило, сильно эродированы, отличаются значительными уклонами на локальных участках и наличием крупных масс перемещенных осадков. Помимо оползней на сейсмических профилях можно видеть сорванные блоки древних пород, а в области развития мезозойских эвапоритов соляные штоки и диапиры, протыкающие нижние горизонты осадочного чехла как в пределах склона, так и на подножии (рис. 4). В то же время на этих окраинах относительно мало крупных каньонов.

С окраинами континентальных рифтов или авлакогенов, как уже говорилось выше, связаны осадочные линзы особенно большой мощности. Терригенный материал, который мобилизовывался в течение многих миллионов лет на огромных площадях в глубине континента, сгружался крупными реками на относительно небольших по протяженности участках окраины. Им образован не только дельтовый комплекс осадков, но и огромные по размерам подвод-

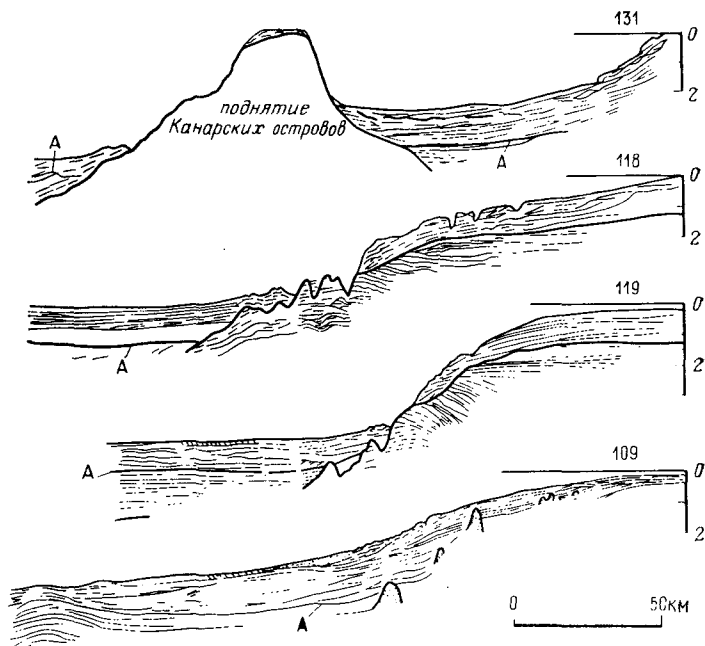


Рис. 4. Сейсмоакустические разрезы через подводную окраину Западной Сахары (131), Мавритании (118 и 119) и Сенегала (109). По Э. Учуну и др. (1976 г.)
 А — поверхность домелового несогласия

ные конусы выноса подножия. Нередко не только шельфовые впадины, но и значительная часть склона на таких окраинах сложены дельтовыми и авандельтовыми осадками, образующими проградационный комплекс (таковы, например, материковые склоны в дельтах рек Нигер и Амазонка). В этом случае, в отличие от других пассивных окраин, современный склон является очень пологим и выдвинут по отношению к палеосклону в океан. Выдвижение окраины в сторону абиссали сопровождалось неравномерным погружением периферийных блоков океанической коры, благодаря которому осадочная толща на глубине разбита системой субпараллельных разломов и имеет ступенчатое строение. Вообще структура осадочных бассейнов, связанных с окраинами континентальных рифтов, обычно обусловлена вторичными нарушениями. Характерно преобладание растяжений вдоль края шельфа, что приводило к образованию сбросов, по которым опускались крупные сегменты осадочного чехла. В то же время в нижней части материкового склона и на подножии зачастую преобладали сжатия. Диапировые структуры появлялись и развивались тем активнее, чем быстрее накапливались осадки и чем дальше продвигался в сторону океана шельф. Наибольшие скорости прогибания и накопления осадков, по данным Ч. Винкера и М. Эдвардса [49], фиксируются в зоне перегиба шельфа в материковый склон. Сам перегиб выражен не очень резко, так как уклон дна в пределах

склона не превышают 1° . При высоких скоростях накопления осадков из последних не успевает отжиматься седиментационная и поровая вода. Поэтому весьма распространено оползание крупных осадочных масс, а также медленное течение илистых отложений, происходящее длительное время не только в поверхностных, но и уже захороненных горизонтах. Все это порождает общую нестабильность склона и образование мелких сбросовых нарушений. Увеличение нагрузки на нижние слабо уплотненные осадки древнего подножия способствует зарождению глиняных или соляных диапиров, рост которых приводит к еще большему усложнению внутренней структуры осадочной линзы. Смещения отдельных блоков и сегментов этой линзы друг относительно друга сопровождаются экранированием пластов песчаников и создают предпосылки для формирования скоплений углеводородов. На окраине Нигерии в подводной части дельты р. Нигер в пределах отдельных сегментов или ступеней были открыты многочисленные залежи нефти. Возникший здесь крупный осадочно-породный бассейн, наложенный на древний прогиб Бенуэ, имеет размеры 1000 км в длину и 500 км в ширину. Площадь пологонадающего склона, по данным А. И. Волкова, А. Л. Гегельганца и др. (1981 г.), составляет в этом районе 35 000 км², что на 10 000 км² больше площади шельфа. Строение высшей части окраины континентального рифта или авлакогена показано на рис. 5.

Разрастание окраины и выдвигание склона в сторону океана характерно и для ряда других окраин того же типа, к которым приурочены дельты очень крупных рек. Так, на сейсмических профилях через подводный конус р. Лимпопо обнаруживается палеосклон, захороненный под толщей шельфовых и склоновых осадков

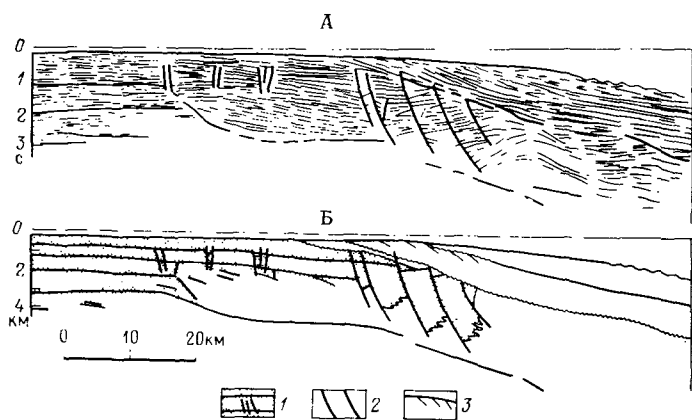


Рис. 5. Модель строения осадочной линзы на участке выхода к океану континентального рифта (в районах развития крупных речных дельт). По К. Уинкелю и М. Эдвардсу (1981 г.)

А — сейсмический профиль через внешнюю часть шельфа и верхнюю половину материкового склона; Б — геологическая интерпретация сейсмического профиля; 1 — шельфовые осадки; 2 — отложения материкового склона; 3 — положение бровки шельфа

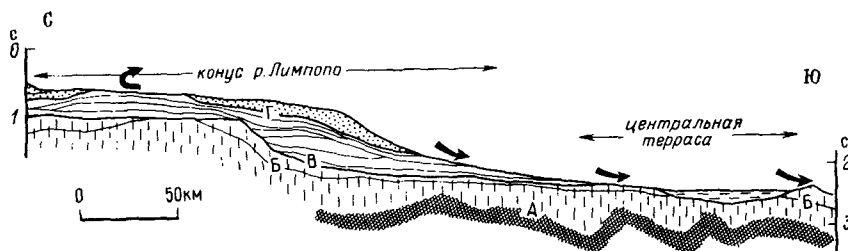


Рис. 6. Сейсмический профиль через южную часть подводного конуса выноса р. Лимпопо. По А. Мартину, С. Гудлэду и Д. Селмону (1982 г.)

Поверхности несогласия сеноман-сантонского (А), маастрихт-олигоценового (Б), раннеплиоценового (В) и раннеплейстоценового (Г) возраста

(рис. 6). Современный склон выдвинут относительно древнего в сторону океана примерно на 50 км. Присутствие барьеров в виде подводных гор и поднятий создает природные ловушки, которые заполняются осадочным материалом. Важную роль в распределении последнего, как показали А. Мартин, С. Гудлэд и Д. Сальмен, играют придонные течения [36].

Если для глубоководных (дистальных) частей любой пассивной окраины характерны преимущественно движения отрицательного знака, которые не компенсируются в полной мере даже при относительно высоких скоростях аккумуляции осадков, то на окраинах континентальных рифтов в погружения втянуты также шельф и прилегающие районы суши. Преимущественные погружения испытывают и отторгнутые от материковой глыбы древние блоки с континентальным типом коры, например Багамская платформа, банка Роккол, Сейшельский микроконтинент и др. Напротив, для значительной части окраин эпиплатформенных орогенных поднятий характерны движения положительного знака. Последними захвачены прибрежные районы континентальной отмели, о чем свидетельствует скалистый тип побережья, многочисленные выходы коренных пород в прибрежной части шельфа и на срединной шельфовой равнине. Зато дистальные участки окраины в данном случае втянуты в более выраженное прогибание, на что указывает сам профиль окраины: присутствие крупных сорванных блоков древних пород, развитие проградационных серпий на краю шельфа, а при наличии в разрезе древних соленосных толщ — многочисленные соляные диапиры.

Равновесному состоянию зоны перехода атлантического типа отвечают окраины слабо активизированных участков кратона. Накопление осадков приурочено здесь к прибрежным участкам шельфа, точнее, к зоне борьбы суши и моря и, кроме того, к глубоководным зонам (нижняя часть материкового склона и подножие). Уклоны дна на шельфе здесь наименьшие в сравнении с другими пассивными окраинами, всего 0,6 м/км, тогда как на африканских окраинах они достигают 2,4 м/км, а на молодых окраинах в Красном море 5,9 м/км. Огромная ширина шельфа и небольшие уклоны

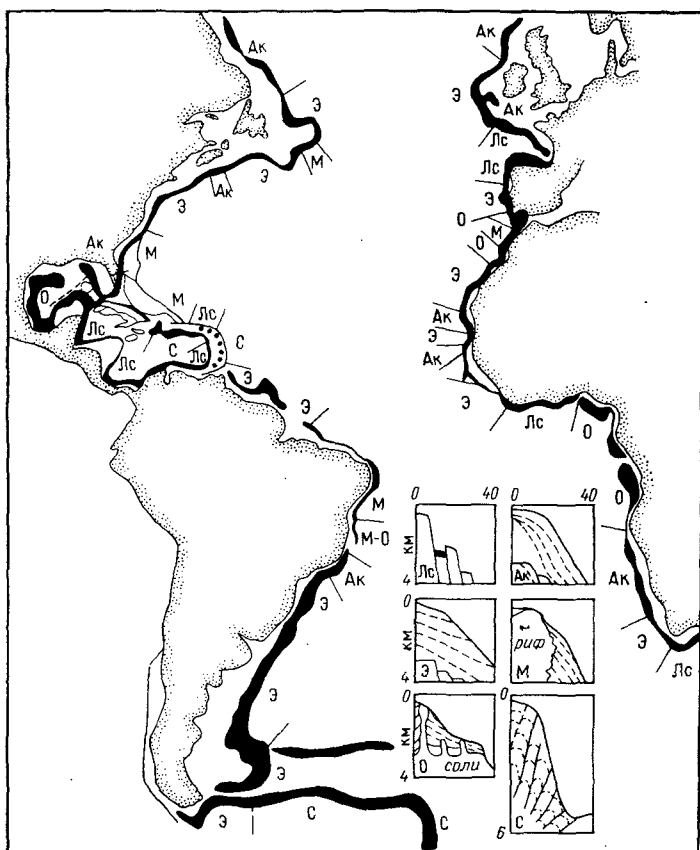


Рис. 7. Типы материковых склонов в Атлантическом океане. По К. Эмери (1977 г.)

Лс — склоны, лишенные сплошного осадочного чехла; Ак — аккумулятивные (проградационный тип); Э — подводно-эрозионные; М — с уступом, образованным погребенным рифовым сооружением; О — с осадочным чехлом, деформированным соляными диапирами; С — сформированные складчатыми комплексами древних отложений

дна создают благоприятные предпосылки для активного воздействия на осадки таких мощных гидрологических факторов, как штормовые волны и океанская зыбь. Важнейшую роль начинают играть приливно-отливные течения (см. главу 3), так как амплитуда приливно-отливных явлений, как доказал в 1977 г. Дж. Крам, во многом определяется шириной шельфа. При прочих равных условиях (широта и др.) размах приливно-отливных колебаний уровня моря тем выше, чем более широк шельф на данном участке окраины материка.

Шельфы во многих отношениях являются «визитной карточкой» материковой окраины. На различия шельфов в Атлантическом и Тихом океанах обращали внимание многие исследователи. Н. И. Ни-

колаев в 1975 г. предложил классификацию генетических типов современных шельфов, выделив в отдельные подгруппы шельфы платформ (древних и молодых), шельфы материковых орогенов и шельфы рифтогенов, т. е. молодых окраин в зонах активного рифтогенеза. Это деление во многом подтверждается изложенными выше данными Дж. Клезера (1978 г.). Другую классификацию предложили О. К. Леонтьев и Д. Е. Гершанович, выделившие три группы шельфов: 1) трансгрессивные — в краевых частях платформ; 2) выработанные морем шельфы окраин молодых горных сооружений и 3) аккумулятивно-дельтовые, сформировавшиеся при выдвигании мощных дельт в океан.

Интересную классификацию материковых склонов в Атлантике предложил К. Эмери [30]. Им выделены аккумулятивный и эрозионный типы склонов, а также склоны, образованные складчатыми комплексами древних пород. К. Эмери удалось проследить распространение в недрах материковых склонов мезозойских и кайнозойских рифовых комплексов и области соляного диапиризма (рис. 7).

Важную роль в формировании рельефа подводных окраин материков сыграли неотектонические движения. Как было показано в работах А. Л. Яншина и др. (1979, 1980 гг.), облик многих окраин, особенно в Средиземном море, определили крупные опускания (обрушения) дна, происшедшие в одних районах — Алжиро-Прованская впадина — в плейстоцене, в других — Тирренское море — в позднем миоцене — раннем плиоцене.

ГЛАВА 2

ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ В ОБЛАСТЯХ С АКТИВНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Зоны преимущественной деформации и скупивания континентальной коры

Окраины со стороны передового, ведущего края континента могут быть объединены в группу окраин, деформированных сжатием. Многие из них принадлежат к разряду активных, внешние признаки которых совершенно иные, чем у окраин в областях с пассивным тектоническим режимом. Здесь обычны цепи андезитовых вулканов, развившихся на краю континентального мегаблока; глубоководные желоба, отделяющие континент от океана; могучие горно-складчатые сооружения, захватывающие не только окраину, но и смежные участки древних кратонов. В континентальной коре наблюдаются следы мощнейших напряжений сжатия и скупивание масс. Сама же окраина на значительной площади сложена относительно молодыми (в основном позднемезозойскими и кайнозойскими) вулканоплутоническими комплексами и (или) пластинами

офиолитов и глубоководных образований океанского генезиса. В ряде случаев активные окраины полностью сформированы метаморфизованными отложениями древнего шельфа, склона и подножия. Соответственно можно выделить три основных типа активных окраин в зонах преимущественного сжатия и скучивания континентальной коры: 1) с активной вулканической дугой на континентальном субстрате и поясом относительно молодых гранитоидных плутонов, 2) сложенная или надстроенная фрагментами океанической коры и линзами глубоководных (абиссальных) отложений, 3) сложенная комплексами метаморфизованных осадков континентальной террасы и подножия либо вулканической дуги.

К первому типу относится тихоокеанская окраина Южной Америки, или андийская окраина, как ее определили в 1976 г. Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев. Активные тектонические взаимодействия, происходящие здесь, на границе океанического и континентального мегаблоков, приводят к полутора-двукратному возрастанию мощности коры в краевых частях материковой глыбы. Пояс андезитовых вулканов и гранитоидные плутоны располагаются на этой окраине в пределах древнего континентального субстрата (рис. 8). Выходы древних палеозойских и докембрийских образований в ядрах островных антиклинальных складок на внешнем шельфе Перу, а также, по-видимому, и в верхней половине материкового склона свидетельствуют о том, что основные структурно-тектонические элементы в подводной части окраины этого района также сложены древней континентальной корой, а не относительно молодыми отложениями так называемой аккреционной призмы. Аккреция осадков вдоль внутреннего борта Перуано-Чилийского желоба, видимо, не была выражена и даже, напротив, преобладали процессы эрозии.

Существенной особенностью тектонической структуры тихоокеанской окраины Южной Америки является отсутствие крупных офиолитовых тел — реликтов океанической литосферы. Последнее обстоятельство может рассматриваться в качестве доказательства того, что для описываемой переходной зоны в ближайшее к нам геологическое время не были характерны островные вулканические дуги и изолированные ими окраинные впадины океанического типа. Могучие горно-складчатые сооружения Анд захватывают не только древнюю окраину континента, но и значительные по площади области древнего кратона, выделенные Ю. М. Пушаровским в 1972 г. [18] в качестве резонансно-тектонических структур. Береговая Кордильера здесь сложена преимущественно палеозойскими и докембрийскими складчатыми осадочными и метаморфическими комплексами. В состав Западной Кордильеры входят мощные пояса гранитоидных плутонов (например, Андийский батолит в Перу). В пределах Западной Кордильеры расположены также современные андезитовые вулканы, протянувшиеся цепью вдоль тихоокеанской окраины Южной Америки, обозначая ее наземную границу. Высокогорные плато и горные сооружения Центральной Кордильеры уже не принадлежат окраине, хотя и раз-

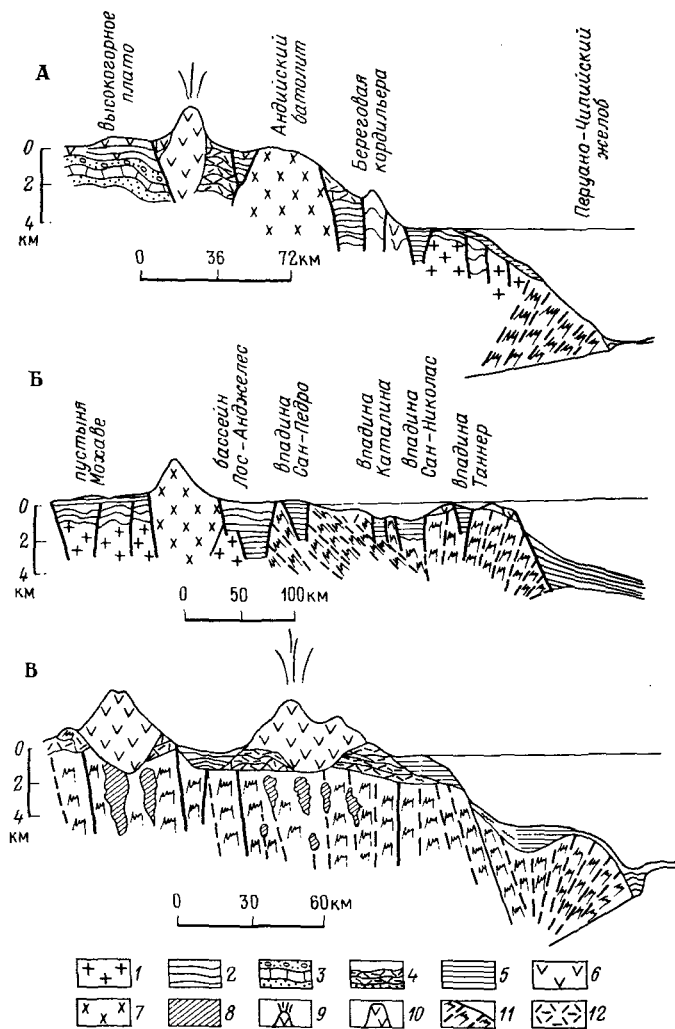


Рис. 8. Активные окраины различного типа (А—В). По А. И. Кошухову (1979 г.)

А — окраина Южной Америки в Тихом океане (южные районы Перу);
 Б — тихоокеанская окраина Северной Америки (южные районы бор-
 дерленда Калифорнии); В — модель активной окраины аккреционного
 типа. 1 — докембрийское основание; 2 — складчатые комплексы палео-
 зоя; 3 — складчатые комплексы мезозойских отложений, сформиро-
 ванных в приконтинентальной части окраины; 4 — туфогенные и вулкан-
 окластические образования неоген-плейстоценового возраста; 5 — про-
 гибы, выполненные кайнозойскими и четвертичными осадками; 6 — ла-
 вовые покровы; 7 — массивы гранитоидов; 8 — интрузивные комплексы;
 9 — действующие вулканы; 10 — древние потухшие вулканы; 11 — ак-
 креционные комплексы отложений; 12 — оползни на материковом
 склоне и в желобе

вивались под влиянием событий, происходивших на границе континент — океан. Они сложены палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими комплексами осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в том числе мощными молассовыми толщами поздней-кайнозойских красноцветов, заполняющих грабен Альтиплано.

Внешней границей андийской окраины является глубоководный Перуано-Чилийский желоб, внутренний борт которого, по данным Д. Хейса, осложнен смятыми и скученными массами осадков. В центральной части желоба прослеживается маломощная толща ненарушенных образований. Тихоокеанская окраина Южной Америки отличается высокой вулканической и сейсмической активностью. Перепад рельефа на расстоянии 100—200 км (от оси желоба до вершин вулканов) здесь составляет до 10—13 тыс. м. Мощность коры возрастает в том же промежутке до 60—70 км. Это одна из самых выраженных морфоструктур на поверхности Земли.

Иными представляются строение и эволюция тихоокеанской окраины Северной Америки, названной Л. П. Зоненшайном и другими исследователями [6] невадидской окраиной. Процесс надвигания континента на океан зашел здесь настолько далеко, что в поглощение был втянут, по мнению Т. Этутер, древний срединно-океанический хребет — северная ветвь Восточно-Тихоокеанского поднятия, которая исчезла к настоящему времени, за исключением небольших сегментов, известных как хребты Горда и Хуан-де-Фука. Современная тектоническая структура всего этого пояса (тихоокеанского края Северной Америки) была определена раскалыванием континентальной глыбы на блоки и их относительными смещениями, приведшими, в частности, к появлению обширной Провинции Хребтов и Бассейнов.

В процессе перемещения Североамериканского материка на запад его тихоокеанская окраина, особенно у Калифорнии, сильно увеличилась в размерах. Земная кора на большом протяжении здесь лишена характеристик, типичных для нормальной континентальной коры. Так, в районе Большой Долины, по данным Р. Швайкерта и Д. Коуэна, опубликованным в 1975 г., на многих участках отсутствует гранитный слой. Более того, как подводная, так и надводная части тихоокеанской окраины США и Канады сложена комплексами пород, совершенно чуждыми по мнению А. В. Пейве, высказанному в 1969 г., для континентов. Наиболее известный из них — францисканский комплекс, включающий турбидиты, кремнистые сланцы, базальты, блоки габброидов и ультрамафитов, т. е. породы, типичные для разрезов океанского дна. Чешуйчатое строение францисканского и близких к нему комплексов пород, широкое распространение меланжа, а также пород голубосланцевой фации метаморфизма свидетельствует, как подчеркивали в 1977 г. Кс. Ле Пишон, Ж. Франшто и Ж. Боннин, в пользу того что эти образования представляют собой так называемую аккреционную призму, сформировавшуюся на внутреннем борту древнего глубоководного желоба.

Своеобразие тихоокеанской окраины Северной Америки заключается также в отсутствии пояса известково-щелочного вулканизма (исключение район Каскадных гор) и глубоководного желоба. Тектоническая активность проявляется в настоящее время главным образом в крупных смещениях по системам глубинных разломов (самый известный из них — Сан-Андреас), с которыми связано большинство землетрясений в этом регионе.

Наиболее интересным элементом в переходных зонах невадийского типа является бордерленд — система нешироких поднятий и прогибов, которые на суше сменяются Береговыми хребтами (см. рис. 8). В Калифорнии береговой хребет отделяет от океана Большую Долину — крупную впадину, выполненную мощными комплексами отложений позднемезозойского — кайнозойского возраста. В интерпретации Д. Сили и У. Дикинсона, опубликованной в 1977 г., — это преддуговой прогиб древнего заложения, осложняющий аккреционную призму (аккреционное поднятие). Наземной границей окраины, вероятно, следует считать пояс батолитов Сьерра-Невады, который отмечает положение цепи мезозойских андезитовых вулканов. Таким образом, по своему строению тихоокеанская окраина Северной Америки в корне отличается от тихоокеанской окраины Южноамериканского континента (в перуано-чилийском секторе). Более детально строение, особенности геотектонического состава отложений и история развития той и другой окраины рассмотрены в третьей части книги.

Особым типом окраины материка в областях преимущественных напряжений сжатия и скучивания коры признается северо-восточная оконечность Аравийского полуострова (побережье Омана и Объединенных Арабских Эмиратов). Это типичная, обрамляющая древний кратон пассивная окраина, которая надстроена мощной пластиной офиолитов и толщей осадочных пород глубоководного генезиса. Последние в фациальном отношении совершенно чужды, как считают М. Уэлленд и А. Митчелл, одновозрастным образованиям мелководного типа, слагающим мезозойский осадочный чехол в краевой части аравийского кратона. Появление офиолитов на пассивной окраине объясняют явлением обдукции — надвиганием океанского ложа на континентальный блок с частичной переработкой последнего. У. Гилл высказал в 1977 г. предположение, что появление офиолитов было следствием столкновения окраины Аравии с вулканической островной дугой, тогда как М. Уэлленд и А. Митчелл в том же 1977 г. доказали, что при закрытии Тетиса аккреционная линза осадков, образовавшаяся в северной, азиатской зоне перехода, была перемещена на Африкано-Аравийский мегаблок. Вполне, однако, возможно, что в данном случае мы имеем дело с осадочной толщей, слагавшей некогда (в мезозое) материковое подножие, находившееся в составе самой окраины Омана. Эта толща вместе с фрагментами океанической коры, на которой она залегала, была выжата на край Аравийской платформы при закрытии южного рукава Тетиса.

Близкие по строению аллохтонные комплексы океанского гене-

зиса известны и на других участках северной окраины Африкано-Аравийского мегаблока, например массив Риф на средиземноморской окраине Марокко, а также Бетская Кордильера, расположенная на противоположной окраине Иберийского полуострова. Все эти окраины, являясь по своему происхождению рифтовыми, т. е. пассивными, оказались в те или иные эпизоды своей истории в узлах мощнейших геодинамических напряжений. При этом они испытали вначале растрескивание и погружение, а затем значительные сжатия, которые, однако, не завершились складчатостью и орогенезом, благодаря пластичности океанической коры, выжатой на край континента вместе с накопленными на ней осадками. Эти окраины, оставаясь пассивными, тем не менее, несут следы бывших тектонических напряжений и должны рассматриваться в группе окраин, находившихся в областях сжатия и скупивания земной коры.

Примером современной пассивной окраины, находящейся в полосе взаимодействия (столкновения) с другой, но активной окраиной, может служить по мнению Д. Картера, М. Одли-Чарльза и А. Барбера, опубликованных в 1976 г. детальное исследование, северо-западный край Австралийской платформы, погружающийся в сторону Индонезийского архипелага. При этом вулканогенный комплекс островной вулканической дуги моря Банда в настоящее время оказался помещенным (надвинутым) на этот участок австралийской материковой окраины.

Многие переходные зоны в Средиземном море также принадлежат к разряду активных окраин, формировавшихся в условиях преобладающего сжатия и скупивания земной коры. Таковы, например, лигурийская и сицилийско-калалрийская окраины Италии, которые сложены комплексами в разной степени метаморфизованных глубоководных осадков древних материковых окраин, вовлеченных в альпийскую фазу сжатий и орогенеза и образующих фундамент в пределах современного шельфа и материкового склона. На строении первой из них мы остановимся подробнее.

Котловина Лигурийского моря обрамлена узкими шельфами и довольно крутыми материковыми склонами со стороны как Приморских Альп, так и Апеннинско-Корсиканского блока. Последние смыкаются в вершинной части Генуэзского залива, где образовался относительно пологий, эрозионно-аккумулятивный участок склона, изрезанный многочисленными подводными ложбинами. Эти ложбины связаны в единую систему крупным каньоном, который протягивается в сторону Генуи, глубоко врезаюсь в шельф Апеннинского полуострова. Каньон имеет две вершины, широкую ступенчатой формы долину в среднем течении, которая резко сужается и углубляется в нижней части склона при выходе каньона к абиссальной равнине. В пространстве между двумя уступами: северным, принадлежащим к отрогам Приморских Альп, и восточным и юго-восточным, относящимся к Апеннинско-Корсиканскому континентальному массиву, в структуре склона обособляется небольшая реликтовая впадина, которая в неоген-четвертичное время была

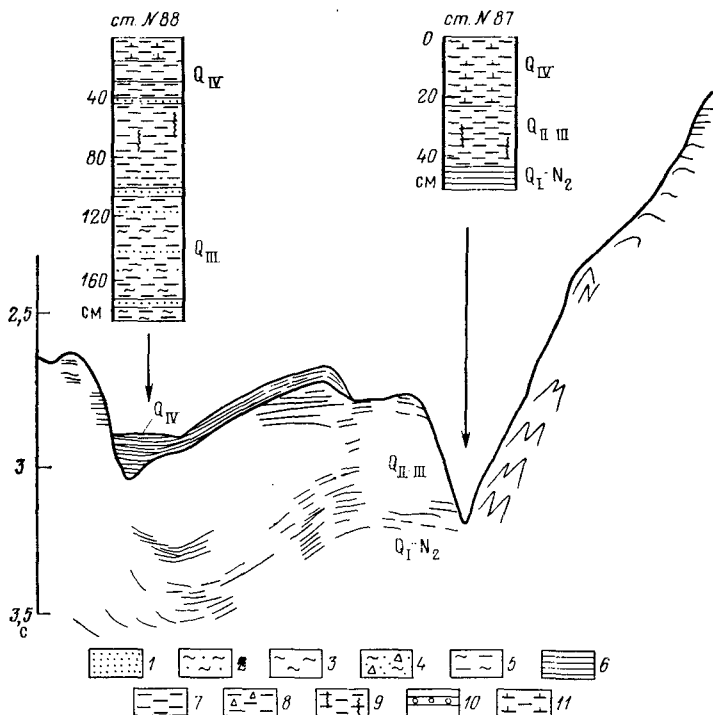


Рис. 9. Сейсмоакустический профиль через нижнюю часть материкового склона в Генуэзском заливе (по материалам 15-го рейса НИС «Академик Петровский», 1984 г.)

1 — терригенный песок; 2 — прослой песчанистого алевроита или алевроитового песка; 3 — прослой с градационной слоистостью; 4 — прослой песчанистого алевроита с растительными остатками и карбонатным детритом; 5 — алевроитово-глинистый ил; 6 — чередование глин и алевроитов; 7 — глинистый, слабо полосчатый ил; 8 — глинистый или алевроитово-глинистый ил с обломками раковин; 9 — илы с ходами илоедов; 10 — слойки фораминиферового песка; 11 — карбонатно-глинистый ил. Условные обозначения также к рис. 12 и 18

засыпана осадками (рис. 9). Как показывают сейсмоакустические исследования, проведенные в 15-м рейсе НИС «Академик Петровский», в пределах этой впадины выявляется полупрозрачная осадочная толща, имеющая на отдельных участках отчетливо слоистое строение. Мощность толщи достигает 500—600 м. Акустическим фундаментом в этом районе служат породы складчатого основания — погруженные отроги Альп, а также, вероятно, дислоцированные древние толщи океанического происхождения, которыми сложены западные области Апеннинского полуострова. На юге и юго-востоке они смыкаются с опущенными блоками докембрийского основания о. Корсика.

На сейсмоакустическом профиле (см. рис. 9) прорисовываются два подводных каньона. Один из них протягивается вдоль уступа материкового склона со стороны Приморских Альп, другой прохо-

дит восточнее. Первый не получил развития и заполнен осадками, второй, вероятно, приуроченный к долгоживущей системе глубинных разломов, трансформировался в мощную транспортную артерию. Ступенчатый профиль этого каньона свидетельствует о двух стадиях эрозии, разделенных кратковременной эпохой накопления осадков. Позднейший этап подводной эрозии ознаменовался резким углублением долины каньона в центральной его части.

Нижние горизонты осадочной толщи, заполняющей описанную выше впадину склона, дислоцированы и смяты в пологие складки, что указывает на преимущественные сжатия в районе смыкания материковых склонов Приморских Альп и Апеннин. Рост этих складок, очевидно, продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует слегка вздернутое залегание верхних горизонтов толщи на правом борту действующего каньона. В самом каньоне, а также близ уступа материкового склона поверхностные слои осадков залегают несогласно на подстилающих отложениях, что указывает на эрозию и срезание части горизонтов полупрозрачной толщи. Таким образом, аккумуляция осадков во впадине склона сменилась на определенном этапе их эрозией, которая сопровождалась врезанием современных и плейстоценовых каньонов.

Колопки осадков, взятые в ложе активного каньона, показали, что неуплотненные молодые осадки в нем практически отсутствуют. Зато ударной трубой здесь были подняты образцы древних, очень плотных голубовато-серых глин, возраст которых, вероятно, превышает 1 млн. лет. Следовательно, каньон промыт и проходящие по нему осадочные массы, не задерживаясь на склоне, выносятся на абиссальную равнину.

Древний, не получивший развития подводный каньон заполнен горизонтально-слоистыми осадками, прислоненными к уступу склона, что указывает на их формирование в период относительной стабилизации рельефа и отсутствия опусканий по разломам. В нижнем течении этого каньона мощность осадочной слабодислоцированной толщи во впадине склона возрастает до 800 м. Слои выклиниваются близ уступа склона Приморских Альп, в направлении к которому большая часть горизонтов слегка «задирается» (см. рис. 9). Следует подчеркнуть негоризонтальное залегание нижних и средних слоев осадочной толщи, которые полого поднимаются от наиболее прогнутой части впадины к ее бортам. Последнее свидетельствует, с одной стороны, о непрерывном прогибании ложа впадины, с другой — об активных подвижках на ее левом борту, где, вероятно, в первоначальный период развития впадины преобладали сжатия, сопровождавшиеся ростом складок. Движения эти прекратились, а после накопления средней части толщи возобновились в менее интенсивной форме. Последнее привело к тому, что слои осадков на левом борту впадины слегка вздернуты и размыты.

Таким образом, в развитии изученного участка материкового склона можно выделить четыре этапа. Первый связан с заложением

нием впадины и формированием нижних горизонтов осадочной толщи; он сопровождался сжатиями на левом борту впадины и ростом складок в более древних толщах, которые, возможно, представлены мессинской солью. Второй этап отвечал периоду относительного покоя и равномерного прогибания; на этом этапе сложилась средняя часть толщи. Третий этап ознаменовался поднятиями в районе левого борта впадины и заложением там подводного каньона, что привело к размыву части ранее отложенных осадков. Наконец, на четвертом этапе древний каньон перестал быть активным и был заполнен осадками. Одновременно близ левого, пред-апеннинского борта заложилась долина нового молодого каньона. В настоящее время продолжается его врезание в древнюю осадочную толщу.

Один из сейсмоакустических профилей прошел через проксимальную часть абиссальной равнины, поверхность которой залегает на глубинах 2500—2550 м. В тектоническом отношении — это обширная впадина с крутыми бортами — материковыми склонами Приморских Альп и о-ва Корсика. Склоны имеют неординарное строение. Предальпийский склон более пологий, имеет складчатоглыбовое строение, заполнен осадками, формирующими акустически прозрачную толщу. Противоположный склон более крутой. Здесь преобладает разломно-блоковая тектоника. Осадочный покров в пределах отдельных блоков залегает субгоризонтально, имеет слоистое строение и небольшую мощность. Отчетливо прослеживаются вертикально падающие разломы, по которым происходит смещение блоков друг относительно друга. Осадочный чехол здесь практически не дислоцирован. Лишь нижние горизонты слегка вздернуты в сторону склона. В основании чехла находятся перемятые, вероятно, оползневого происхождения осадочные массы.

Фундамент со стороны Приморских Альп имеет в абиссальной котловине другое строение. Он плохо различим, слабо ограничен от осадочного чехла. Последнее обусловлено, видимо, продолжающимися дислокациями, которые выражаются не только движениями по разломам, но и ростом складок. Последний процесс, судя по характеру записи, затронул в этой части абиссальной котловины также и нижние слои осадочного чехла. На других сейсмоакустических профилях (здесь не приводятся) видно, что нижние горизонты чехла нередко изогнуты в куполообразные складки. На отдельных участках дислокациями затронуты и верхние горизонты, что выражается в появлении абиссальных холмов — поднятий в рельефе дна. В данном случае речь, видимо, идет о формировании складок диапирового типа, связанных с диапиризмом мессинской соли. Осадочный чехол сильнее дислоцирован на тех участках абиссальной котловины, которые примыкают к материковому склону Приморских Альп.

В дистальной части котловины осадочная линза имеет трехчленное строение и характеризуется значительными изменениями в мощности, от 750—1000 м в центральных частях котловины до

200—400 м в присклоновых участках. На участках, не затронутых диапиризмом, нижние пачки слегка дислоцированы в широкие пологие складки, верхние пачки лежат горизонтально. Рельеф дна исключительно ровный, лишь на отдельных участках слабо волнистый. На эхолотных профилях можно видеть систему мелких долин и разделяющих их валов, что свидетельствует о существовании системы глубоководных конусов выноса. Это подтверждается строением колонок осадков, поднятых здесь в 9-м и 15-м рейсах НИС «Академик Петровский» (см. главу 4). В районах формирования современных глубоководных конусов выноса поверхность дна слегка воздымается к их центральным частям. Не только поверхностные горизонты, но и большая часть осадочной толщи в Лигурийской котловине, вероятно, сложена отложениями глубоководных конусов выноса. Не исключено, что впадина на склоне Генуэзского залива является реликтом древней абиссальной равнины, либо приподнятым, либо сохранившим свое начальное положение после опускания дна котловины Лигурийского моря.

Зоны перехода в областях деструкции древней и формирования новой континентальной коры

Помимо активных окраин, в пределах которых происходит скупивание континентальной коры и (или) надстраивание древнего континентального мегаблока чужеродными (океаническими) комплексами отложений, существуют и другие зоны перехода от континента к океану, развитие которых сопровождается созданием молодой коры, континентальной и океанической. В данном случае речь идет не столько о самой материковой окраине, сколько об огромной по протяженности и ширине области, в составе которой выделяются несколько структурно-тектонических зон: 1) собственно край континента; 2) окраинный океанический бассейн; 3) одна или несколько островных дуг (активных и неактивных), разделенных междуговыми впадинами. Сложное строение и своеобразный ход развития подобных переходных зон не нашли до настоящего времени достаточно убедительного объяснения ни в одной из существующих тектонических моделей.

В тылу активных островных вулканических дуг находится аномальная, разуплотненная мантия, залегающая на небольшой глубине от поверхности. Образование подобных мантийных диапиров, с которыми связан спрединг в так называемых междуговых впадинах, а также высокий тепловой поток и значительные по величине положительные аномалии силы тяжести — основной процесс, определяющий эволюцию островодужных систем. Мантийный диапиризм приурочен к окраинам тех материков (Евразия, Австралия, Северная и Южная Америка), в периферийных частях которых в недавнем геологическом прошлом происходили (и происходят теперь) активные взаимодействия в зонах Заварицкого — Беньофа. Напротив, для Африки и Антарктиды, находившихся в стороне от

основных тектонических событий в мезозое и кайнозое, не характерны зоны перехода с молодой континентальной и океанической корой.

Внедрение мантийного диапира вело к дроблению красной части материка, формированию из отколовшихся фрагментов островной вулканической дуги и, как предположили в 1974 г. Дж. Паккем и Д. Фалви, продвижению ее в сторону океана. При этом происходило раскрытие окраинного бассейна с молодой океанической корой, формирование андезито-базальтовых комплексов на островных дугах и возникновение своеобразных орогенных сооружений — аккреционных поднятий или призм. Последние, как показали в 1975 г. Д. Кариг и Г. Шармен, представляют собой протяженные асейсмичные хребты, выраженные в виде подводной террасы между дугой и желобом, которая сложена чешуями осадков желоба с аллохтонами океанической коры, разрушающейся в зонах Заварицко-го — Беньофа.

Зарождение молодой континентальной коры происходит в ядрах вулканических архипелагов в результате внедрения магматических интрузий кислого и среднего состава. Остывание мантийного диапира и присоединение бывшей вулканической дуги к континенту приводит как бы к разрастанию его края. Однако формирование молодой континентальной коры необязательно связано с развитием островодужных вулканических систем. Вулканическая цепь может возникнуть на породах древнего аккреционного комплекса, если таковой образовался у края континента. Она может пересекать и разновозрастные, гетерогенные по строению и происхождению структуры. В том и другом случаях возникает своеобразная зона перехода от континента к океану, которую можно назвать аккреционной, подразумевая при этом не только наличие аккреционной призмы на такой окраине, но главным образом ее постепенное разрастание во времени, связанное с формированием молодой континентальной коры. Со стороны океана подобные участки обрамлены глубоководным желобом. Внутренней границей служит цепь активных андезитовых вулканов (см. рис. 8).

В зависимости от того, на каком основании формируется крайняя вулканическая дуга, можно различать три типа аккреционных окраин [10]: 1) зоны, где вулканическая дуга закладывается на океанических аллохтонах и породах аккреционного комплекса; 2) участки, где вулканическая цепь возникает на фрагментах древней островной дуги, 3) зоны, где новая вулканическая дуга консолидирует гетерогенные структуры как континентального, так и океанического генезиса.

Механизмом, стимулирующим развитие аккреционных окраин, является внедрение мантийных диапиров на соседних участках зоны перехода от континента к океану либо в глубине материковой глыбы. Известны примеры длительной эволюции аккреционных окраин, например западно-индонезийская переходная зона. Исследования последнего десятилетия, прежде всего работы 1973 — 75 гг., выполненные Дж. Катили, позволили обнаружить в этом

регионе реликты древних вулканических дуг, располагающиеся одна параллельно другой. Наиболее древняя дуга пермского возраста находится в глубине индонезийского сегмента и протягивается от Малаккского полуострова до северной оконечности о. Калимантан. Западнее этого вулканоплутонического комплекса протягивается меловой пояс гранитов, отвечающих древней вулканической дуге этого возраста (острова Зондского пролива, северная часть о. Суматра). Кайнозойский вулканоплутонический комплекс формирует восточную часть о. Ява и центральные районы о. Суматра. Наконец, зона современного андезито-базальтового вулканизма находится в западной части этих островов, где она располагается на основании, сложенном породами кайнозойской аккреционной призм. Со стороны Индийского океана острова Ява и Суматра окаймляются хорошо выраженным асейсмичным хребтом, являющимся, как показали в 1980 г. Д. Кариг и Дж. Каррей, современным аккреционным орогеном. Таким образом, во времени происходило непрерывное разрастание материкового блока Юго-Восточной Азии в южном и западном направлении, причем развитие островных вулканических дуг не сопровождалось раскрытием в их тылу окраинных бассейнов с оксанической корой.

Типичной аккреционной окраиной является восточная часть п-ова Камчатка, где цепь действующих и недавно потухших вулканов, по-видимому, расположена на меловом субоксаническом субстрате. Сложное сочетание тектонических движений в период формирования тихоокеанской окраины Камчатки выразилось в появлении своеобразной ячеистой структуры переходной зоны. Последняя распадается на три примерно равных участка, которые в геоморфологическом отношении отвечают трем заливам: Авачинскому, Кроноцкому и Камчатскому. Если на других окраинах заливы обычно представляют собой участки погруженной прибрежной равнины, нивелированные абразией и являющиеся частью континентальной террасы, то в данном случае залив выражен и в подводном рельефе на глубину до 3000—4000 м. Он включает часть материкового (полуостровного) склона, глубокую замкнутую депрессию и меридиональный подводный хребет, отчленяющий одну ячею (залив) от другой. Лишь глубоководный желоб и обрамляющий его со стороны Камчатки глубинный уступ принадлежат всей окраине в целом. Таким образом, если геоморфологическая (и тектоническая) зональность в большинстве переходных зон наиболее ярко выражена в направлении по нормали к береговой линии и ко всей окраине в целом, то в пределах Восточной Камчатки неоднородность строения земной коры проявляется не только вкрест простирания окраины, но столь же отчетливо и в латеральном направлении. Все это предопределило образование сложной, по-своему уникальной структуры тихоокеанской окраины Камчатки.

В пределах каждого из упомянутых выше заливов можно выделить несколько структурно-геоморфологических зон. Прежде всего это шельф и его погруженное продолжение, образующее в со-

временном рельефе верхнюю часть полуостровного склона. В качестве особого элемента выделяется нижняя часть склона и прилегающие районы глубоких депрессий, представляющих собой бортовые части так называемых преддуговых впадин — седиментационных ловушек, характерных, как показали Д. Сили и У. Дикинсон в 1977 г., для многих активных окраин. Поверхность акустического фундамента в пределах этих впадин наклонена в сторону океана, поэтому наибольшей мощности осадочный чехол достигает в их восточных частях. Мощность осадочной толщи в преддуговых впадинах Камчатки достигает по данным сейсмопрофилирования, проведенного на НИС «Вулканолог» в 1978—1980 гг., 2000—3000 м.

Следующим крупным структурно-геоморфологическим элементом являются подводные субмеридиональные хребты, имеющие определенные черты сходства с асейсмичными хребтами. Вершины хребтов погружаются от 200 до 4000 м, являясь, по существу, продолжением поднятий мысов: Шипунского, Кроноцкого и Камчатского. Нижние части склонов этих поднятий, там, где они погружаются на большие глубины, образуют внутренний борт Курило-Камчатского глубоководного желоба (центрально-камчатский сегмент). Наконец, сам этот желоб можно выделить в качестве еще одного обособленного структурно-геоморфологического элемента.

Последовательное развитие во времени характерно не только для аккреционных, но также и многих островодужных окраин. Д. Кариг показал в 1972 г., что нередко в прошлом происходило расщепление фронтальной вулканической дуги, в результате которого обособлялась новая активная дуга и асейсмичный тыловой хребет, получивший название остаточного хребта. Эти сооружения разделены быстро расширяющейся междуговой впадиной, о молодости которой обычно свидетельствует отсутствие сплошного плаща осадков как в самой впадине, так и на склонах обрамляющих ее хребтов. Новая фронтальная дуга, видимо, образуется на базе передового асейсмичного хребта, тогда как древняя фронтальная дуга становится неактивной.

Быстрое развитие междуговых впадин приводит к значительному расширению площади, занятой переходной зоной. Вследствие неоднократного расщепления фронтальных дуг может возникнуть эшелонированная система подводных хребтов, разделенных различными по возрасту впадинами с океанической корою (сегмент Филиппинского моря). Нередко приращение площади переходной зоны компенсируется не только уничтожением древней коры океана, расположенного перед фронтом активной островной дуги, но и поглощением коры малых океанических впадин под возникшей в глубине переходной зоны активной тыловой дугой (фиджийский сегмент). В ряде случаев стрессные островодужной переходной зоны можно представить в виде огромных чешуй (пластин), разделенных сейсмофокальными поверхностями зон Заварицкого — Беньофа и как бы наложенных одна на другую. Активные островные вулканические дуги играют при этом роль ведущего края этих

мантийных чешуй. Именно таковой представляется северная часть Филиппинского моря, где формирование молодой океанической коры происходит не только в междуговом бассейне за фронтальной активной дугой (Марнанской и Бонинской), но, возможно, и за активной тыловой дугой Иансей (острова Рюкю).

Подводя итог вышесказанному, следует отметить разнообразие переходных зон, осложненных островными вулканическими дугами. В настоящее время известны системы с одной активной вулканической дугой, например, Пикобарская; с фронтальной активной и остаточными неактивными дугами, например, Марианская; с фронтальной и реверсионной (обращенной в противоположную сторону) активными островными дугами — примером может служить Фиджийская система островных и остаточных дуг; наконец, с активными фронтальной и тыловыми дугами — Идзу-Бонинская и Восточно-Индонезийская системы. Этим, однако, не исчерпывается многообразие островодужных окраин.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

НОВЕЙШИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ФОРМАЦИИ) В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

ГЛАВА 3

УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ НА ПАССИВНЫХ ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ

В седиментологическом отношении зона перехода от континента к океану представляет собой область смешения гетерогенного материала: терригенного (поступающего с континента), биогенного (производимого в океане) и вулканогенного (извергаемого из недр Земли). Климатические факторы, прежде всего широтное распределение тепла и солнечной радиации, эффективно регулируют состав и объемы вещества, высвобождающегося при эрозии внутренних и приокеанических районов континента [14]. Они во многом определяют и минеральную природу форменных элементов организмов, живущих в фотическом слое водной толщи и на дне подводной окраины материка. С тектоническим режимом связано поступление вещества из третьего по важности источника — недр Земли, а также распределение объемов терригенного материала, выносимого из внутренних районов континента. Тектонические процессы, контролировавшие рельеф земной поверхности в зонах перехода различного типа, во все времена играли роль того переменного, который во много раз усиливал или ослаблял действие климатических факторов.

Наложение различных тектонических тенденций на широтную климатическую зональность (в той или иной степени искаженную влиянием циркуляционных факторов и главным образом действием поверхностных и придонных океанических течений) порождает сложную, иногда мозаичную картину размещения осадков в зонах перехода от континента к океану. На пассивных, атлантических и индоокеанских окраинах, рассмотрению которых посвящена данная глава, состав осадков обусловлен накоплением вещества, приносимого с континента и рожденного в водной толще океана.

Как упоминалось выше (см. главу 1), выделяются несколько разновидностей переходных зон пассивного типа: 1) молодые эпирифтовые окраины, 2) окраины континентальных рифтов или авлакогенов, 3) окраины эпиплатформенных орогенных поясов, 4) слабо активизированных (пенепленизированных) участков кратонов, 5) расщепленные окраины. По существу, все это — различные тектонические состояния одной и той же зоны перехода рифтового происхождения, отличающиеся знаком и амплитудой вертикальных

тектонических движений, прежде всего в пределах континентальной ступени. Рассмотрим наиболее распространенные типы окраин, которые относят к разряду «зрелых» окраин, т. е. зародившихся в мезозое или раннем кайнозое.

Окраины слабо активизированных (пенепленизированных) областей кратона

Равновесному состоянию зоны перехода атлантического типа отвечают окраины пенепленизированных, не подвергшихся значительной тектонической активизации областей древних кратонов. Ритм погружения краевых частей континента определяется в данном случае остыванием и опусканием океанической коры в смежных районах океана. К настоящему времени, когда в периферийных частях Северной и Южной Атлантики этот процесс в основном уже завершился, скорости опускания атлантического края Северной Америки, являющего собой пример наиболее изученной окраины пенепленизированного кратона, весьма незначительны и составляют по данным, приведенным У. Питманом в 1979 г., 2 см/тыс. лет. Поэтому проксимальные участки этой окраины являются скорее зонами денудации и переотложения, чем районами активной аккумуляции осадков. Несмотря на большую ширину шельфа (150—250 км), в седиментологическом отношении — это малоактивная зона, занятая в основном реликтовыми отложениями (до 80 % площади).

Аккумуляция же современных осадков приурочена к зоне «борьбы суши и моря», и главным образом к глубоководным частям окраины: нижней половине материкового склона и подножию. Это области лавинной седиментации, где скорости накопления осадочного материала превышают 100 единиц Бубнова, иначе 100 Б [15]. Значительная ширина шельфа при исключительно малых уклонах поверхности дна (всего 0,6 м/км) является причиной того, что любое даже не очень большое повышение уровня океана отражается существенным продвижением моря, которое захватывает прилегающие к шельфу участки прибрежной равнины. Напротив, падение уровня сопровождается резким сокращением площади шельфовой зоны. Соответственно, в периоды трансгрессий наибольшую важность приобретают процессы, происходящие в прибрежной части шельфа, в периоды регрессий — процессы континентального и подводно-склонового осадконакопления.

Прибрежная равнина. Рельеф прибрежной равнины на слабо активизированных окраинах кратонов создан недавними геологическими процессами, среди которых важнейшими были материковые оледенения и трансгрессии моря. Приатлантическая равнина США и Канады почти на всем протяжении, как показал в 1978 г. Ч. Картер, сложена терригенными глинисто-песчаными отложениями — комплексами древних дельт, баров, дюн, пляжевых зон, а также реликтами конечных и промежуточных морен. Все

вместе они создают холмистый ландшафт, расчлененный неширокими речными долинами. В районах, подвергшихся оледенению, первичная основа трансформирована движениями ледников, а в аридных зонах — действием ветра. Роль того или иного геологического агента, действующего на суше, эффективно регулируется климатом, поэтому в различных широтах преобладают специфические для данного климатического пояса условия. В целом же здесь выделяются несколько макрофаций (в понимании П. П. Тимофеева, 1969 г.), иначе говоря, объединенных в одной ландшафтной зоне обстановок, в которых реализуются взаимосвязанные процессы накопления осадков.

Следует отметить, что ссадки прибрежных равнин на пассивных окраинах материков редко захороняются. Основная масса материала, высвобождающегося при эрозии внутренних областей континента, выносится за пределы прибрежных равнин и оседает в других, прибрежно-морских условиях. Здесь формируются уникальные комплексы приливно-отливных отложений, не получившие широкого распространения на окраинах других типов.

Приливно-отливные равнины. Перераспределение под действием волн и течений находящегося на шельфе песчаного материала приводит к образованию крупных аккумулятивных тел — береговых баров. Это косы или острова, вытянувшиеся на несколько десятков километров вдоль побережья и сложенные слабоуплотненным песчаным и галечным материалом. В центре находится вал, непреодолимый для обычных штормовых волн. Склоны и гребень вала сложены грубозернистыми осадками штормового генезиса.

Обширные пространства между барами и собственно побережьем превратились в затопляемую приливами равнину. Морские воды проникают через проходы, имеющиеся между отдельными барами. Далее они распространяются по сложной системе приливных русел, которые в глубине все более дробятся и сужаются. Там где уклоны дна совершенно ничтожны, например, на побережье Мексиканского залива, приливные низины расширяются до размеров лагуны. Примерами таких лагун являются зал. Тимбалье, лагуна Мадре и др. Центральная часть такой лагуны окаймлена со всех сторон соляными маршами — площадками, заливаемыми приливом, но осушающимися в отлив. Различают низкие (1 м над средним уровнем моря) и высокие (2 м и более в зависимости от высоты обычного прилива) марши. Первые заливаются водой в обычные приливы, вторые — значительно реже, в так называемые сизигийные, или паводковые, приливы.

На приливно-отливных равнинах атлантического побережья США соляные марши получили весьма широкое распространение. В умеренных и субтропических широтах они густо заселены высшей травянистой растительностью — галофитами, отличающимися по видовому составу на низких и высоких маршах. В субтропических и тропических широтах травяная растительность частично или полностью вытесняется манграми. В аридных зонах соляные

марши зачастую лишены растительности, либо заселены бурными водорослями, способными переживать относительно длительные периоды осушки.

К обстановкам, типичным для приливно-отливных равнин, можно отнести следующие: 1) приливные русла и протоки, 2) прирусловые валы, 3) участки лагунной сублиторали, 4) низкие соляные марши, 5) высокие соляные марши, 6) обращенную к приливной равнине часть берегового бара. Отдельно следует рассматривать обстановки в небольших эстуариях и так называемых отливных дельтах -- устьях крупных русел -- каналов, где бурное отливное течение, смешиваясь с морскими водами, теряет скорость, что приводит к осаждению выносимого им материала.

Площадь, занимаемая приливно-отливными площадками и огражденными береговыми барами лагунами, относительно невелика по сравнению с площадью шельфа или прибрежной равнины. Однако именно в этой узкой полосе (3—4, реже 8—10 км) при отсутствии дельт весьма активны процессы накопления осадков. Так, на соляных маршах штатов Джорджия, Луизиана и Техас скорость аккумуляции осадков согласно радиологическим измерениям, выполненным в 1978 г. Р. Делоне, У. Патрик и Р. Бариш, в настоящее время составляет 0,5—1,3 см/год.

Открытая часть шельфа. Условия, существующие в открытой части шельфа, менее благоприятны для аккумуляции осадочных образований. Основным фактором, контролирующим перемещение материала, здесь является волнение. Особенно велико значение волновых процессов в умеренных широтах. В соответствии с рядом морфологических особенностей: глубиной, уклонами и рельефом дна, различают прибрежную часть шельфа (от берега до глубины 60—80 м), срединную шельфовую равнину -- обширную выработанную морем площадку с ничтожными уклонами ложа (глубина от 60—80 до 120—130 м) и, наконец, внешний шельф, отличающийся постепенно возрастающими уклонами дна и простирающийся до перегиба континентальной отмели в склоп (180—200 м).

Как уже говорилось выше, значительная часть шельфа в рассматриваемых районах остается областью распространения реликтовых или остаточных осадков. В последнем случае речь идет об образованиях, из которых был вымыт материал тонкой и средней размерности. Остаточные осадки, обычно крупный песок и гравий, концентрируются, как показали в 1978 г. Д. Свифт и Г. Фриленд, в небольших выемках и ложбинах эрозионного происхождения. Пески формируют поля подводных дюн -- валов высотой более 10 м и длиной в несколько десятков километров. Их взаиморасположение обусловлено интерференцией подходящих к побережью волн и отливных (разрывных) течений. Расстояние между отдельными валами и их ширина колеблется от 15 до 50 м. Конфигурация этих подводных аккумулятивных форм претерпевает частые изменения. По мере повышения или понижения уровня океана подводные песчаные валы перемещаются относительно кромки шель-

фа. Судя по распространению песчаного материала различной крупности, их обращенный к побережью склон, согласно исследованиям Д. Свифта и М. Филда в 1981 г., подвержен эрозии, тогда как склон, обращенный к океану, является аккумулятивным.

Срединная шельфовая равнина остается областью исключительно вялой седиментации, где на огромных пространствах выдерживаются однообразные и в целом неблагоприятные для захоронения тонкого осадочного материала условия.

Более активной в седиментологическом отношении зоной является внешняя часть шельфа. Это связано с ослаблением действия основных гидродинамических факторов: волн и зыби. Немаловажное значение имеет повышение биопродуктивности поверхностных вод над этой частью континентальной отмели, обусловленное подъемом глубинных вод или, иначе, апвеллингом, который в той или иной мере происходит вдоль большинства материковых склонов. На современных окраинах кратонов, сгруппированных по западному контуру Атлантики и Индийского океана, он особенно активен в районах циклонических круговоротов, в сфере действия которых находится атлантическая окраина Канады и частично США.

У края шельфа повышается также активность поверхностных и придонных течений. Поэтому поступающие из прибрежной зоны тонкие частицы не фиксируются в осадках. Основу по-прежнему составляет песчаный материал. Здесь он обогащается форменными элементами бентоса и планктона, а также аутигенными компонентами, в чем проявляется влияние апвеллинга. Состав осадков меняется не столько по профилю через эту часть шельфа, сколько при переходе из высоких широт в низкие [37], будучи выдержанным на огромных площадях.

Материковый склон и его подножие. Совершенно иные процессы доминируют на материковом склоне подводных окраин континентов. Если на шельфе основную роль играют гидродинамические факторы, то на склоне и его подножии процессы осадконакопления в значительной мере определяются единственным фактором — гравитационным. С ним связан целый ряд разнообразных по масштабу и характеру явлений, начиная с подводных обвалов — камнепадов и срывов крупных блоков пород и кончая образованием огромных оползней и разнообразных потоков вещества как ламнарных, так и турбулентных.

Изучение процессов переноса материала вниз по материковому склону только еще начинается. Важнейшим событием, совершившим подлинный переворот в представлениях о седиментогенезе в приконтинентальной зоне океана (а также в абиссальных районах вокруг подводных гор и поднятий), было открытие Ф. Кюененом в 1950 г. турбидитов — отложений мутьевых турбулентных потоков. Важный вклад в познание этих специфических образований принадлежит А. Боума, впервые в 1964 г. описавшему полную последовательность слоев в элементарном циклите турбидитов. Однако открытие последних надолго вытеснило из поля зрения геологов другие образования, связанные с действием различных подводно-

склоновых потоков вещества. Спектр же этих отложений оказался чрезвычайно велик и разнообразен. Лишь благодаря появлению многоканальной техники сейсмоакустических исследований с использованием источников 3,5—12 кГц и проведению детальной сейсмоакустической съемки различных частей материковых склонов с одновременным отбором колонок осадков ударными трубками и другими приборами удалось выявить широчайшее распространение таких образований, как оползни, стекшие массы осадков и др.

В настоящее время номенклатура подобных подводно-склоновых отложений находится еще в стадии разработки. Отсутствует и общепринятая терминология. На путаницу в понимании таких терминов, как дебрис-флоу, грейн-флоу и другие, указывали многие исследователи, в частности Т. Нардин и др. [39], которым принадлежит наиболее логичная классификация гравитационных подводно-склоновых процессов и отложений, с ними связанных. Указанные авторы выделяют три важнейших типа образований, генезис которых определяется гравитационным перемещением осадочных масс вниз по материковому склону.

В первом типе ими выделяются различные оползни — слайды, среди которых различаются блоки, перемещенные вниз по склону без нарушения непрерывности слоев (наличие непрерывных отражательных площадок на сейсмоакустических профилях) — гляйде и с различными деформациями, указывающими на разворот толщи, нарушения сплошности слоев, частичное или полное смятие и перемешивание осадков — сламс.

Наиболее многообразен тип потоков в различной степени разжиженного осадочного материала. В качестве общего для них названия предложен термин масс-флоу. В этот тип входят потоки обломков — дебрис-флоу, зерновые потоки — грейн-флоу, потоки тонкого илистого материала — мад-флоу и др. В отечественной литературе подобные потоки и связанные с ними отложения впервые были описаны в 1978 г. И. В. Хворовой, а в последнее время А. П. Лисицыным [15]. В связи с этим в данной работе нет необходимости приводить подробную характеристику каждого типа упомянутых гравитационных течений. Отметим только, что под дебрис-флоу подразумеваются ламинарные потоки высокой плотности, обусловленные стеканием разжиженных глинистых илов, увлекающих вместе с собой разнообразные, в том числе и очень крупные обломки пород. Общим названием для потоков, несущих обломки пород, и потоков илистого материала, лишенных таковых, иначе мад-флоу, является сларри-флоу или пастообразные потоки осадочного материала.

Не меньшим распространением на окраинах материков характеризуются так называемые грейн-флоу, иначе зерновые потоки. Это слабо турбулентные или ламинарные потоки вещества, плотность которых весьма высока, хотя и ниже плотности пастообразных потоков. В соответствии с размерностью частиц, переносимых подобными подводными течениями, различаются санд-флоу или по-

токи песчаных частиц и сilt-флоу или потоки алевритовых частиц. Т. Нардин и др. [39] выделяют также флюндизайд-флоу. Однако четкого определения этим подводно-склоновым течениям до сих пор не дано. Полагают, что это потоки обводненных, чаще кластических осадков, занимающие промежуточное положение между зерновыми потоками и турбидитными течениями.

В особый тип выделены турбулентные мутьевые потоки, отличающиеся также довольно высокой плотностью, хотя и уступающие в этом отношении зерновым и пастообразным потокам. Эти гравитационные течения играют чрезвычайно большую роль в переносе осадочного материала на большие расстояния, до нескольких сотен и даже тысяч километров (Бенгальский и Индский подводные конусы выноса). Отложения этих мутьевых течений или турбидиты занимают исключительно важное место в разрезах глубоководных континентально-окраинных отложений. Они в основном сложены гигантские и малые конусы выноса, так называемые фэны, обнаруженные в пределах подножия большинства материковых окраин.

Описанные выше процессы перемещения осадочного материала вниз вдоль материковых склонов на подножие в основном и определяют процессы седиментации в этой зоне. Активность и широкое распространение этих процессов настолько велики, особенно в периоды понижения уровня Мирового океана, что дали основание А. П. Лисицыну выделить ее в качестве одной из глобальных зон лавинной седиментации. Осадконакопление в нижней части материкового склона и на его подножии является лавинным не только в смысле скоростей аккумуляции осадков в этих зонах. Многие гравитационные течения в прямом смысле представляют собой подводные лавины,двигающиеся с большой скоростью. Это прежде всего мутьевые турбидитные и зерновые потоки. Так, перемещение огромных масс песчаного материала, вызванного землетрясением в районе Ньюфаундлендской банки, привело к порыву густой сети подводных кабелей. Анализ времени нарушения связи по различным кабельным линиям, отстоявшим друг от друга на несколько километров, позволил в 1966 г. Ф. Шепарду и Л. Диллу рассчитать скорость движения этого зернового потока. Она, как оказалось, достигала 28 км/час.

Важно отметить, что гравитационные явления одного типа порождают другие явления либо протекают совместно. Так, описаны случаи, например К. Хсю на Цюрихском озере, когда вслед за оползанием значительных масс осадков зарождались мутьевые течения, а срыв огромных блоков пород сопровождался возникновением потоков обломков или дэбрис-флоу.

Широкое развитие гравитационных процессов характерно для большинства материковых окраин. С верхней половиной, более крутой и разнородной в морфологическом отношении, связано большинство оползней. Здесь же зарождаются многие гравитационные потоки. В связи с этим верхняя часть склона является областью преимущественной эрозии. Сами же оползни и массы осадков,

перемещенные гравитационными потоками, концентрируются в нижней части склона и на подножии. Наиболее яркими свидетельствами подводной денудации материкового склона служат ложбины и каньоны, которыми изобилуют окраины пенепленизированных участков кратона, в особенности же это относится к атлантической окраине США.

Как считает большинство исследователей, активное развитие современных каньонов было связано с периодами падения уровня океана в плейстоцене. Береговая линия в эпохи оледенений значительно приближалась к кромке шельфа, поэтому материал, выносимый реками и приливно-отливными течениями, поступал непосредственно на склон и эродировал его поверхность, в результате чего образовались промоины и каньоны. Голоценовая трансгрессия моря привела к тому, что каньоны на пассивных окраинах потеряли непосредственную связь с питавшими их источниками и постепенно утратили активность. Однако в позднем плейстоцене они представляли эффективную систему транспортных артерий, по которым большая часть осадочного материала, выносимого на шельф, в конечном итоге сбрасывалась в глубоководные районы окраины.

Помимо потоков высокой плотности над материковыми окраинами, в том числе и над склонами, действуют низкоплотностные суспензионные течения. Это прежде всего перенос материала в так называемых нефелоидных слоях или горизонтах воды повышенной мутности. Осаждение частиц из нефелоидных слоев происходит по закону Стокса. Поток взвеси, образующий самый насыщенный, придонный нефелоидный слой, распространяется вниз по ложбинам и каньонам, что приводит к формированию так называемых гемипелагических осадков не только во всей обширной зоне склона, но и в пределах глубоководных конусов выноса. В периоды высокого стояния уровня океана подобным образом происходит разнос большей части тонкой взвеси, поступающей с континента. Скорости накопления производных от этой взвеси однородных гемипелагических осадков, лишенных градиционной и другой слойчатости, подчас не уступают скоростям аккумуляции гравитационных образований в периоды низкого стояния океана. Так, определение возраста осадков на нескольких участках материкового склона атлантической окраины США, проведенное в 1979 г. Л. Дойлем, О. Пилки и К. Ву, показало, что верхняя часть разреза здесь сложена гемипелагическими нормально-осадочными илами, скорости накопления которых за последние несколько тысяч лет были довольно высокими — 22 см/1000 лет. Особенно активное накопление гемипелагических илов происходило в каньонах и промоинах, многие из которых в настоящее время заилены. Это связано с меньшими уклонами дна в каньонах по сравнению с прилегающими участками склона, благодаря чему здесь легче улавливаются тонкие осадки.

Нижняя часть материкового склона представляет собой зону, в которой концентрируются многочисленные оползни, зародившиеся у перегиба шельфа в склон. Как правило, это относительно не-

большие массы оползших осадков, не утративших первичной структуры. На сейсмоакустических профилях в таких комплексах прослеживаются отражательные площадки, сплошность которых почти не нарушена. Эти оползни образуют на глубинах 1800—2500 м своего рода оползневой фронт — пояс распространения перемещенных масс осадков. Однако некоторые уступы, возникшие в результате отрыва и оползания крупных осадочных тел, протягиваются на десятки километров. Так, к северу от Блейк-Багамского хребта на глубине 2400 м прослеживается уступ оползневого происхождения протяженностью до 50 км. Другой уступ обнаружен на глубине 800 м и тянется на 10 км [29]. Под уступами помимо осыпи древних пород обнаруживаются стекшие массы осадков, перемещение которых было вызвано движением оползня. Для некоторых участков в нижней части склона характерен грядовый рельеф, в западинах которого накапливаются тонкозернистые осадки, состав которых определяется главным образом взвесью, опускающейся из толщи воды.

Благодаря появлению сейсмических методов высокой степени разрешения, базирующихся на использовании источников 3,5—12 кГц, стало возможным картирование зон распространения подводных оползней и отложений различных потоков вещества. Выяснилось, что 40 % площади материкового склона (в нижней его части) на атлантической окраине США занято различными гравитационными образованиями. Площадь отдельных зон сплошного распространения этих последних достигает 11 000 км². Г. Карпентер в 1981 г. предположил, что зарождение многих оползней связано с выделением из осадков газогидратов.

Прилегающая к склону часть материкового подножия в современную эпоху является областью аккумуляции в основном гемипелагических илов (местами осадков придонных контурных течений), под плащом которых обнаруживаются массы более древних оползших или отложенных подводными потоками осадков. Так, к югу от Балтиморского каньона на подножии оконтурены несколько языков (5—10 км шириной) акустически прозрачных линз осадков, опускающихся на глубину 4300—5100 м. Полагают, что эти языки отложены потоками обломков, зародившимися в нижней части склона при движении оползней в зоне развития гемипелагических неуплотненных илов. Таким образом, это были вторичные потоки, инициированные процессами, протекавшими на склоне. В настоящее время для подножия особенно характерны погребенные оползни и отложения подводных гравитационных течений с возрастом 11—35 тыс. лет. Они участвуют в сложении верхней 50-метровой толщи осадков.

Наиболее примечательной особенностью материкового подножия являются подводные конусы выноса, сформировавшиеся близ устьев крупных каньонов. Хотя по каньонам проходят различные гравитационные потоки и отмечено также движение оползней, основным фактором, ответственным за формирование глубоководных конусов выноса, считают мутьевые турбидитные течения. Полага-

ют, что массивные песчаные отложения, характерные для верхней и средней частей конуса, в частности крупных распределительных русел и прирусловых валов, отложены, видимо, зерновыми потоками (грейн-флоу) и суспензионными потоками низкой плотности. Межрусловые участки и нижняя выровненная часть конуса сформированы типичными турбидитами. Тончайшая, отчетливо выраженная слойчатость, характерная для отложений нижнего конуса, заставляет предполагать распространение кластического материала в виде ковра частиц [31]. Впрочем, тончайшая слойчатость в отложениях нижней части конусов выноса на материковом подножии атлантической окраины США нередко вызвана переслаиванием турбидитов с другими, по-своему уникальными образованиями: отложениями придонных контурных течений, активно действовавших в западной части Атлантики начиная с олигоцена.

Менее изучены процессы осадконакопления на участках подножия, удаленных от устьев каньонов. Здесь роль типичных турбидитов резко снижается и на первый план выступают оползни и отложения потоков обломков. В настоящее время классические мутьевые течения зарождаются довольно редко. Среди возникающих время от времени подводных лавин преобладают зерновые потоки. Они зарождаются, вероятно, после того как перемещенные к краю шельфа песчаные наносы достигают значительного объема в прибортовых и головной частях каньонов и крупных промонн. Наиболее известным случаем подобного масс-флоу был сход осадков, главным образом песков, с Большой Багамской банки, вызванный землетрясением 19 ноября 1929 г.

Роль контуритов в сложении осадочного чехла на материковом подножии окраин кратонов — осадков придонных контурных течений — до конца еще не выяснена. Медленные, но устойчивые во времени придонные течения, как показали в 1971 г. Б. Хизен и Дж. Холлистер, перемещают в направлении к экватору материал, первоначально отложенный на склонах и подножии в высоких широтах. В местах, где скорость течения ослабевает, оседают песчаные частицы, слагающие гряды и отдельные поднятия, поверхность которых изобилует знаками ряби. В зонах взаимодействия придонного течения с вышележащей водной массой, движение которой обычно направлено в противоположном направлении с более низкими скоростями, обнаруживаются крупные подводные дюны. По периферии основных струй течения отлагаются алевриты и пелитовые, в основном глинистые или карбонатно-глинистые осадки. Прежде чем быть погребенными под плащом более молодых образований, контуриты неоднократно перемывались и переотлагались. В результате местами сформировались серии тонкослойных прекрасно отсортированных (до состояния природного шлиха) отложений. Накоплению контурных осадков в глубоководных районах окраины псепленизированных областей кратона способствовала довольно низкая скорость поставки материала из приконтинентальных районов в периоды крупных морских трансгрессий (повышения уровня океана). На других окраинах роль контуритов значи-

тельно ниже, так как материал, приносимый течениями, часто разубоживается веществом, поступавшим из местных источников.

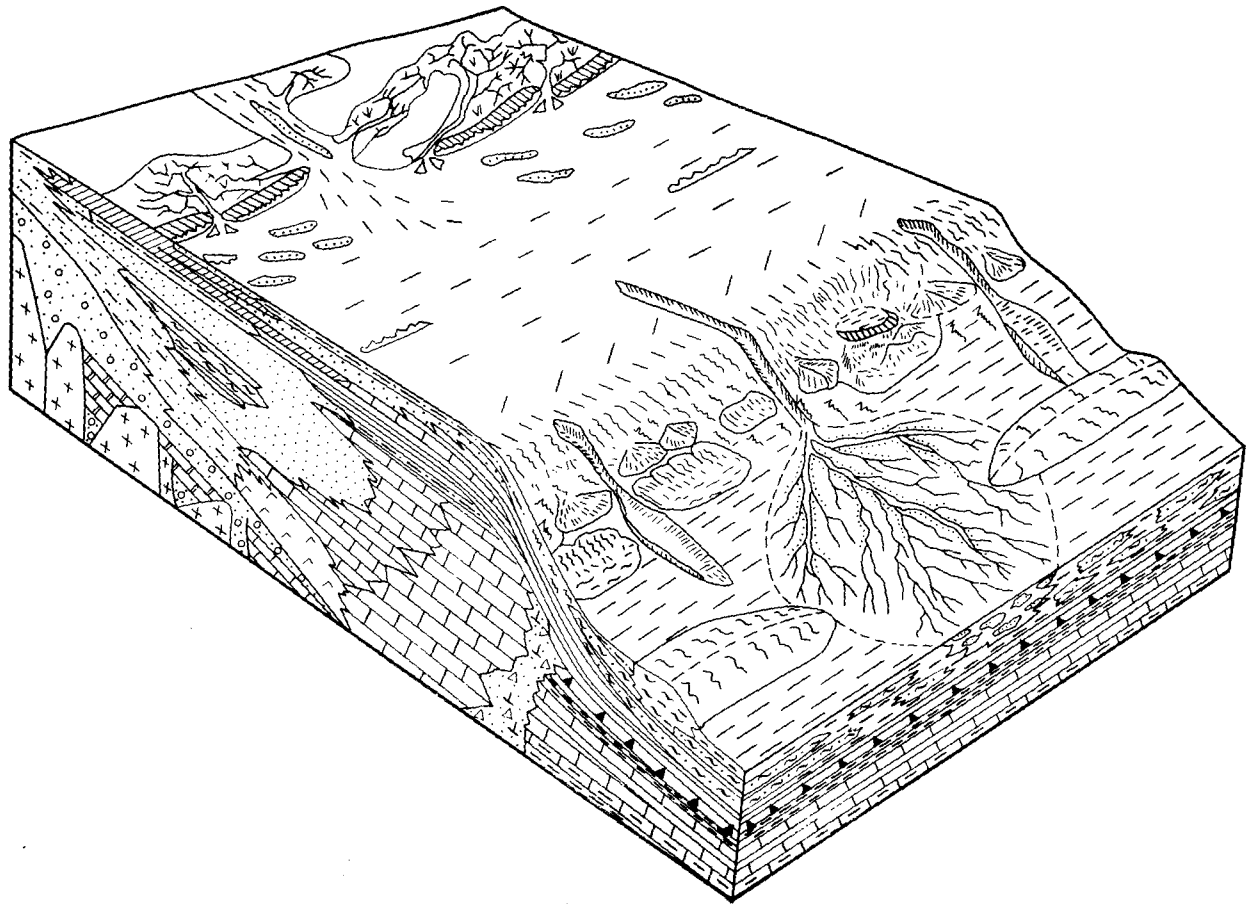
Из сказанного можно сделать вывод, что седиментация в пределах материкового склона весьма активна в периоды высокого стояния уровня океана, главным образом за счет осаждения гемипелагических нормально-осадочных илов. В периоды же понижения уровня океанских вод максимум осадконакопления смещается в его нижнюю часть и на подножие, что обусловлено как поставкой материала непосредственно с шельфа, так и гравитационным перемещением осадочных масс, накопленных к этому моменту на самом склоне.

Обстановки формирования осадков в различных частях окраин кратонов показаны на рис. 10. Многие из них характерны не только для окраин данного типа, но встречаются повсеместно в зонах перехода от континента к океану. Другие типичны исключительно для окраин пенепленизированных областей кратона. К последним могут быть причислены прежде всего осадки приливно-отливных равнин, огражденных береговыми барями, и в известной степени отложения контурных геострофических течений. Две зоны лавинной седиментации (одна связана с приливно-отливными обстановками, другая с материковым склоном и подножием) разделены здесь обширной областью неотложения или слабого накопления осадков (большая часть открытого шельфа). В периоды понижения уровня океана эти зоны почти смыкаются вследствие перемещения береговой линии к кромке шельфа. Областью неотложения и эрозии в это время становится материковый склон, его верхняя половина. Однако из-за размыва, которому подвергаются комплексы приливно-отливных осадков, основным депоцентром осадочного материала на описываемых окраинах являются ее глубоководные районы: нижняя часть материкового склона и его подножие.

Окраины слабо активизированных областей кратона

Состав осадков, формирующихся на окраинах слабо активизированных областей кратонов, или, иначе говоря, платформенных пенепленов, в значительной степени определяется широтными климатическими факторами. Наиболее ярко значение последних проявляется в прибрежно-морских обстановках, прежде всего в обстановках отшнурованных барями лагун и приливно-отливных площадок. При переходе из высоких широт в низкие здесь коренным образом меняется облик и состав образований, аккумуляция которых происходит фактически в идентичных фациальных (ландшафтных) обстановках.

Как было отмечено выше, в приливных руслах и ограждающих валах обычно отлагается наиболее грубый материал. В умеренных и высоких широтах — это песок и гравий, тогда как в низких широтах — ракуша, карбонатные биоморфно-детритусовые, пеллетовые и оолитовые осадки песчаной, гравийной или более крупной размерности. С участками, остающимися затопленными в период



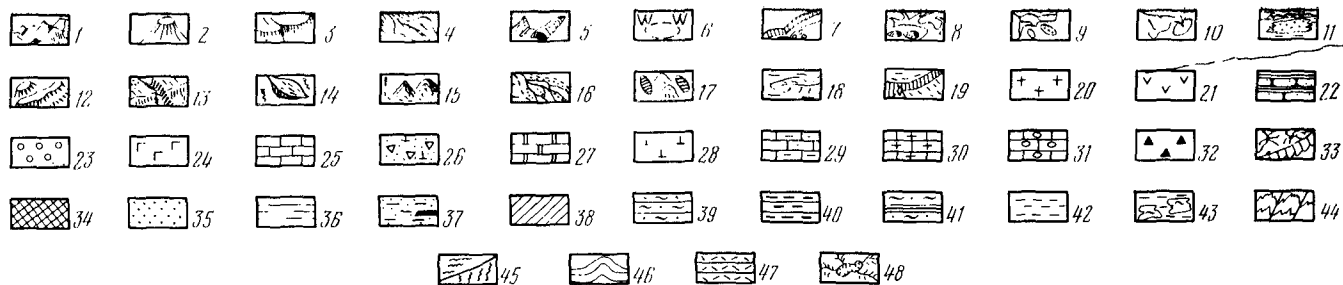


Рис. 10. Блок-диаграмма атлантической окраины США в районе банки Джорджес (окраина слабо активизированного кратона)

Условные обозначения также и к рис. 13, 15, 26, 28, 37, 41, 45 и 46

Надводная часть окраины (1—10): 1 — горные сооружения в тылу материковой окраины, 2 — конусы действующих вулканов, 3 — склоны прибрежных эпифиговых поднятий, 4 — проluvальные конусы выноса, 5 — дюны, барханы, поля дюн, 6 — болота и пересыхающие озера (плайя), 7 — береговые уступы, мысы, пляжи, 8 — комплексы баров и приливо-отливных равнин, 9 — дельта, аванделта реки и подводные песчаные гряды, 10 — дельты пересыхающих водных потоков (вади) и водорослево-коралловые постройки на открытом шельфе аридных зон. Подводная часть окраины материка (11—19): 11 — выходы коренных пород и реликтовые моря на шельфе, 12 — барьерные рифы, 13 — уступ материкового склона и долины подводных каньонов, 14 — перемещенные массы осадков (отложения потоков обломков и илстых потоков), 15 — мелкие оподзны, подводный делювий, 16 — глубоководные конусы выноса (фаня) на материковом подножии, 17 — глубоководные впадины с вулканическими конусами и рассольными ямами (Красное море), 18 — валы и гряды, сложенные осадками контурных течений, 19 — центральная рифтовая долина и склоны срединно-океанического поднятия. Осадочные и вулканогенные образования в разрезах материковых окраин (20—44): 20 — породы кристаллического фундамента (континентальная кора), 21 — базальты океанического ложа, 22 — древние континентальные отложения платформенного чехла, 23 — красноцветные терригенные (моцассонидные) образования, 24 — соленосные отложения (эванориты), 25 — известняки (в том числе рифовые), 26 — брекчированные карбонатные отложения материкового склона, 27 — доломиты, 28 — гемивалягические карбонатные илы, 29 — глинистые известняки, 30 — окремненные известняки, 31 — известняки с конкрециями фосфоритов, 32 — горизонты кремней, 33 — вдольбереговые бары, ограждающие приливо-отливные площадки, 34 — элювиальные покровы (коры выветривания), 35 — терригенные шельфовые пески, 36 — глины и аргиллиты, 37 — отложения прибрежной равнины (с горизонтами лигнитов и углей), 38 — приливо-отливные отложения, 39 — отложения контурных геострафических течений, 40 — гемипелагические глины или карбонатно-глинистые илы, 41 — комплексы дельтовых и подводно-дельтовых осадков, 42 — терригенные и терригенно-карбонатные углеродистые осадки («черные» глины), 43 — отложения мутовых течений (турбидиты), 44 — метаморфические породы докембрийского фундамента; 45 — мелкие подводные конусы выноса; 46 — складчатые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений на активных окраинах; 47 — пеплы и туфы; 48 — полуразрушенные вулканические постройки

отлива (так называемые ponds), связаны более тонкие осадки: глинистые илы в умеренном климате, пеллетовые карбонатные или карбонатно-глинистые илы — в семиаридном. Наконец, на соляных маршах, своего рода морских заливных лугах, накапливаются терригенные (терригенно-карбонатные) песчано-алевритовые либо глинисто-алевритовые илы, обогащенные органическим веществом или сидекахитами*. Концентрации $C_{орг}$ в маршевых осадках могут достигать 5–12% [26]. В северных районах атлантического побережья США под поверхностью современных маршей нередко залегают пласты торфа. Плейстоценовые торфяники маршевого происхождения были прослежены под современными осадками на ряде участков шельфа до глубин 50–60 м [26].

Маршевые осадки в районах распространения древних морен могут включать разнообразные компоненты, от глин до гравия, гальки и валунов. Типичными для высоких маршей осадками являются илистые пески. Песчаный материал заносится вместе с талыми водами, при ветровом разнесе, из нижних слоев осадка в результате деятельности илоседов, а в дальнейшем поступает в приливные русла, пересекающие марши. На низких маршах концентрируется более тонкий материал.

На окраинах кратона в аридной климатической зоне возникновение береговых баров и отшнурованных ими от моря лагун приводит к формированию еще более специфических осадков. Наиболее интересным примером является лагуна Куронг в Южной Австралии. От океана ее отделяет крупный береговой бар. Морские воды поступают в лагуну во время ветровых приливов по узкому протяженному каналу (проливу). Соленость воды в наиболее удаленных участках лагуны вследствие быстрого испарения воды достигает 60‰. Преобладающим типом современных осадков становится карбонатный пеллетовый ил, локально в высокой степени обогащенный органическим веществом (сидекахитами). Карбонатная часть в этих осадках представлена арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом. Не меньший интерес представляет осадконакопление в небольших пересыхающих озерах, расположенных в зоне заплесков и высоких приливов. Для большинства из них характерно формирование водорослевых подушек или матов. Как показали в 1975 г. К. Борх, Д. Локк и Д. Швельс, в озерах, которые пересыхают полностью в жаркие сезоны, происходит садка эвапоритов — доломита и магнезита. Однако самым замечательным образованием в лагуне Куронг является куронгит — углеродистый сапропелелевидный осадок.

Отложения открытого шельфа в умеренных широтах представлены терригенными, в основном реликтовыми песками, под которыми залегают алевритово-глинистые плейстоценовые илы [15]. Нередки отложения конечных морен, переработанные волнами и сохранившиеся в виде невысоких валов и гряд. Последние сложе-

* Термин, предложенный в 1975 г. Н. Б. Вассоевичем для обозначения органической, углеводородистой части осадков и пород.

ны крупным песком или раковинным детритом гравийной размерности. В низких широтах на срединной шельфовой равнине, например к югу от мыса Гаттерас (глубина 60—100 м), часто встречаются остатки карбонатных бичроков, оолитовые пески и кораллово-водорослевые биостромы четвертичного возраста (10—14 тыс. лет). Современный кластический материал, который достигает шельфа, либо перемешивается с реликтовым, либо накапливается в западинах рельефа.

В пределах внешнего шельфа (округ Делавэр) основным типом осадков становятся карбонатно-терригенные пески, обогащенные полевыми шпатами. Это также реликтовые пески, которые в районе Джорджес-банка содержат микроконкреции марганца. На материковом склоне пески сменяются алевритовыми или песчанстыми илами, содержащими по данным Л. Дойла и других исследователей, полученным в 1979 г., от 50 до 80 % алевритового материала. Илы, как правило, отличаются повышенными концентрациями S_{org} . Примесь частиц песчаной размерности не превышает 15 %, причем помимо кварца, полевых шпатов и глауконита в составе песчаной фракции значительную роль играют раковины планктонных фораминифер и микростяжения пирита. В разрезе колоннок осадков, поднятых в нижней части склона, встречаются мелкие (до 1 см) слойки и линзы песка, часто с градиционной слоистостью. В зонах распространения оползней эти пропластки нередко залегают под углом к общему напластованию. Описаны комочки более твердых и древних глин, беспорядочно рассеянных в тонкодисперсной массе [29]. Содержание $CaCO_3$ в осадках материкового склона к северу от мыса Гаттерас не превышает 10 %. Вниз по склону увеличивается содержание алевритовых (от 10 до 50 %) и глинистых (от 5 до 30 %) частиц. При этом роль алевритового материала сохраняется постоянной в осадках подножия, а содержание глинистых частиц возрастает. Основным типом осадков становится глинисто-алевритовый ил.

По мере продвижения в низкие широты в осадках склона увеличивается доля карбонатного материала. Типично гемипелагические образования в районе Уилмингтонского каньона представлены серовато-коричневыми илами с содержанием $CaCO_3$ около 30—50 %. Обычными в них являются следы жизнедеятельности илоедов. Более сложен состав переотложенных образований (осадки зерновых потоков и оползней), которые часто подстилают верхний (40 см) слой современных и голоценовых гемипелагических илов. Здесь много включений более древних литокластов (обломков), отличающихся более светлой окраской и высоким содержанием $CaCO_3$, до 70—80 % [29]. Включения чаще всего ориентированы параллельно напластованию. К югу от мыса Гаттерас в осадках материкового склона начинают преобладать частицы песчаной размерности (до 80 %).

Для подводных конусов выноса типичны обширные зоны распространения мощных пластов песка, кое-где перекрытых гемипелагическими илами. Состав этих образований определяется не

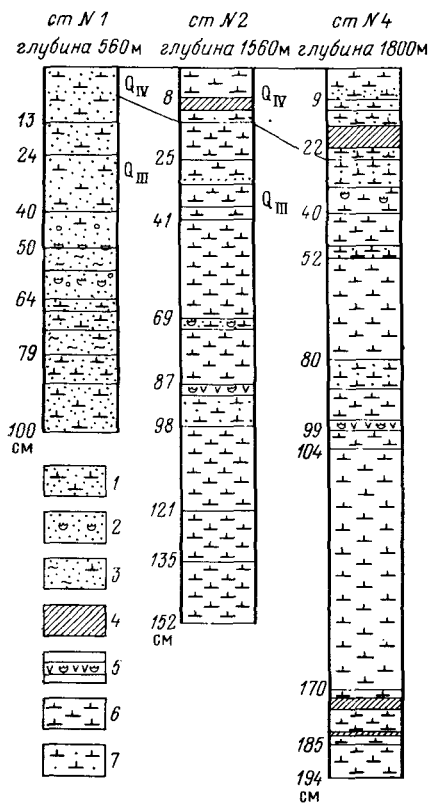


Рис. 11. Колонки осадков по профилю через ливийский участок окраины Африки в Ионическом море (ст. № 1 — 33° с. ш., 23° 31' в. д., ст. № 2 — 33° 09,5' с. ш., 23° в. д., ст. № 4 — 33° 31' с. ш., 23° 07' в. д.)

1 — сильно опесчаненный кокколито-фораминиферовый ил; 2 — карбонатный тонкозернистый песок с обломками птеропод; 3 — песчано-алевритовые, птероподово-фораминиферовые осадки; 4 — проluvальные осадки; 5 — иловые прослои с обломками раковин птеропод; 6 — пелитовый кокколитофоридовый ил; 7 — опесчаненный кокколитофоридовый ил

вые илы материкового склона — глинисто-алевритовые илы с прослоями и линзами песков и гравелистых песков (отложений различных гравитационных потоков) в нижней части склона и на его подножии — терригенные пески и алевриты в конусах выноса и терригенные же тонкослойчатые осадки контурных геострофических течений.

Таким образом, помимо осадков приливно-отливных равнин климатические факторы находят довольно четкое отражение в составе гемипелагических нормально-осадочных илов. В то же время

только тем материалом, которым сложены шельфовые осадки, но также веществом, высвобождавшимся при эрозии ложа и бортов каньонов при прохождении по ним суспензионных потоков. Значительную часть вещества в подобных потоках составляли частицы, мобилизованные непосредственно на склоне. Так, например, по данным Р. Эрлиха и М. Чина (1980), в составе терригенной части песков турбидита Блэк-Шелл из конуса Уилмингтонского каньона выделяются две популяции зерен: окатанный кварц шельфового происхождения и слабо окатанный кварц, пережитый из древних отложений, обнажающихся на склоне. В нижней, наиболее грубой части турбидитного цикла встречаются многочисленные обломки раковин обитавших на шельфе организмов. Раковины покрыты темной железистой пленкой, благодаря которой вмещающие отложения получили название Блэк-Шелл.

В общих чертах зональность в размещении осадков во внешней части слабо активизированной окраины кратона, находящейся в умеренных или субтропических широтах, может выглядеть следующим образом: терригенные с примесью карбонатного материала пески и алевриты внешнего шельфа — гемипелагические карбонатно-терригенные алевритовые

образования, связанные с действием зерновых и турбидитных потоков, вбирают в себя компоненты из осадков различного возраста и состава, т. е. в гораздо меньшей степени определяются влиянием климата. Состав подобных отложений обусловлен, видимо, масштабами и глубиной перемешивания современных и подстилающих наносов. Еще более слабые следы оставляет климат в контурных осадках, которые почти нацело могут быть представлены терригенными частицами, влекомыми течениями из высокоширотных районов.

В аридных зонах положение в значительной степени иное. Основным осадкообразующим элементом здесь выступает карбонатный детрит. На внешнем шельфе Африки в Ионическом море (ливийский участок) он накапливается в виде фораминиферовых опесчаненных алевритовых илов, обогащенных глаукоцитом и содержащих реликтовый материал в виде обломков водорослевых построек, реже оолитов. Терригенная часть обычно представлена эоловым кварцем. На материковом склоне господствуют гемипелагические осадки: карбонатные или глинисто-карбонатные фораминиферо-кокколитовые илы весьма однообразного облика и состава (рис. 11). Это алевритово-пелитовые осадки коричневого или бежевого цвета, неясно слоистые и слабо пятнистые, на отдельных уровнях обогащенные остатками итеропод. При высыхании обнаруживаются многочисленные следы переработки илоедами. Встречаются редкие слои (3—5 см) более крупного алевритово-песчаного материала, сложенные, как правило, раковинами фораминифер и другим карбонатным детритом. Их появление, видимо, связано с заносом шельфового материала. Вниз по склону размерность образующих осадок частиц снижается. Преобладает карбонатный микрит (частицы пелитовой размерности) с более однородной окраской. Несколько возрастает роль глинистого вещества. Однообразие разрезов нарушается присутствием прослоев зеленовато-серых пеллов, уплотненных, с комковатой текстурой, а также темно-серых до черного (во влажном состоянии) сапропелей. Во впадине, отделяющей склон Северной Африки от глубоководной части Ионического моря, учащаются слои белого карбонатного песка (2—3 см мощности), свидетельствующие о проявлении каких-то гравитационных процессов.

Окраины эпиплатформенных орогенных поясов

Среди окраин этого типа выделяются две разновидности: для одних характерна неширокая прибрежная равнина, другие же на большом протяжении лишены ее. К первому подтипу принадлежат относительно зрелые окраины, тектоническая активизация которых имела место достаточно давно и поэтому море и другие агенты выветривания уже успели выработать относительно ровную площадку перед фронтом отступившего в глубь суши орогенного поднятия. К таковым можно отнести некоторые окраины Западной, Юго-Западной и Восточной Африки, южной части Бразильского выступа, восточной окраины п-ова Индостан и др. Окраины с сильно

редуцированной прибрежной равниной обрамляют области относительно недавнего воздымания в районах плейстоценовых материковых оледенений: Скандинавский полуостров, отчасти Великобритания, Гренландия и др. Сюда же относятся зоны перехода в областях позднекайнозойского рифтогенеза, например окраина Южной Аравии в Аденском заливе.

В большинстве своем окраины эпиплатформенных орогенных сооружений и в настоящее время остаются районами, где проявляются дифференцированные тектонические движения: воздымание в приконтинентальной части зоны перехода и опускания в краевой зоне шельфа, на склоне и его подножии. Благодаря этому неширокая прибрежная равнина занимает несколько приподнятое положение и обрывается к морю уступом. Лишь в устьях рек или пересыхающих потоков (вади) образуются небольшие бухты или заливы, кое-где окруженные узкими приливно-отливными участками. Для районов активного поднятия характерны фьорды и шхеры (Скандинавский полуостров).

С прибрежными равнинами описываемых окраин связано формирование следующих макрофациальных комплексов: 1) делювиально-пролювиального, присклонового, 2) аллювиального, речных или пересыхающих потоков, 3) золотого, реликтовых и подвижных аккумулятивных форм, а также заболоченных или засоленных низин. Последние нередко соединяются с океаном узкими каналами, по которым во время приливов или в период действия нагонных ветров может проникать морская вода. У подножий орогенных сооружений в аридных поясах возникают дефляционные площадки — своего рода континентальные сабхи. В рассматриваемых зонах перехода преобладает эрозионный тип побережья. На отдельных участках море выработало относительно широкую полосу, осушаемую в отливы. В тропическом климате с нею часто связаны прибрежные мангровые болота. На эрозионных участках побережья в зоне литорали формируются разнообразные биокрики.

Для многих окраин эпиплатформенных сооружений характерны архипелаги небольших островов, отдельно стоящие скалы и многочисленные выходы коренных пород в прибрежной части шельфа. За пределами литорали и сублиторали, где измельчается материал, высвобождающийся из береговых уступов, значительные участки шельфа до глубин 50—30 м нередко лишены осадочного покрова. Там, где в прибрежной части шельфа происходит аккумуляция осадочного материала, он чаще всего представлен различными по составу песками. Чем уже шельф, тем обычно резче и быстрее осуществляется переход от терригенных песчаных напосов на небольших глубинах к более тонкозернистым осадкам внешнего шельфа. Крупные линзы однородных по составу терригенных кластических отложений, протягивающихся относительно узкой полосой через большую часть шельфа к материковому склону, приурочены к устьям рек или временных потоков. Они, например, описаны в 1974 г. В. И. Будановым и другими исследователями на окраине Восточной Африки (на широте г. Дурбан), а так-

же в 1977 г. Р. Матье на окраине Северо-Западной Африки (район г. Агадир).

На срединной шельфовой равнине, если таковая выделяется в рельефе шельфа, чаще всего распространены реликтовые образования, в том числе биогермные сооружения, поля оолитовых и псевдооолитовых песков, различные осадки с глауконитом. В умеренных и субтропических широтах часто формируются крупные песчаные тела: подводные валы и дюны, мигрирующие в определенном направлении. Такие песчаные «волны» были, в частности, обнаружены в 1978 г. Б. Флеммингом на шельфе Юго-Восточной Африки. Нередко срединную шельфовую равнину составляют крупные плато, в низких широтах карбонатные платформы, почти целиком лишенные современных осадков (плато Фифти-Фатом у малабарского побережья Индии или плато Аргэн на окраине Мавритании). Наиболее активной областью седиментации в пределах подводной части описываемых переходных зон обычно является внешняя часть шельфа, о чем свидетельствует как повсеместное развитие современных осадков, так и наличие крупных проградационных линз более древних отложений, которые наращивают край шельфа. Последние прекрасно выделяются на сейсмоакустических профилях через окраины Западной Африки, Южной Бразилии, Акваитании и др., составленных в 1974 г. В. Ренаром и Ж. Маклем, а для Южной Бразилии в 1979 г. Р. Файнштейном и Дж. Миллиманом. Проградационные комплексы обычно расположены на продолжении устьев небольших и крупных рек и формировались в периоды низкого стояния океана.

Окраины относительно молодых эпиплатформенных (эпирифтовых) орогенных сооружений являются единственными среди пассивных зон перехода, с которыми в настоящее время связано формирование крупных рифовых комплексов. Наиболее известный пример — Большой Барьерный риф, развивающийся во внешней части шельфа Австралии в Коралловом море. Мощность плейстоцен-голоценовых рифовых сооружений оценивается здесь по данным бурения от 120 до 150 м. Несомненно, что развитию рифов благоприятствовала тенденция к погружению края континента, характерная для эпирифтовых окраин на ранних стадиях их развития.

Как отмечалось в главе 1, материковый склон на окраинах эпиплатформенных орогенных поясов в верхней части обычно круче и расчленен сильнее в сравнении с аналогичной зоной на слабо активизированных окраинах кратона. На большинстве сейсмоакустических разрезов обычно видны крупные оползни и целые блоки древних пород, перемещенные вниз по склону [47]. На материковом склоне Скандинавского полуострова в Норвежском море недавно был обнаружен мощный оползневой фронт, протягивающийся сплошной полосой более чем на 100 км. Перепад высот в пределах одного оползня может достигать 1000 м при уклоне поверхности менее 1°. Полагают, что подобные оползни нередко являются следствием зарождения гигантских по масштабам пото-

ков разжиженных алевроитово-глинистых илов, первоначально отложенных в верхней половине материкового склона.

Относительную редкость крупных каньонов компенсируют (там, где склон не экранирован мощными оползневыми фронтами) многочисленные промоины и ложбины, играющие роль транспортных артерий. Как показывают наши исследования на материковых склонах и их подножии в Алжиро-Прованской впадине Средиземного моря, в большинстве своем принадлежащим окраинам орогенных эпиплатформенных сооружений (Алжир, Сардиния, Корсика, каталонский сектор Испании), здесь вместо крупных обособленных фэнов развиты целые системы наложенных друг на друга небольших подводных конусов выноса. Последние характеризуются разветвленными системами нешироких (0,2—0,4 км) и слабо выраженных в рельефе распределительных русел (превышение гребней валов над ложом отдельных русел не более 25—35 м), которые протягиваются в глубь абиссальной котловины на многие десятки — первые сотни километров. Все южные и восточные районы Алжиро-Прованского бассейна по существу покрыты такими конусами. Изучение колонок осадков показывает, что помимо классических турбидитов с градационной слойчатостью и чередованием горизонтально-слоистых песков и алевроитов (слои T_1 и T_2 по А. Боуму) в разрезах присутствуют прослои однородных алевроитовых илов (5—12 см мощности), прекрасно сортированных и рассыпающихся при высыхании. Эти прослои внедряются в нормальный турбидитовый цикл, встречаясь на разных его уровнях (рис. 12). Если распространение типичных турбидитов ограничено прилегающим к склону участком абиссали (100—150 км), то алевроитовые однородные илы прослеживаются от материкового склона Алжира до южной оконечности о-ва Сардиния и далее на север. Происхождение этих образований может быть связано с зерновыми потоками либо мутьевыми течениями, переносившими очень однородный материал. Алевроиты сильно обводнены в сравнении с подстилающими и покрывающими илами и при выдавливании из ударной трубы обычно растекаются. Последнее обстоятельство говорит в пользу быстрого, одномоментного в геологическом смысле их осаждения из потока обводненного однородного кластического матернала.

Несмотря на то что пути основных контурных течений лежат в стороне от современных окраин эпиплатформенных орогенных сооружений (исключение — окраины Юго-Восточной Бразилии и Юго-Восточной Африки), другие менее мощные придонные течения весьма активны в глубоководных частях этих окраин. В различных районах здесь обнаружены подводные гряды и валы, сложенные материалом, который транспортируется придонными течениями. Вместе с тем распространены и менее крупные аккумулятивные формы подводного рельефа — поднятия, которые образованы осадками, сцементированными газогидратами [47]. Они характерны для районов, где достаточно сильно проявляется эродирующее действие течений. Поэтому аккумуляция матернала на одних участках нередко сопровождается денудацией других участков дна. Об-

Рис. 12. Колонки осадков по профилю через подводную окраину Африки в Алжиро-Прованской впадине (по материалам 12-го рейса НИС «Академик Петровский», 1981 г.): ст. № 43 — 37° 12,1' с. ш., 5° 16,5' в. д., ст. № 44 — 38° 40' с. ш., 6° 14,2' в. д., ст. № 45 — 38° 45,6' с. ш., 7° 8,1' в. д.)

Условные обозначения см. рис. 9

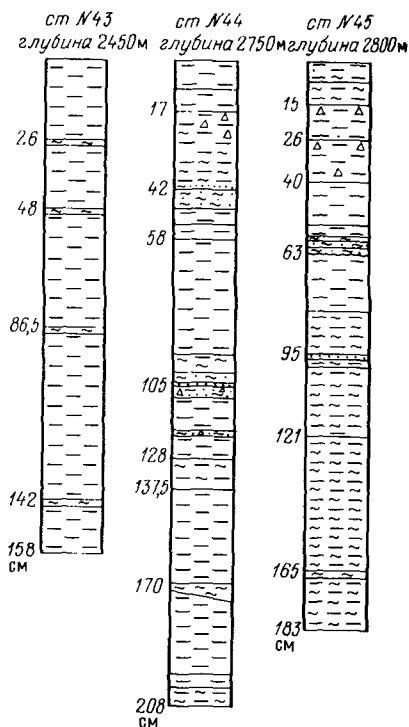
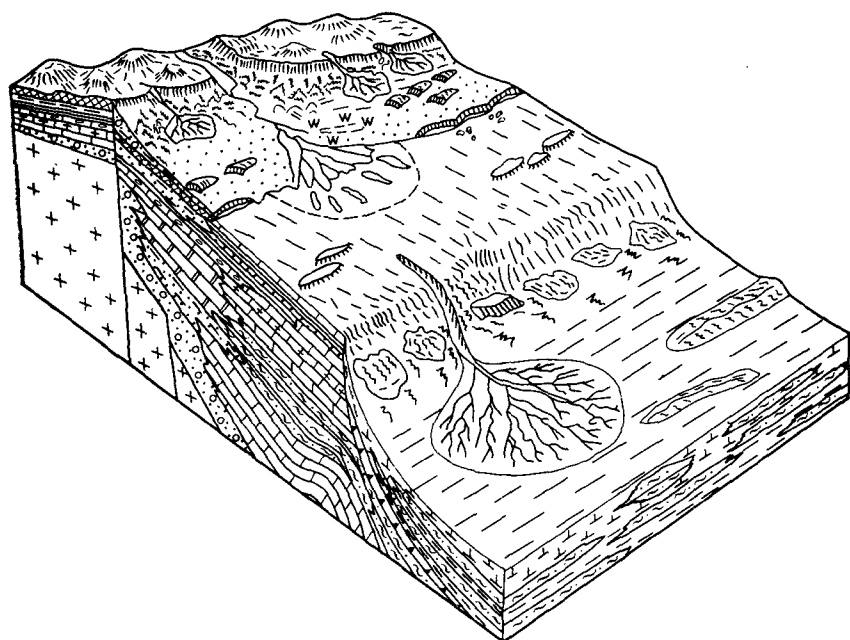


Рис. 13. Блок-диаграмма Атлантической окраины Северо-Западной Африки в районе бассейна Тар-Файя-Аюн (окраина эппициплатформенного орогенного сооружения)

Условные обозначения см. рис. 10



становки, типичные для окраин эпиплатформенных орогенных сооружений, показаны на рис. 13.

Осадки на окраинах эпиплатформенных орогенных поднятий

Хребты и высокие плато, расположенные в непосредственной близости от побережья, препятствуют на рассматриваемых окраинах выходу к океану крупных речных артерий. Обломочный материал здесь образуется главным образом в процессе береговой абразии и ветровой эрозии в горных районах. На узкой прибрежной равнине распространены эолианиты (отложения золотого генезиса) плейстоценового и неогенового возраста и современные дюны. Как показал в 1978 г. Эль Кабир Саади, в прибрежных районах Марокко широко развиты охристые и красные пески с прослоями железистых пизолитов, а в Западной Африке были обнаружены сильно измененные в процессе латеритного выветривания остатки мелководных неогеновых биогерм. Лишь в тропическом гумидном поясе горные ручьи и реки выносят значительное количество терригенной, главным образом глинистой взвеси. Накопление вещества биогенной природы в этих условиях почти везде успешно конкурирует с аккумуляцией терригенного материала.

В умеренных широтах с указанными зонами перехода связано формирование преимущественно терригенных осадков: крупнозернистых (пески и гравий) в прибрежной части шельфа и более тонких (алевритовые и алевритово-глинистые илы) близ внешнего края. Грубые осадки чаще всего являются реликтовыми или остаточными. Важную роль играют штормовые, пляжевые и баровые образования, подверженные неоднократному размыву и пересотложению. Во впадинах глубоко вдающихся в сушу заливов — фьордах — нередко создаются условия, благоприятные для аккумуляции осадков, в высокой степени обогащенных $C_{орг}$ (до 12%). Последнее обусловлено, с одной стороны, высокой биопродуктивностью, поддерживаемой постоянным поступлением богатых биогенами придонных вод, с другой — застойными условиями, сохраняющимися у поверхности дна в течение длительного времени.

В аридном климатическом поясе (там, где отсутствует региональный подъем глубинных вод) окраины эпиплатформенных орогенов становятся районами преимущественного карбонатакопления. Терригенные осадки обычно залегают довольно узкой полосой в прибрежной части шельфа и представлены материалом абразионного и золотого генезиса. Лишь вблизи устьев рек или временных потоков («вади») формируются обширные ареалы песков, реже алевритов. В береговой зоне обычны небольшие рифовые постройки, сменяющиеся в заливах ракушечниками и водорослевыми биогермами. Реликтовые образования этого типа характерны для средней шельфовой равнины. Как показали наши исследования в 8-м рейсе НИС «Академик Петровский» (1978 г.), они широко распространены на шельфе о-ва Сокотра, входящем в состав окраины Северо-Восточной Африки. Карбонатность нередко снижается

по мере приближения к кромке шельфа, где обычными становятся фораминиферовые карбонатные и глинисто-карбонатные осадки. На перегибе шельфа к материковому склону они часто обогащены глауконитом.

Для материкового склона в аридном поясе типичны тонкозернистые глинисто-карбонатные и карбонатные илы. Зачастую они имеют мало общего с осадками, слагающими подножие. Так, в нижней части материкового склона Алжира преобладают однородные зеленовато-бурые глинистые илы. В колонках осадков из этого района, изученных нами в 11-м рейсе НИС «Академик Петровский» (1981 г.), были встречены тонкие (0,2—1,2 см) прослои мелкозернистого терригенного песка без признаков градационной слоистости. Подножие здесь сложено циклично-построенными сериями темипелагических и гравитационных образований. Среди последних особую роль играют турбидиты и осадки зерновых потоков. Это терригенные пески и алевриты, перемежающиеся с карбонатно-глинистыми илами. Песок залегает лишь в самом основании градационного слоя. Выше он сменяется крупным, а затем и мелким алевритом. Переслаивание нитяных слоечков песка с более мощными слоями алеврита характерно для слоя T_2 (по А. Боума). Слой T_3 выражен плохо, вероятно, из-за однородности материала. Это алевритово-пелитовые голубовато-серые карбонатно-глинистые илы, в которых нельзя различить (вероятно, из-за малого сечения керна) косую слоистость или знаки ряби течений. Не выражен и слой T_4 (осадки с тонкой горизонтальной слоистостью). Верхний горизонт представлен тонким карбонатно-глинистым бежевым илом с ржавыми пятнами гидроокислов Fe в кровле циклитов. Аккумуляция последних, видимо, связана с периодами нормально-осадочной седиментации, протекавшей с низкой скоростью.

Профиль через подводную западную окраину о-ва Сардиния, выполненный в 1979 г. в 9-м рейсе НИС «Академик Петровский», свидетельствует о больших различиях между осадками внешнего шельфа и склона, с одной стороны, и отложениями подножия — с другой. Первые представлены плохо отсортированными однородными терригенно-карбонатными осадками: алевритово-гравийно-песчанистыми на внешнем шельфе и песчано-алевритово-пелитовыми на склоне. Тонкий материал — это глинистые частицы и карбонатный микрит. Крупные фракции представлены карбонатным детритом и редкими терригенными зернами (кварц, обломки пород). Признаки слоистости почти повсеместно отсутствуют и различия сводятся к изменению окраски в связи с увеличением или уменьшением содержания $CaCO_3$ по разрезу. В ложе каньона или ложбины у основания склона ударной трубой был выбит образец несцементированного галечника, сложенного галькой метаморфических и осадочных пород. Последнее свидетельствует о значительной силе и глубоком эродирующем действии гравитационных потоков. Наконец, для разрезов подножия склона характерно переслаивание песков и алевритов с карбонатно-глинистым и глинистым илом. Встречаются как горизонты терригенных кластитов с градацион-

ной и обратной градационной слойчатостью, так и прослой однородных песков и алевроитов, сложенных обломками раковин итеропод. Наличие циклитов с обратной градационной слойчатостью, а также отдельных горизонтов однородных алевроитов говорит об активности зерновых потоков в исследованной части подводного конуса выноса на окраине о-ва Сардиния в Алжиро-Прованском бассейне. Этот конус сложен материалом, спосившимся непосредственно с острова. Лишь формирование темноцветных однородных алевроитов могло быть связано с поступлением терригенного материала с шельфа Северной Африки.

Зональность осадкообразования на окраинах рассматриваемого типа в низких тропических широтах лучше всего изучена на окраинах континентов в Аравийском море (Индостан, Южная Аравия, о-в Сокотра). На шельфе западной окраины п-ова Индостан выделяются четыре крупные литолого-фациальные области осадконакопления: 1) прибрежная часть шельфа, 2) глубоко вдающиеся в сушу заливы, 3) срединная шельфовая терраса и, наконец, 4) внешний край шельфа [7]. В прибрежной части шельфа этого района развиты преимущественно тонкозернистые терригенные осадки. Это глинистые и алевроитово-глинистые илы темно-серого и темно-коричневого цвета, вязкие, однородные, нередко пятнистые. Они протягиваются почти непрерывной полосой от аванделты р. Инда вдоль всего побережья и только у самой оконечности п-ова Индостан сменяются крупноалевритовыми и мелкопесчаными осадками. Глинистые и алевроитово-глинистые илы залегают на глубинах 15—40 м вдоль неширокой полосы мангровых болот, приуроченных к заливаемой в прилив части побережья. Погружение осадков на глубинах более 40 м коррелируется с увеличением концентрации в них карбонатного материала, слагающего песчаные и алевроитовые фракции. Это раковины фораминифер, составляющие от 30 до 50 % объема осадка. Подобные глинисто-карбонатные илы повсеместно прослеживаются здесь на глубинах 40—60 м (рис. 14).

Значительную площадь в центральных районах западно-индостанского шельфа занимает обширная шельфовая равнина, известная как плато Фифти-Фатом. Для нее характерны карбонатные осадки, среди которых преобладают биоморфно-детритусовые пески. Разнообразный карбонатный детрит (обломки раковин гастропод, пеллеципод и фораминифер) вместе с целыми фораминиферовыми раковинами составляют в них от 75 до 90 % осадка. Типичными осадками срединной шельфовой равнины являются также оолитовые и псевдооолитовые пески, на 50—80 % сложенные округлыми или продолговатыми зернами с размерами от 0,3 до 1 мм. Определение возраста оолитовых песков, выполненное в 1968 г. А. Найду с помощью радиоуглеродного метода, показало, что оолиты сформировались 11 тыс. лет назад, т. е. являются реликтовыми образованиями.

Во внешней части индостанского шельфа преобладают фораминиферовые алевроитово-глинистые и мелкоалевритовые илы. Камеры раковин фораминифер часто заполнены глаукоцитоподобным

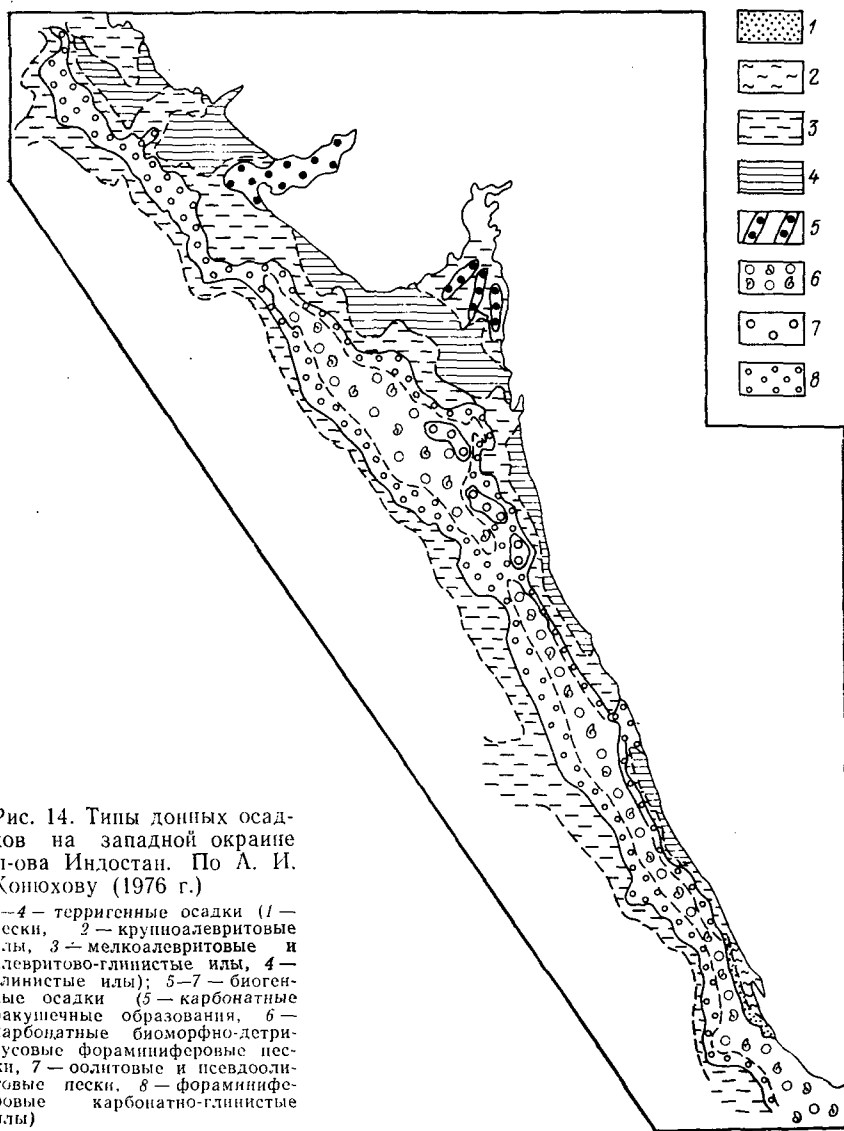


Рис. 14. Типы донных осадков на западной окраине п-ова Индостан. По А. И. Конохову (1976 г.)

1—4 — терригенные осадки (1 — пески, 2 — крупноалевритовые илы, 3 — мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы, 4 — глинистые илы); 5—7 — биогенные осадки (5 — карбонатные ракушечные образования, 6 — карбонатные биоморфно-детритусовые фораминиферовые пески, 7 — оолитовые и псевдооолитовые пески, 8 — фораминиферовые карбонатно-глинистые илы)

глинистым веществом или глобулами пирита. В пределах верхней половины материкового склона п-ова Индостан широким распространением пользуются те же фораминиферовые гемипелагические мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы, на отдельных участках обогащенные органическим материалом. Они прослеживаются до глубины 400—500 м, а в южных районах подводной окраины и глубже. Содержание CaCO_3 в них колеблется от 30 до 65 %.

Как отмечалось выше, среди пассивных окраин, в строении которых сохраняются признаки недавней тектонической активизации, особую группу составляют молодые окраины, которые находятся в районах недавнего раскрытия океанических котловин. К таковым можно отнести окраины Африки и Аравии в Аденском заливе. Среди факторов, определяющих состав осадков в подводной части этих переходных зон, не последнюю роль играют возраст и сложение толщ, размывающихся на возвышенностях и высоких плато, обрамляющих неширокие прибрежные равнины. На аравийской стороне Аденского залива в районе плато Хадрамаут обнажаются палеоценовые глины. В условиях резко засушливого климата глинистые частицы выдуваются ветром со склонов. Однако основная масса тонкого материала переносится к побережью пересыхающими водными потоками, откуда он распространяется по всему профилю подводной окраины Аравии. Улавливанию глинистой взвеси в прибрежной части шельфа способствует своеобразное строение побережья. В сторону океана здесь выдвинуты так называемые «томболы» — остатки вулканических построек позднекайнозойского возраста. Это полуразрушенные конусы вулканов центрального типа, сохранившиеся со времени активного рифтогенеза (рис. 15). Отдельные вулканические сооружения соединены с побережьем узкими песчаными пересыпями, отделяющими от шельфа крупные бухты и заливы. Здесь в большом количестве аккумулируется глинистая взвесь. В сторону открытого моря глинистые илы сменяются карбонатно-глинистыми осадками, кластическая часть в которых представлена терригенным эоловым материалом и скелетными остатками карбонатостроящих организмов. В нижней части колонок осадков, поднятых у основания материкового склона в 8-м рейсе НИС «Академик Петровский», отмечается чередование песчано-алевритовых терригенно-карбонатных илов с пятнистой текстурой и алевритово-глинистых илов с миндалевидными включениями карбонатного детрита. В верхней части колонок монотонное переслаивание нарушается появлением прослоя песка грауваккового состава, что свидетельствует о поступлении материала, образовавшегося при абразии вулканических построек. Колонки осадков, взятые на подножии, были представлены однородными карбонатно-глинистыми алевритово-пелитовыми илами с неясно выраженной слойчатостью. Таким образом, в поверхностном слое осадочного чехла в данном районе отсутствуют следы активных градационных перемещений.

Иной состав и строение характерны для плаща осадков, сформировавшегося на окраине о-ва Сокотра в южной части Аденского залива. В отличие от плато Хадрамаут на острове обнажаются карбонатные комплексы пород палеоген-неогенового возраста. В приливно-отливной зоне и на побережье широко распространены бичроки — литифицированные терригенно-карбонатные образования, заключающие разной величины обломки гранитов, гнейсов, песчаников и известняков, которые погружены в цементирующую тонкообломочную карбонатную массу. Большая часть выносимого

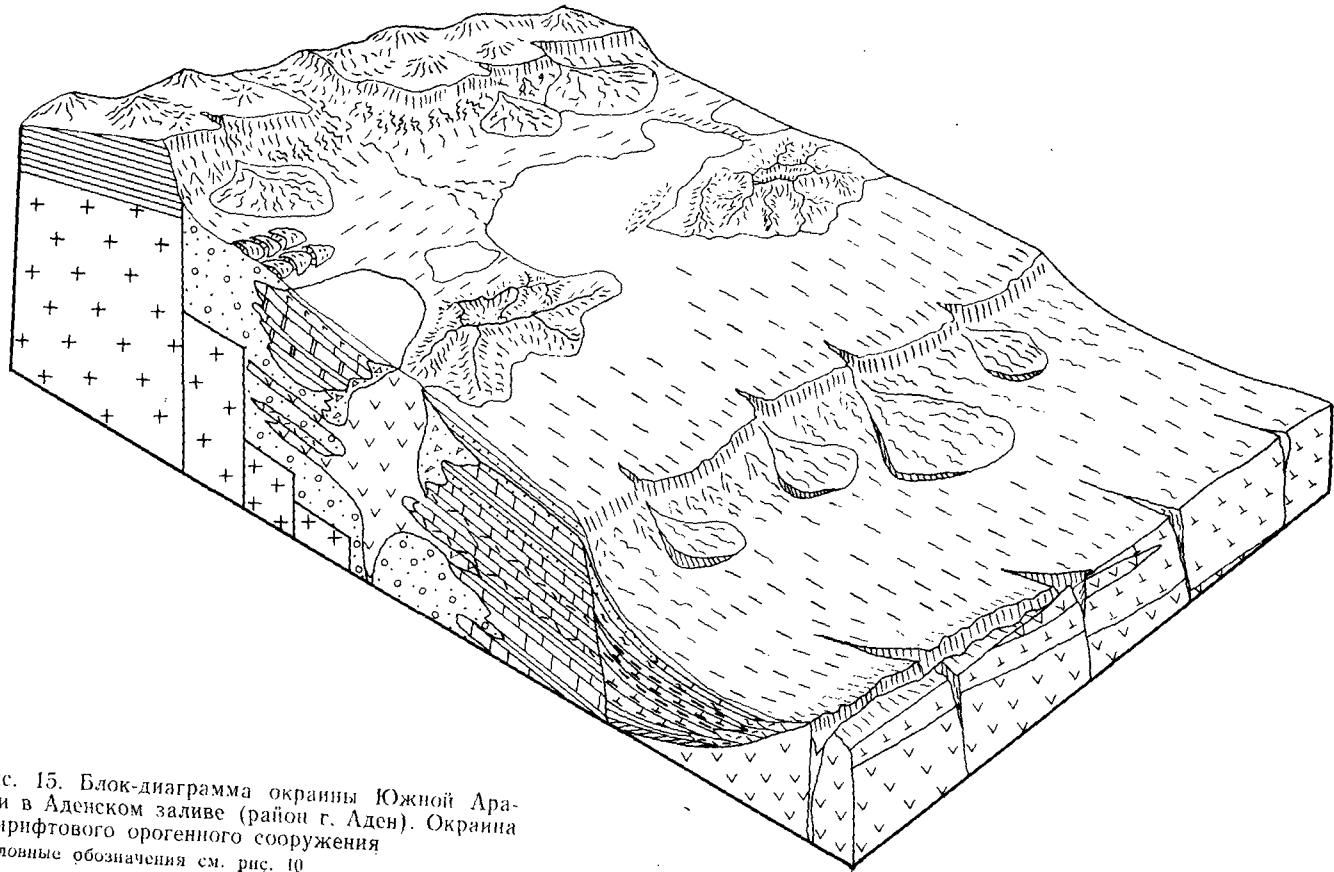


Рис. 15. Блок-диаграмма окраины Южной Аравии в Аденском заливе (район г. Аден). Окраина эпирифтового орогенного сооружения
Условные обозначения см. рис. 10

с суши терригенного матернала, а также продукты абразии побережья схватываются в виде бичроков и не поступают на сублитераль и в другие районы шельфа, которые представляют собой эродированные карбонатные плато, лишь участками закрытые рыхлыми осадками.

Не только шельф, но и значительная часть материкового склона о-ва Сокотра лишены покрова неконсолидированных осадков. Лишь у основания склона обнаруживается развитый плащ наносов, для которого характерно переслаивание карбонатных пелитово-алевритовых опесчаненных илов с разнозернистыми биоморфно-детритусовыми песками. В колонках осадков тонкие прослойки песков (2—6 см каждый) с размывом или по нечеткому контакту ложатся на кокколито-фораминиферовые опесчаненные илы и перекрываются в свою очередь такими же карбонатными илами.

В заключение следует отметить, что наибольшим разнообразием седиментационных обстановок отличается верхняя половина окраин областей эпиплатформенного орогенеза, особенно зона борьбы суши и моря. Здесь формируются многообразные осадки: от углеродистых диатомовых илов фьордов в высоких широтах до бичроков и отложений мангровых болот — в низких. На открытом шельфе аридных зон широко распространены современные и реликтовые биогермы, а в областях недавнего рифтогенеза крупные рифтовые сооружения. С материковыми склонами здесь связано формирование однообразных алевритово-пелитовых илов, склонных к течению и оползанию. На подножии они сменяются циклично-построенными сериями осадков, среди которых на зрелых окраинах этого типа наряду с обычными турбидитами значительную роль играют отложения потоков разжиженного кластического материала и зерновых потоков.

Осадки на окраинах континентальных рифтов или авлакогенов

Этот тип пассивных окраин отвечает участкам устойчивого длительного прогибания, связанного с движениями по зонам дробления, которые протягиваются от края в глубь континента на значительное расстояние. Подобные зоны дробления — крупные глубинные разломы — имеют, как правило, древнее заложение и нередко унаследованы от эпохи рифтогенеза, приведшего к разделению массивов с континентальным типом коры. Некоторые из этих окраин развились на месте бывших рифтов, оперявших основную зону раскола. Таковы, например, грабен Бенуэ в Западной Африке или грабен Баия в Бразилии. Указанные зоны дробления становились теми путями, по которым морские воды проникали во внутренние районы материка в периоды крупных трансгрессий. В эпохи же регрессий или общей тектонической активизации они оказывались в центре крупнейших водосборных областей, благодаря чему именно через них устремлялись к океану важнейшие речные артерии. Большие мощности отложений в дельте и на ее подводном продолжении говорят о долговременном существовании

многих речных систем. Хотя в нижнем течении долины многих крупнейших рек связаны с зонами унаследованного прогибания — авлакогенами, их истоки, а иногда и большая часть обширных водосборов находятся в областях с активным тектоническим режимом. Такова, например р. Амазонка, пересекающая почти весь Южноамериканский континент, от Центральных Анд до атлантического побережья Бразилии.

Значительная часть продуктов денудации континентов сгружается в пределах очень узких участков пассивных окраин, где вследствие этого создаются благоприятные условия для формирования мощных терригенных толщ. Однако не всегда региональные зоны дробления становились своего рода трансконтинентальными путепроводами. На побережье Австралии, где мало крупных рек, с подобными зонами связаны глубоко вдающиеся в сушу заливы: Шарк, Баунд-Саунд, Спенсер и др. Здесь нередко создаются особые условия осадконакопления.

Климатическая предопределенность состава осадков на окраинах континентальных рифтов выражена менее убедительно, чем в других переходных зонах пассивного типа. Выносимый реками материал сильно сглаживает влияние климата, господствующего в прилегающих к океану районах континента. Реки зачастую выносят материал, мобилизованный в глубинных районах материка, где нередко господствуют совсем иные в сравнении с побережьем климатические условия. Такие реки, как Нил и Миссисипи, сформировали дельты в типично аридных зонах, хотя берут начало в районах с гумидным климатом. Нигер выносит на тропическое побережье Гвинейского залива в значительном количестве компоненты почвенного слоя саванн, т. е. из пояса засушливого климата. Вместе с водами р. Лимпопо на тропическое побережье Мозамбика поступает алевролитовая взвесь, мобилизованная при размыве лёссов пустыни Калахари. Лишь реки Конго и Амазонка выносят в океан материал, характеризующий ту климатическую зону, в которой располагаются на окраинах дельты этих рек. Именно дельта, развивающаяся в течение длительного промежутка геологического времени, становится важнейшей областью накопления осадков. В верхней ее части выделяется группа аллювиально-дельтовых макрофаций [24]. Помимо обычных аллювиальных и пойменных образований: осадков русел, прирусловых валов, кос, островных отмелей, возвышенных частей поймы (древних прирусловых валов или береговых баров), мелкокочковатой поймы, отмерших стариц и проток и т. д., здесь формируются особые отложения, возникающие под влиянием океана, прежде всего приливно-отливных явлений, действия нагонных ветров, создающих подпор речного течения. По данным А. А. Чистякова (1980 г.), в тех частях Бенгальской дельты, где возникает подпор, пойма сложена тонкозернистыми с горизонтальной слойчатостью песками озерного облика.

В нижней части дельт на неактивных участках воздействие приливов и отливов приводит к формированию приливно-отливных равнин с развитой системой русел, прирусловых валов, маршей

и ограничивающих их со стороны моря береговых баров. Подобные равнины известны в неактивных лопастях дельт рек Нигер, Ориноко, Иравади и др. Прирусловые валы и косы достигают значительной длины (несколько километров) и высоты (20—30 м) и разрастаются как с вогнутой, так и с выпуклой сторон меандрирующих приливных русел. Особым типом образований являются так называемые плавающие марши, характерные для дельты р. Миссисипи [26]. Подобные марши нацело состоят из остатков растительности, плавающих над разжиженным органомным, углеродисто-глинистым илом 1—5 м мощности. В большинстве случаев это пресноводные марши в устьях крупных проток и прилегающих участках взморья. Подобные марши нарастают не столько вверх, сколько в процессе проседания на глубину. Конечным результатом обычно является достаточно мощный слой торфа.

Особую группу составляют обстановки предустьевого участка взморья или авандельты. Последняя является зоной активного смещения соленых морских и пресных речных вод, где происходит осаждение значительной массы влекомого рекой и взвешенного в водах материала. Важнейшим процессом становится слипание (флокуляция) тонких взвешенных частиц, приводящее к их осаждению в так называемой продельте, которая на приглубом взморье располагается за свалом глубин, иначе склоном дельты. Помимо продельты следует отметить фации устьевого и (или) морских баров, подводных продолжений рукавов дельты и подводных дюн.

Авандельта может простираться до срединной шельфовой равнины и даже до края шельфа. Однако и за пределами шельфа профиль окраины обычно формируется твердым стоком впадающих в океан крупных рек. Такова, например, та часть окраины Гвинейского залива, к которой приурочена дельта р. Нигер. Несколько иная ситуация сложилась в дельте р. Амазонки. Авандельта в данном случае протягивается лишь на глубины нескольких десятков метров. Остальная часть шельфа не питается взвесью Амазонки, так как она перехватывается Гвианским течением, которое разносит ее вдоль материкового склона Северной Бразилии. Во внешней же части шельфа на участке впадения в океан р. Амазонки современные осадки, согласно данным Л. А. Захарова, представлены карбонатными биоморфно-детритусовыми образованиями. Это, однако, не означает, что влияние Амазонки на осадочные процессы ограничивается лишь областью дельты и авандельты. Как и в большинстве других случаев, основная масса осадков аккумуляровалась в дистальной части зоны перехода, где в позднем кайнозое сформировался гигантский глубоководный конус выноса. На других окраинах континентальных рифтов, к которым приурочены дельты крупных рек, также известны мощные подводные конусы выноса, связанные с развитыми системами каньонов, которые находятся на продолжении подводных русел рек, например каньоны Амазонки, Инда, Конго.

Каньон р. Амазонки внедряется в шельф до глубин около 50 м. Головная его часть образована слиянием нескольких более мел-

ких каньонов, вершины которых обнаруживаются в прибрежных районах шельфа. Подводные потоки «прорубили» в порогах склона и шельфа V-образную долину главного каньона с превышениями бортов над осевой частью в 500—600 м. Устье современного каньона находится на материковом склоне на глубине 1500 м. Здесь склон осложнен мощным глубоководным конусом, формирующим значительную часть подножия.

Многие ставшие ныне неактивными каньоны на окраинах континентальных рифтов, как и каньоны Амазонки, постепенно заполняются осадками. Другие, как, например, каньон Конго, продолжают функционировать. Верховья последнего выдвинуты к дельте этой реки. В периоды прохождения паводков песчаные бары в устье реки исчезают. Полагают [31], что они размываются паводковыми водами, которые возбуждают зарождение зерновых потоков, распространяющихся по каньону на абиссаль. Здесь терригенные осадки надстраивают глубоководный конус. В период между паводками река намывает в устье новые бары.

Все, что было сказано выше о глубоководных конусах выноса — фэнах на окраинах кратонов, является справедливым для конусов на окраинах континентальных рифтов или авлакогенов. Последние, однако, нередко принимают гипертрофированные размеры. С этим связано более четкое деление конусов на верхнюю, среднюю и нижнюю части. Для присклоновых частей крупных глубоководных фэнов характерно образование протяженной центральной конусной долины. Как сообщили в 1975 г. Дж. Дамут и Н. Кумар, главная конусная долина в верхней части Амазонского конуса прослеживается до глубины 3500 м, имея относительную глубину 125—225 м. По бортам этого основного подводного русла возвышаются мощные валы, превышения в которых над основной поверхностью конуса достигают 300 м.

Наиболее интересна средняя часть конуса, или супрафэн, с которым связаны активные седиментационные процессы. Даже при современной слабой активности каньонов в средней части конуса до сих пор существует расчлененный рельеф, прослеживаются частично засыпанные осадками древние подводные распределительные русла. В Амазонском конусе глубина подобных русел, окруженных прирусловыми валами, достигает 50—100 м. Обычно супрафэн паложен на более древние лопасти конуса и разрастается через них. Это приводит к захоронению древней системы русел. Мутьевые потоки, достигая средней части конуса, отчасти двигаются по распределительным руслам, но нередко выплескиваются из них, распространяясь по всей площади среднего и нижнего конуса. Повсеместное отложение материала приводит к нивелировке общего рельефа по мере удаления от устья каньона.

Для материкового склона, особенно там, где он сложен толщами проградационных осадков дельты и авандельты, характерно образование крупных оползней и течение полужидких илов. В то же время многие участки покрыты чехлом тонкозернистых гемипелагических осадков, достаточно однородных как в гранулометри-

ческом, так и в минералогическом отношениях. Обычно при удалении от основных путей распространения выносимой рекой взвеси в осадках весьма быстро возрастает роль биогенных компонентов. В циклитах турбидитов, слагающих нижнюю и среднюю части конуса р. Ингури, помимо песков и серых глинистых илов обнаруживаются тончайшие слои карбонатов, сложенные кокколитами и раковинами фораминифер. Они венчают отдельные циклиты. В средней же их части между песком и однородным глинистым илом находятся прослои глинисто-алевроитовых осадков, обогащенных закисным железом и углеродистым веществом, в основном растительными остатками, которые были перемыты из болотистых отложений дельты. Пески сложены материалом, характерным для выносов р. Ингури.

В условиях интенсивной поставки терригенной взвеси деятельность придонных, в том числе контурных геострофических течений на окраинах континентальных рифтов оказывается в значительной мере затусшеванной. Например, типичные контуриты в разрезе Амазонского конуса выражены лишь на его периферии.

Хотя с точки зрения конечного геологического результата более важными представляются те окраины рифтов, к которым приурочен вынос из внутренних районов континента огромных масс обломочного материала, не менее интересными в седиментологическом отношении являются те же окраины, но в районах, где такой вынос отсутствует. Примерами последних могут служить участки восточно- и западно-австралийской окраины, к которым приурочены заливы Шарк и Баунд-Саунд. Это неглубокие полуизолированные заливы со сложной конфигурацией береговой линии. Морская вода проникает сюда во время нагонов. Оба залива находятся в аридной климатической зоне. В связи с сильным испарением вод соленость в глубине зал. Баунд-Саунд может достигать 45‰. Так как высота прилива здесь зачастую превышает 10 м, вдоль изрезанной линии берега в заливе возникли приливно-отливные площадки. Край литорали обозначен мангровыми зарослями, которые занимают полосу маршей. За маршами простирается область проникновения сверхприливов, ширина которой достигает 5 км. Поровые воды в осадках зоны сверхприливов обладают соленостью, в три раза превышающей соленость морской воды. Благодаря этому в толще поверхностных осадков формируются доломитовые конкреции (в 10—20 см ниже поверхности). Осадки нижней литорали представлены в заливчиках кварцевыми и карбонатными песками, а верхняя литораль занята алевроитово-глинистым илом черного цвета, обогащенным S_{org} [31].

Залив Шарк на побережье Западной Австралии занимает субмеридионально вытянутую депрессию, имеющую тектоническое происхождение, о чем свидетельствует клифовый тип побережья. В южной части залива находится обширная приливно-отливная равнина (50×30 км), сформировавшаяся еще в голоценовую эпоху. Ныне это часть лагуны Гамелин-Пул с глубиной около 7 м. Испарение почти на порядок превышает общее количество выпадающих

осадков (220 см против 23 см в год). Поэтому соленость вод, как правило, не ниже 55—65 ‰. Еще более высокой соленостью отличаются грунтовые воды: от 100 ‰ на пляжах до 240 ‰ в зоне сверхприливов. Формирование осадков связано в основном с жизнедеятельностью фотосинтезирующих водорослей и реализуется в разрастании строматолитоподобных построек. Водорослевые колонии формируют широкие подушки, известковые маты, которые под воздействием ветра, приливов, штормовых волн приобретают в разных частях лагуны своеобразную форму. Так, ветровая эрозия приводит к появлению столбчатых строматолитов, в районах же действия сильных придонных водных потоков они имеют удлиненную форму. Подводная и надводная эрозия водорослевых матов сопровождается образованием большого количества карбонатного детрита, который разносится волнами вместе с остатками пеллеципод и фораминифер вдоль берега и внешней цепочки баров.

В нижней части приливо-отливной зоны можно выделить фацию гладких строматолитов. В процессе роста колоний на поверхности матов улавливается тонкий карбонатный детрит, который вскоре схватывается цементом. В дальнейшем происходит перекристаллизация оолитов и карбонатного детрита с образованием арагонитовых пеллет, покрытых черной пигментной пленкой. Эти строматолиты отличаются прекрасно выраженной слоистостью, так как поступление осадочного материала, фиксируемого водорослями, меняется по сезонам. Наблюдения [30] П. Вудса и Р. Брауна в 1975 г. показали, что в этих наростах чаще всего развивается слоисто-оконная текстура, связанная с закономерным расположением пор вдоль поверхностей напластования. Для средней части приливо-отливной зоны характерна фация строматолитов, отличающихся извилистой формой. Отдельные образования в сплошном покрове из водорослевых матов достигают в длину 7 м при высоте около 45 см. Форма матов — бугорчатая, слоистость менее отчетливая, часто нарушенная. Ниже 10 см развивается арагонитовый цемент и начинается перекристаллизация отдельных фрагментов. В результате формируются плотные образования — пакстоуны.

В нижней зоне сверхприливов (ширина 1,5 км), затопление которой сопровождается сильным воздействием на осадок волн и течений, происходит разрушение строматолитов и корок. Первые распадаются на обломки — онколиты, вторые дают большое количество карбонатных осколков — интеркластов. В периоды преимущества испарения грунтовых вод под поверхностью водорослевых наростов в порах вырастают кристаллы гипса, что сопровождается нарушением седиментационных текстур. На участках наибольшей активности волн образуются скопления плоской карбонатной гальки, сменяющиеся вверх по склону пляжа тонким песком. Последний скапливается в виде пляжевых валов, часть из которых является реликтовыми.

С верхней зоной сверхприливов связано широкое распространение небольших песчаных дюн, сложенных раковинным материа-

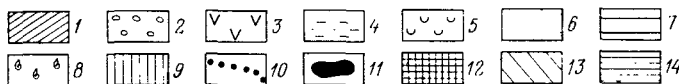
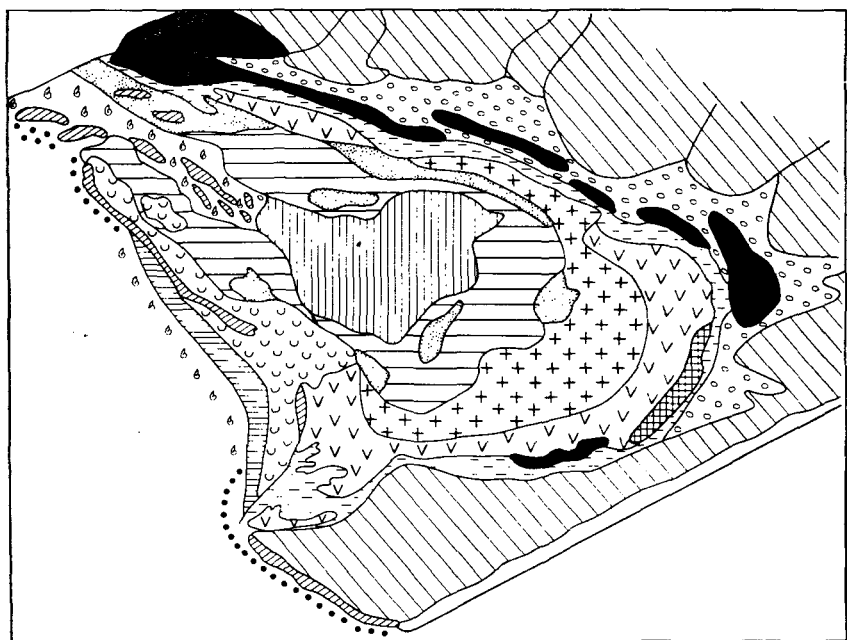


Рис. 16. Типы осадочных образований в лагуне Гамелин-Пул (западная окраина Австралии). По П. Вудсу и Р. Брауну (1975 г.)

1 — биоморфо-детритусовые пески (пляжевые валы, дюны); 2 — аллювиальные отложения; 3 — гипсоносные глины; 4 — эвалориты (соли); 5 — ракушечники с арагонитовыми корками; 6 — биоморфо-детритусовые осадки, сложенные обломками строматолитов; 7 — зоны распространения слоистых водорослевых подушек; 8 — ракушечники; 9 — пальцевидные строматолиты; 10 — строматолиты столбчатой и эллипсоидальной формы; 11 — отложения формации Бибра (плейстоцен); 12 — оолитовые известняки плейстоцена; 13 — известковые глины формации Тулонга; 14 — структурный порог полводный

лом. Испарение подповерхностных вод приводит к садке гипса в поровом пространстве карбонатных паносов. Так, на глубине 0,5 м от поверхности происходит формирование гипсоносных известняков с содержанием гипса от 30 до 50 %. Распределение осадков в лагуне Гамелин-Пул показано на рис. 16.

Таким образом, описанные выше разновидности зон перехода от континента к океану, отличающиеся пассивным тектоническим режимом, характеризуются своеобразными и во многом неповторимыми спектрами седиментационных обстановок, в которых накапливаются осадки определенного состава и генезиса. Распознавая близкие по происхождению образования на различных уровнях осадочного чехла в пределах древних окраин материков, мы сможем воссоздавать облик этих окраин в тот или иной промежуток геологического времени, а в конечном итоге и реконструировать их геологическую и тектоническую эволюцию.

Большинство материковых окраин, расположенных в областях с активным тектоническим режимом, являются окраинами складчатых сооружений. Со стороны океана многие из них опоясаны глубоководными желобами. Это обусловило резкие перепады высот на коротком расстоянии от наземной до абиссальной границ материковой окраины. Еще более важными признаками активных переходных зон являются высокая сейсмичность и, хотя далеко не везде, вулканическая (и магматическая) деятельность. Все разнообразие материковых окраин в областях с активным тектоническим режимом может быть сведено к четырем основным типам: 1) зона перехода, сложенная складчатыми комплексами осадков древней континентальной окраины с фрагментами океанической коры (средиземноморский тип), 2) окраины с вулкано-плутоническим поясом, надстраивающим древний континентальный блок (индийский тип), 3) окраина с мощной аккреционной призмой и поясом древних гранитоидных плутонов (невадийский тип), 4) окраина с вулкано-плутоническим поясом на древней океанической или субокеанической коре (центрально-алеутский или камчатский тип). Отдельную группу составляют зоны перехода между континентом и океаном, осложненные островными дугами и окраинными морями.

Примерами первой из перечисленных групп активных окраин могут служить окраины Апеннинского полуострова в Лигурийском, Тирренском и Ионическом морях, а также марокканская и иберийская окраины в море Альборан, примерами второй — окраина Перу и Центральной Америки в Тихом океане, третьей — окраины Калифорнии, Британской Колумбии и частично Аляски в Тихом океане; наконец, четвертый тип окраины может быть рассмотрен на примере Восточной Камчатки. Обстановки седиментогенеза в переходных зонах, осложненных островными вулканическими дугами, — тема настолько обширная и сложная, что ей должно быть посвящено отдельное исследование. В данной работе автор коснется лишь тех регионов, в исследовании которых ему довелось принимать непосредственное участие (материковые окраины в Японском и Андаманском морях).

Средиземноморский тип активной окраины

Для зон перехода этого типа характерны редуцированная прибрежная равнина, короткий шельф, скалистое побережье с небольшими бухтами и заливами, относительно крутой материковый склон, зачастую осложненный пологими поднятиями и банками, и неширокими подводными конусами выноса. Как правило, это окраины молодых складчатых сооружений в зонах с повышенной сейсмичностью. Нередко они расположены вблизи от очагов активного вулканизма. Так, калабрийская окраина в Ионическом море находится в зоне влияния Этны и Везувия.

Хотя Апеннинский полуостров расположен в поясе субтропического семиаридного климата, на его окраинах преобладает накопление терригенных и карбонатно-терригенных осадков. Чисто карбонатные образования — ракушечники и фораминиферовые пески — встречаются главным образом на осложняющих шельф и склон мелководных банках, а также на вершинах подводных гор, находящихся вне влияния разноса терригенного материала. На шельфе преобладают крупнозернистые осадки, в основном терригенные пески с меняющейся примесью карбонатного детрита.

На большом протяжении в Лигурийском и Тирренском морях материковый склон Апеннин занесен однородными глинистыми илами серого цвета с верхним окисленным слоем значительной мощности (до 25 см). Во взятых здесь в 9-м рейсе НИС «Академик Петровский» колонках отсутствовали следы значительных гравитационных перемещений осадков. Лишь в одной из них был встречен прослой, сложенный комковатой глиной — погребенной осыпи коренных глинистых пород, обнажающихся в уступах склона.

В восточном углу Лигурийского моря склон осложнен крупной осадочной линзой, в которую врезан глубокий каньон, лишенный чехла рыхлых осадков. Взятая в 1984 г. из тальвеговой его части колонка осадков длиной всего 52 см была представлена различными по плотности материалами. В самом низу это голубовато-серая глина (мощность 12 см), исключительно плотная, однородная, с раковистым изломом; возраст ее, вероятно, плиоценовый либо раннеплейстоценовый. Выше с размывом залегает темно-серая глина (21 см), гораздо более мягкая, также с однородной текстурой. На размывтой поверхности этой, более молодой глины покоится уплотненный коричневый ил с неясно полосчатой текстурой, возраст которого — позднеголоценовый. Таким образом, каньон врезан в довольно древние отложения и остается активным. На сейсмопрофилях через этот участок окраины Апеннин выявляется русло древнего, отмершего каньона, который ныне засыпан осадками (см. рис. 9). В нижней половине отобранной здесь колонки осадков можно видеть чередование оливково-зеленых глинистых илов с тонкими слоями серых песков и алевритов (3—4 мм толщиной). Разделяющие их пропластки глинистого ила гораздо мощнее (3—10 см). В интервале 105—170 см насчитывается до 10 слоев алевритов и песков. Многие из них имеют линзовидную форму. Верхняя половина колонки осадков сложена довольно мощными (3—6 см) прослоями песков, средне- и мелкозернистых, отсортированных, однородных, перемежающихся горизонтами глинистого ила, окраска которого меняется от рыжеватой до голубовато-серой. Текстура осадка пятнистая или неяснослоистая. Поверхностный горизонт представлен светло-коричневым глинисто-карбонатным илом. Наличие многочисленных прослоев песка в описываемой колонке свидетельствует о пульсационном характере осадко-накопления в этой части материкового склона, когда интервалы спокойной аккумуляции прерывались сбросом в каньон с шельфа терригенного кластического материала, который распространялся

в виде гравитационных потоков невысокой плотности. То что песчаный и алевритовый материал оседал в этой части склона, говорит, видимо, об отсутствии мутьевых течений, которые перенесли бы его на абиссальную равнину.

В отличие от склона на абиссальной равнине (глубина 2500—2600 м) рельеф дна исключительно ровный, лишь на отдельных участках слабо волнистый. В районах формирования современных глубоководных конусов выноса поверхность дна слегка повышается. На эхолотных профилях видна система мелких подводных долин и разделяющих их валов. Учитывая обилие каньонов и подводных промоин в этом районе Лигурийского моря, можно предположить, что верхние горизонты осадочной линзы в пределах абиссали сложены конусными отложениями, в том числе турбидитами. Это подтверждается строением колонок. В одной из них, поднятой напротив устья современного активного каньона, выделяются два элемента разреза: слой тонко- и крупнозернистых алевритов и разделяющие их горизонты глинистых либо алевритово-глинистых илов. В основании алевритовых прослоев нередко видны тончайшие слои алевритовых песков, окрашенных в ряде случаев в ярко-рыжий цвет, что объясняется обилием окисленного железа. Здесь же находятся обломки раковин и других форменных элементов организмов, явно перемещенных с шельфа. Сами алевритовые слои представлены тончайшим чередованием темно-серого мелкого алеврита и рыжевато-коричневого крупнозернистого алеврита. Все это указывает на перенос частиц мутьевыми течениями и турбидитный генезис осадков (рис. 17).

Для колонок осадков, поднятых в 1979 г. в других частях абиссальной равнины, была характерна еще более четко выраженная последовательность, типичная для подводных конусов выноса: наличие довольно мощных прослоев песка, постепенно переходящих вверх по разрезу в алевриты (градационная слойчатость). Выше наблюдалось тонкое чередование алевритовых и алевритово-глинистых илов. Толщина венчающих прослоев глинистого ила не превышала 3—5 см, а в некоторых циклитах эти последние вообще отсутствовали. Была обнаружена также обратная градационная слойчатость, которая характерна для зерновых потоков. Различное строение разрезов осадочных колонок, взятых в пределах абиссальной котловины Лигурийского моря, свидетельствует о том, что они отвечают разным элементам глубоководного конуса: колонки с песками и частично размывтыми циклитами турбидитов типичны для подводных русел конуса, тогда как колонки, в которых наблюдается чередование алевритов и глинистых илов,— для межрусловых пространств, куда не заносился в большом количестве песчаный материал (рис. 18).

В отличие от лигурийского участка материковый склон на окраине Калабрии в Ионическом море на значительном протяжении лишен чехла рыхлых осадков. Они появляются лишь на переходе склона в подножие, где представлены переслаиванием карбонатно-глинистых илов со следами течения алевритового туфа, уп-

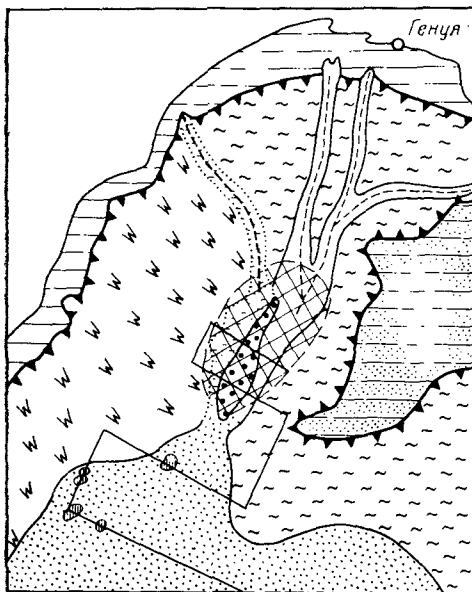


Рис. 17. Структурно-геоморфологическая схема окраины Апеннинского полуострова в Лигурийском море (Генуэзский залив) (по материалам 15-го рейса НИС «Академик Петровский», 1984 г.)

1 — погруженные участки древней континентальной отмели; 2 — современный шельф; 3 — материковый склон со стороны Пьемонтских Альп; 4 — материковый склон Апеннинского полуострова; 5 — абиссальная котловина; 6 — древняя аккумулятивная равнина (впадина в структуре склона); 7 — реликтовый каньон, засыпанный осадками; 8 — современные активные каньоны; 9 — поднятая часть аккумулятивной равнины; 10 — погребенные соляные купола; 11 — линии сейсмоакустических профилей

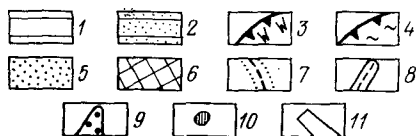
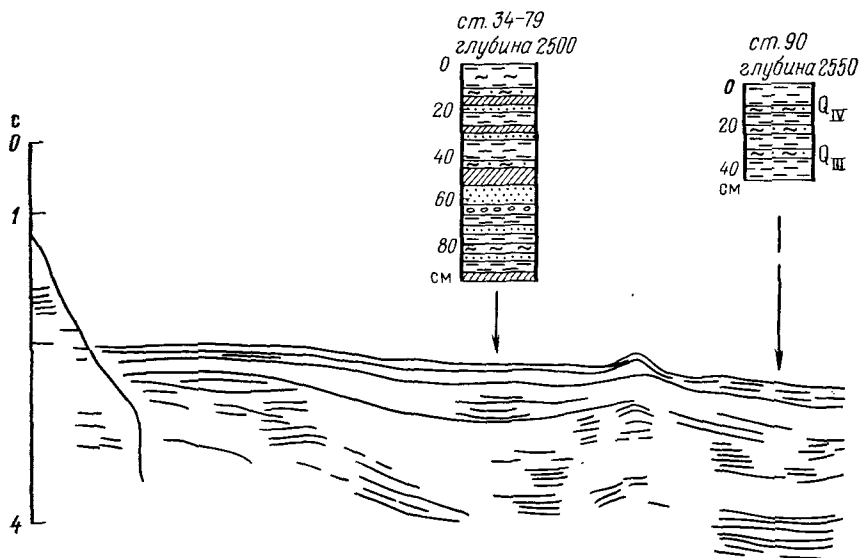


Рис. 18. Сейсмический профиль и колонки осадков лигурийского участка апеннинской окраины Италии (по материалам 9-го рейса НИС «Академик Петровский», 1979 г.): ст. № 34—79 — $43^{\circ} 30'$ с. ш., $8^{\circ} 32'$ в. д., ст. № 90 — $43^{\circ} 35'$ с. ш., $8^{\circ} 49'$ в. д.

Условные обозначения см. рис. 9



лотисенного в значительно большей степени, чем илстые осадки. Последние зачастую напоминают дебриты — отложения пастообразных потоков: пятнистые илы, содержащие окатанную гальку и обломки карбонатных корок (литификатов).

Более однородные тонкослоистые глинисто-карбонатные илы типичны для верхней части колонок осадков, поднятых с подножия материкового склона Калабрии. Многие прослои обогащены здесь пепловым материалом. Встречаются и отдельные пропластки вулканического туфа. Если на склоне отсутствуют сапропели, то здесь, как и в других районах Ионического моря, они образуют отдельные слои, в данном случае маломощные (3—3,5 см). Нижняя половина колонок сложена турбидитами.

В целом осадки на активных окраинах средиземноморского типа весьма напоминают отложения, распространенные на окраинах эпиплатформенных орогенных сооружений, которые были описаны в предыдущей главе. Различия заключаются в участии вулканогенного материала и, очевидно, большем разнообразии гравитационных подводно-склоновых образований. Главное же отличие — это скорости и объемы накапливающихся осадков, так как сносы терригенного материала из областей альпийского орогенеза несомненно значительно больший, чем поставка вещества из районов эпиплатформенного орогенеза, вследствие чего здесь значительную роль начинает играть карбонатный материал.

Своеобразный седиментационный режим сложился в море Альборан — заливообразной впадине Средиземного моря, вытянутой в широтном направлении и образованной сходящимися по дуге материковыми склонами Северной Африки (Марокко) и Иберийского полуострова (Испания). Наземная и, вероятно, подводная части этих окраин на значительном протяжении сложены породами древней океанической коры (массивы Риф и Бетская Кордильера), «выдавленной» на окраины при схождении Иберийского и Африканского континентальных мегаблоков. Все это отразилось в морфологии подводной части окраин, в частности в наличии системы валообразных поднятий (мелководных банок), благодаря которым шельф ниже изобаты 200 м переходит не в склон как таковой, а в холмистую подводную равнину, которая со стороны Испании простирается до глубин 650—750 м, а со стороны Африки обрывается на глубинах 350—500 м. Глубоководная часть моря Альборан разделена подводным вулканическим хребтом того же названия на две впадины неправильной формы (1200—1400 м глубиной). С севера хребет ограничен V-образной котловинной, в которой зафиксированы наибольшие в этом районе глубины 1600 м. Пробы, взятые в западной части моря в 12-м рейсе НИС «Академик Петровский» (1981 г.), позволили охарактеризовать развитые здесь осадки. Среди последних наиболее широким распространением пользуются глинистые илы, которые непрерывным плащом покрывают большую часть глубоководной котловины моря, а также материковые склоны и склоны хр. Альборан. Это — тонкодисперсные однородные пластичные глинистые илы темно-серого или оливково-

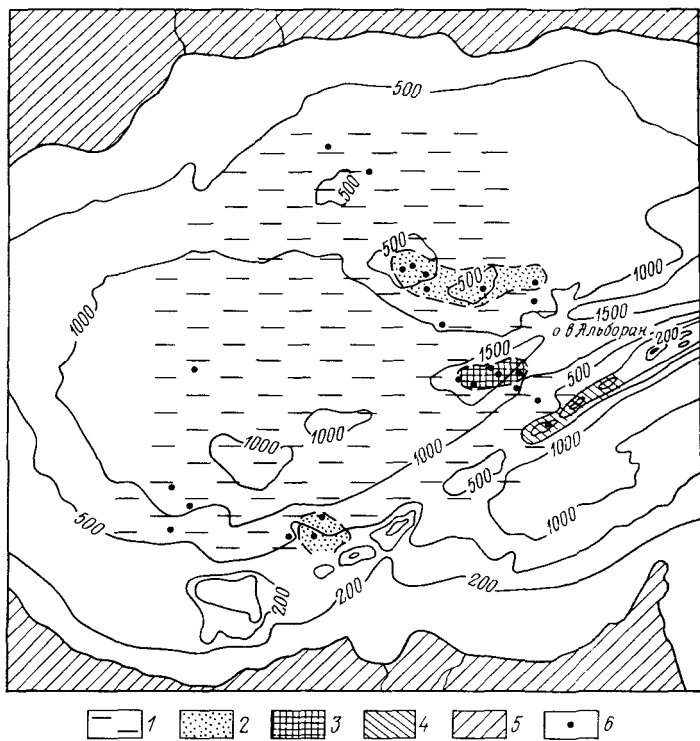


Рис. 19. Различные типы осадков в море Альборан (по материалам 12-го рейса НИС «Академик Петровский», 1981 г.)

1 — глинистые илы; 2 — глауконитовые и карбонатно-глауконитовые пески; 3 — карбонатные биоморфно-детритусовые пески; 4 — слабомарганцовистые глубоководные глинистые илы; 5 — наземные районы окраины Африки и Иберийского полуострова; 6 — точки отбора проб

желтого цвета, в незначительной степени обогащенные фораминиферовым и другим карбонатным материалом. Обращает внимание повсеместное отсутствие слоистости и грубой терригенной примеси. Карбонатные осадки характерны для вершины хр. Альборан и прибрежных районов шельфа Африки. Это — грубозернистые гравелистые карбонатные пески, обогащенные на хр. Альборан мелкой галькой и гравием темноцветных пород (обломки базальтов и габбро). Основную массу осадка составляют створки тонкостенных раковин моллюсков и фораминифер.

Неожиданным типом осадочных образований, которые были встречены нами на красных поднятиях — банках, осложняющих материковый склон Южной Испании, оказались карбонатно-глауконитовые пески, покрывающие как вершину, так и склоны этих банок (рис. 19). Преобладающая размерность частиц мелко- и среднеспесчаная. До 30—40 % и более составляют микростяжения глауконита, размеры и форма которых соответствуют размерам и форме камер фораминиферо-вых раковин, составляющих другую,

не менее важную часть осадка. Благодаря глаукониту цвет его — темно- либо светло-зеленый. О масштабах глауконитообразования говорит тот факт, что дночерпатель возвращался со дна полным до краев глауконитовым песком. Осадками, насыщенными глауконитом, завалены и склоны банок. Взятые здесь колонки осадков полностью (до 80 см) сложены грубозернистым глауконитовым песком. Аналогичные осадки были встречены и в южной части моря Альборан, на отмели у мыса Лос-Фрайлос. Глауконит здесь также формировался во внутренних полостях раковин фораминифер.

Не менее интересным типом осадка являются металлоносные илы, обнаруженные в приповерхностной части колонок, взятых на дне глубоководной впадины к северу от хр. Альборан. Это прослой коричнево-черного глинистого ила, насыщенного окислами Mn, Fe, Ni и других металлов. Мощность прослоя небольшая и не превышает 2 см. Контакт с нижележащими осадками весьма резок. Подстилается этот слой буровато-желтым глинистым илом, а перекрывается коричневатобурым илом полужидкой консистенции. Содержания перечисленных выше металлов на 1—2 порядка выше кларковых и свидетельствуют об активности геохимических процессов в приповерхностной части осадочной толщи, в чем проявляется определенное сходство с осадками глубоководных впадин Красного моря.

По данным глубоководного бурения мощный чехол плейстоценовых осадков в море Альборан сложен турбидитами. В настоящее время расположенные здесь материковые окраины лишь условно могут быть причислены к активным. Однако следы мощных деформаций сжатия, благодаря которым сложился своеобразный профиль этих окраин, заставляют рассматривать их в этом раз- деле.

Андийский тип активной окраины

Окраины этого типа опоясаны со стороны суши могучими хребтами — Кордильерами. Границей окраины на суше, по-видимому, следует считать цепь андезитовых вулканов. В южноамериканских Андах она приурочена к Западной и отчасти к Центральной Кордильере. Таким образом, передовые горные цепи, известные как Береговая Кордильера, а также разделяющие их впадины и часть Западной Кордильеры принадлежат самой окраине. По существу, вся андийская окраина — это погружающаяся в сторону океана горная страна, представляющая собой систему вытянутых согласно общему простиранию антиклиналей и синклиналей.

Обстановки седиментогенеза в пределах межгорных впадин и прибрежной равнины не сильно отличаются от тех, что характерны для наземных районов окраин средиземноморского типа. В обоих случаях важную роль играют делювиально-пролювиальные образования, эоловые наносы, озерные отложения. Новым важным фактором в переходных зонах андийского типа становятся вулканические и производные от них процессы, в частности образование

пепловых лавин, лахаров и палящих туч. Лахары — потоки смешанного с растаявшим снегом и льдом вулканического пепла и другого материала — являются одной из разновидностей потоков обломков, увлекающих вместе с собой большое количество крупных и средних обломков пород, песка и гравия. В Каскадных горах (окраина штатов Вашингтон и Орегон) лахары распространяются на 80 км от вулканических конусов [31]. Для отложений такого рода не характерна слоистость, хотя известны случаи образования обратной градационной слойчатости. К более редким явлениям относится возникновение палящих туч — облаков раскаленного материала, образующихся при взрыве вулканических конусов. Палящие тучи несут огромное количество пепла и мельчайших сгустков плазмы.

На активных, в том числе андийских окраинах преобладают берега эрозионного типа. Поэтому приливно-отливные участки встречаются главным образом в глубине крупных заливов, например в зал. Гуаякиль, где они заняты манграми. Исключительно важную роль на окраинах рассматриваемого типа играют реки. На продолжении их русел в подводной части окраины обычно находятся промолны и каньоны. По данным Р. Карлина, опубликованным в 1980 г., на окраине штата Орегон реки поставляют более 90 % выносимого в море алевритового и глинистого материала. Несмотря на то что вершины каньонов отрезаны в настоящее время от устьев большинства рек, они во многих случаях и сейчас питаются взвесью, выносимой реками, особенно в сезоны паводков. Интересно, что реки на андийских окраинах, как правило, не образуют дельт. Основная масса материала, поставляемого ими на побережье, разносится прибрежными течениями и в конечном итоге попадает в каньоны, по которым транспортируется в глубоководные части переходной зоны.

Помимо твердого стока рек значительное количество кластического терригенного материала поступает в океан при абразии скалистых участков побережья и островов. Однако процессы осадко-накопления на шельфах современных андийских окраин не везде реализуются в достаточно полной мере. В обширных по площади районах вообще отсутствуют рыхлые осадки, например, во внешней части перуанского шельфа [4]. Между тем в пределах подводной части континентальной отмели по геофизическим данным существуют локальные впадины и прогибы, заполненные относительно молодыми отложениями мощностью 3—4 км. На расширенных участках шельфа осадки, как правило, приурочены к прибрежным участкам, тогда как во внешней половине развиты спорадически. Напротив, на узком шельфе нередко оголены зоны внешней сублиторали, тогда как в направлении к кромке шельфа мощность рыхлых осадков растет, а их размерность постепенно уменьшается. Так, в северных районах Перу пески на глубинах 35—45 м сменяются мелкоалевритовыми и глинисто-алевритовыми илами, которые прослеживаются до глубин 100—150 м, иногда подходя непосредственно к краю шельфа. Несмотря на аридный

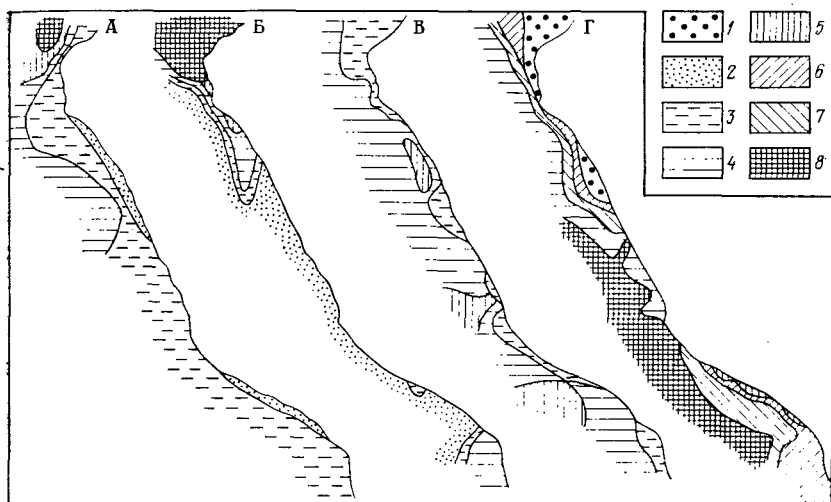


Рис. 20. Распределение гранулометрических фракций и CaCO_3 в осадках шельфа и верхней половины материкового склона подводной окраины Перу. По Д. Е. Гершановичу и А. И. Колюхову (1975 г.)

А — CaCO_3 ; Б — песок; В — алеврит; Г — пелит. Содержания (в %): 1 — 5; 2 — <10; 3 — 10—30; 4 — 30—50; 5 — 50—70; 6 — 15—40; 7 — 40—70; 8 — >70

климат побережья, здесь преобладают терригенные разности. Вне зоны апвеллинга на материковом склоне алевритово-глинистые илы сменяются глинистыми. На подводных террасах островов в расширенной части перуанского шельфа (6—10° ю. ш.) преобладающим типом осадков являются терригенные пески. За счет этого ареал распространения кластических терригенных образований значительно расширяется (рис. 20). Это — мелкозернистые хорошо отсортированные пески, в составе которых преобладает кварц. В центральных и южных районах перуанской окраины, находящихся в зоне регионального апвеллинга, пески занимают очень узкую полосу в прибрежной части шельфа. Они представлены преимущественно мелкозернистыми гравелистыми полимиктовыми разностями, в которых наряду с обломками пород и полевыми шпатами значительная роль принадлежит раковинкам пелеципод. Другой ареал терригенных крупнозернистых осадков (песков и гравелитов) встречается в верхней части материкового склона (до глубины 300 м), где преобладают неотсортированные разнозернистые образования [4]. Глинистые илы характерны для многих участков материкового склона. Они преобладают и в прибортовых частях подводных каньонов.

Карбонатные осадки в рассматриваемой зоне чаще всего являются реликтовыми. В южном секторе зал. Гуаякиль они сложены обломками кораллов, мшанок, раковин моллюсков. Щели и пустоты в раковинах и обломках часто заполнены глаукоцитом или пиритом, что говорит об их древности. Фораминиферовые мелкозер-

нистые пески с обломками ракуши распространены во внешних районах на расширении перуанского шельфа. Они образуют тончайший поверхностный покров. В этих осадках перемешаны свежие и относительно древние раковинки фораминифер. По данным Н. В. Логвиненко и Е. А. Романкевича, полученным в 1973 г., фораминиферовые пески и алевропелиты с зернами фосфоритов и остатками рыб встречаются на глубинах 250—590 м. Ниже расположены диатомовые и радиоляриско-диатомовые илы.

В гумидной умеренной зоне (орегонский и вашигтонский секторы тихоокеанской окраины Северной Америки) шельф также является областью распространения терригенных кластических осадков, главным образом средне- и крупнозернистых песков. Однако, как показали исследования Л. Кульма и К. Шайдеггера в 1979 г., только в прибрежной части шельфа — это современные осадки, во внешних же районах и на склоне они чаще всего относятся к реликтовым и обогащены глауконитом.

Материковый склон в областях с активным тектоническим режимом является зоной, в которой преобладают гравитационные процессы. Этому способствует расчлененный подводный рельеф, высокая сейсмичность и значительный уровень поставки матернала с суши и (или) шельфа. Несмотря на это склон андийских окраин на большом протяжении покрыт гемипелагическими и (или) хемогенно-диагенетическими осадками. К последним принадлежат глауконитовые пески и алевриты. В перуанском секторе окраины Южной Америки они распространены не только в зоне апвеллинга, но прослеживаются и к северу от нее до глубины 500 м и более. Глауконитовые осадки характерны для пологих участков склона. На орегонском склоне глауконитовые пески образуют тонкие пропластки среди алевритово-глинистых гемипелагических илов, которые слагают во впадинах, осложняющих склон, толщи 100-метровой мощности. В устьях каньонов на окраине Орегона сформировались довольно крупные конусы выноса. Особенно хорошо изучен подводный конус Астория. Здесь встречены пачки терригенных турбидитов, в основном мелко- и среднезернистых песков, мощность которых по данным глубоководного бурения (скв. 174 ДСДП) достигает от 2 до 7 м. Они залегают среди алевритово-глинистых осадков. В межрусловых пространствах конуса распространены турбидиты, в составе которых преобладают алевриты. Циклит такого турбидита обычно неполный, в нем присутствуют только верхние горизонты (T_4 и T_5 по А. Боума): алеврит, перекрытый однородной алевритистой глиной. Подобные осадки распространены и в глубине абиссальной равнины, для которой в целом характерны карбонатные пелагические осадки — нанноиды. Вулканогенные образования играют второстепенную роль.

В отличие от окраины Орегона в рельефе большинства других андийских переходных зон прекрасно выражен глубоководный желоб. Только самые крупные каньоны достигают его приматерикового борта, тогда как более мелкие раскрываются во впадины, осложняющие склон. На окраине Южной Мексики со стороны Ти-

хого океана известны четыре системы каньонов, по которым осуществляется сброс кластического, главным образом терригенного материала с шельфа непосредственно в глубоководный желоб. Существует четкая корреляция между мощностью осадка на дне желоба и местоположением крупных каньонов. Наиболее мощный чехол (до 1000 м) был установлен М. Андервудом и Д. Каригом в 1980 г. в непосредственной близости от устьев питающих каньонов, где формируются своеобразные конусы выноса. Вдали от каньонов мощность осадочного чехла снижается до первых десятков метров. Отделенный от абиссальной котловины океана внешним валом, такой конус развивается вдоль ложа желоба, приобретая необычную форму. Как и везде, здесь складывается система распределительных русел и ограничивающих валов. В разрезах колонок, взятых в осевой части желоба, устанавливаются горизонты с градационной слоистостью. Таким образом, мутьевые течения, встретив препятствие в виде внешнего вала, поворачивают и движутся вдоль оси желоба.

Активные окраины невадийского типа

Особое место среди зон перехода с активным тектоническим режимом занимают окраины, представляющие собой гипертрофированные, т. е. разросшиеся до огромных размеров аккреционные призмы. Здесь отсутствует вулканическая деятельность, а активные взаимодействия сводятся к сдвиговым дислокациям вдоль систем крупнейших разломов. Материковый склон нередко теряет в этих районах привычный облик протяженного и относительно крутого уступа, а наземную часть окраины составляют совершенно разнообразные структуры. Например, в районе Калифорнии это поднятия Сьерра-Невады (гранитные батолиты — реликты древнего вулканического пояса), Большая Долина — преддуговой прогиб, заполненный осадками, система Береговых хребтов — выступающая над уровнем океана часть аккреционного орогенного сооружения. Близкое строение имеет и тихоокеанская окраина Канады (провинция Британская Колумбия) и Аляска.

Для наземных участков окраины Калифорнии, расположенной в поясе аридного климата, характерен весьма ограниченный набор седиментационных обстановок. Здесь формируются отложения горных склонов (осыпи и делювий), конусов выноса временных потоков и рек (пролювий, аллювий), эоловые наносы (дюны, барханы), наконец, осадки осолоненных озер, как правило мелких, со слабо стратифицированной по плотности и температуре водной массой. В сложной, сильно изрезанной линии берега, обилии бухт и узких заливов нашло отражение чередование поднятий и впадин аккреционного сооружения. В Нижней Калифорнии (Мексика) заливы нередко трансформировались в классические лагуны, примером которых могут служить лагуны Охо-де-Льебре и Мармона (Фигероа). Сравнение тихоокеанского и атлантического побережий США приводит к выводу об их совершенно различном происхождении.

денин. До 80—90 % береговой полосы США в Атлантическом океане и Мексиканском заливе приходится на забаровые лагуны, эстуарии и дельты, пригодные для развития соляных маршей. Между тем, на тихоокеанской окраине США лишь от 10 до 20 % побережья занято участками, где могут формироваться марши [26]. Причина этого кроется в активном тектоническом режиме окраины, где преобладают вертикальные положительные движения.

На побережье Калифорнии марши тяготеют ко внутренним участкам заливов и лагун. Здесь они защищены скалистыми мысами от разрушительного действия океанских волн. В отличие от атлантического побережья осадки калифорнийских маршей обеднены органическим веществом. В них до 45—50 % приходится на глинистый материал, в котором доминирует монтмориллонит. Алеврит составляет 40 %. Более крупный, песчаный материал концентрируется в приливных руслах. Однако и здесь его доля не превышает 30—35 % [26]. На приливно-отливных равнинах Калифорнии различаются низкий, средний и высокий марши, причем осадки низкого марша (1 м над средним уровнем моря) обогащены в наибольшей степени частицами песчаной размерности (кварц и раковинный детрит). Отложения же высокого марша представлены глинисто-алевритовым материалом (алеврита до 80 %). В наиболее высоких частях приливно-отливных площадей (>2 м над уровнем моря) расположены солончаки. В них формируются алевритовые осадки с аутигенным гипсом и содержанием $C_{орг}$ до 1 % и более. В осадках соляных маршей важным компонентом являются фекальные пеллеты.

В лагунах Нижней Калифорнии марши не занимают большой площади. С ними, однако, связано накопление типично эвапоритового комплекса минералов. На окружающих лагуну Охо-де-Льобре древних приливно-отливных равнинах ведутся соляные разработки. В зоне сверхприлива и сейчас продолжается образование полигалита. В небольшой депрессии (1,5×3 км) к юго-востоку от лагуны, согласно данным М. Пьерра и Г. Ортлиба (1981 г.), на морских песках плейстоцена залегает эвапоритовый комплекс осадков голоценового возраста: ленточные гипсы, включающие конкреции полигалита. Они покрыты тонкой коркой каменной соли.

Другая лагуна Мормона в седиментологическом отношении представляет во многом уникальное явление: здесь происходит формирование слоистых водорослевых образований — матов, связанных с жизнедеятельностью цианобактерий. Водорослевые биогермы этого типа во многом напоминают широко распространенные в докембрийских разрезах слоистые известняки — строматолиты. В стороне от лагуны находятся несколько горьких озер, расположенных в понижениях между дюнами. За голоцен в некоторых из них отложилось до 2 м эвапоритов, главным образом гипса, перекрытого галитом. Гипс обогащен органическим веществом. В горизонтах гипса М. Пьерр и Г. Ортлиб обнаружили конкреции ангидрита и полигалита.

В гумидном умеренном поясе на невадийских окраинах лагуны уступают место глубоким заливам — фьордам, в вершинах которых находятся часто устья небольших рек и ручьев. Один из фьордов Хау Саунд, расположенный к северу от г. Ванкувера, представляет собой сложную систему подводных долин V-образной формы с крутыми бортами, глубоким днищем и невысокими порогами. Длина фьорда 42 км при ширине до 35 км; он окружен хребтами гор с вершинами 1200—2100 м. На дне долин отложилась мощная толща голоценовых (50—150 м) и плейстоценовых (от 100 до 600 м) осадков. На основании исследований, проведенных в 1982 г. Дж. Сивицким и Р. Макдональдом, установлено, что поверхностные отложения это — исключительно терригенные по составу плохо отсортированные, включающие все разности от гравелистых илистых песков и песчанистых алевритов до гравелистого, алевритово-глинистого и глинистого ила. Во впадинах фьорда находятся наиболее тонкие осадки; самые грубые развиты на порогах и площадках, окружающих острова внутри залива. Хорошо отсортированные пески и гравелиты отсутствуют. В другом фьорде Сааниш были обнаружены осадки, сильно обогащенные органическим веществом.

На открытом шельфе чередуются участки, в пределах которых обнажаются сильно метаморфизованные породы фундамента с участками, покрытыми довольно мощным плащом осадков. Внешняя часть шельфа отличается особенно сложным рельефом: небольшие глубоководные депрессии осложняют эту часть шельфа, будучи разделены друг от друга мелководными банками. Каждая такая впадина является отдельным, частично или полностью замкнутым седиментационным бассейном. Осадочный материал поступает из толщи вод, но главным образом из прилегающих районов побережья либо с мелководных банок. Характерно широкое распространение систем подводных каньонов, вершины которых обычно находятся на относительно удалении от побережья. Несмотря на это большинство из них остаются активными, так как питание идет за счет материала, разносимого волнами, вдольбереговыми и приливно-отливными течениями. Так, возвратные и вдольбереговые течения порождают потоки однородных кластических частиц, главным образом песка, который может перемещаться в виде «ковра частиц» по каньону. Насыщаясь материалом, увлеченным со склона, поток нередко трансформируется в классическое суспензионное течение высокой плотности (зерновой поток или турбидитный поток). Ложе во впадинах бордерленда во многих местах покрыто песками. Во внешних впадинах, например впадине Таннер, распространены более тонкие осадки, которые, по данным К. Эмери (1960 г.), обогащены органическим веществом. Значительное развитие во впадинах бордерленда получают оползневые процессы. На пологих участках склонов в осадках повышается содержание глауконита, а также терригенных зерен, покрытых пленкой фосфатов, что связано с подъемом глубинных вод в зоне действия Калифорнийского течения. Внешний склон бордерленда не образует

единого уступа и отличается крутизной лишь на отдельных участках. У его основания согласно геофизическим данным, полученным в 1977 г. Л. Дойлом и Д. Горслином, находятся небольшие депрессии, заполненные осадками мощностью 500—600 м. Эти толщи сложены терригенно-карбонатными отложениями гемипелагического происхождения.

На других участках окраин невадийского типа (Аляска, Британская Колумбия) существует хорошо сформированное материковое подножие с развитым чехлом осадков. В его составе наряду с турбидитами и другими осадками гравитационного генезиса принимают участие контуриты — отложения придонных геострофических течений, действующих в северо-западной части Тихого океана. Шлейф континентально-окаинных осадков здесь простирается далеко в глубь абиссальных котловин.

Тихоокеанская окраина Камчатки

Согласно данным сейсмоакустического профилирования, выполненного сотрудниками Института вулканологии в 1978—1981 гг. в рейсах НИС «Вулканолог», в одном из которых участвовал автор настоящей работы, подводная окраина Камчатки в районах трех заливов: Авачинского, Кроноцкого и Камчатского разбита крупным разломом меридионального простирания на два блока, которые условно можно выделить в качестве приконтинентального и приокеанического. Структурно-геоморфологические зоны, обособляющиеся в их составе (см. главу 2), являются крупными литолого-фациальными зонами, в пределах которых реализуются процессы седиментации определенной направленности.

Для шельфа и его погруженного продолжения характерны нормально залегающие осадки, формирование которых происходило в зоне активных волновых процессов и воздействия вдольбереговых течений. Эти осадки, главным образом пески, заметно грубеют не только в направлении к побережью, но и у кромки шельфа. Под песками залегают плейстоценовые галечно-ракушечные образования. Для полуостровного склона, обращенного к преддуговым впадинам, характерна значительная изрезанность каньонами и ложбинами. Простирание крупных каньонов и ответвлений от них контролируют разрывные нарушения. Развитие оползневых процессов связано с сейсмическими явлениями и часто приводит к срыву гигантских блоков пород, способных перегородить русло каньона. В Авачинском заливе находится один из крупных Авачинский каньон, имеющий несколько вершин. Он прорезает не только склон, но простирается через большую часть окраины, сообщаясь с Курило-Камчатским желобом в районе погружения субмеридионального подводного хребта. Каньон обеспечивает перенос значительных масс терригенного материала в глубоководный желоб.

Разрушение полуостровного склона и перераспределение осадков в Кроноцком заливе также во многом контролируется широкой

сеть подводных каньонов. Самые крупные из них — Жулаповский, Кронецкий и Ольги. Долины этих каньонов глубоко врезаны в склон. На борту каньона Ольги с помощью ударной трубки были взяты образцы плотных диатомитов раннемиоценового — олигоценного возраста. Не только в бортовых частях и ложе каньонов, но и на самом склоне современные образования нередко отсутствуют. Здесь в 1978 г. автором и Г. Л. Чочия были подняты образцы терригенных песчано-алевритовых тонкослоистых образований с признаками циклического строения. В нижней части склона преобладают осадки гравитационного происхождения, в основном оползни и дебриты. В одной и той же колонке осадков здесь можно встретить нормально залегающие и явно пересотложенные образования. Последние часто имеют облик хлидолитов: обломки песчаников и алевритов находятся в массе полужидкого ила либо, напротив, неконсолидированный глинисто-алевритовый ил как бы затекает в трещины, образовавшиеся в разной степени уплотненных осадках. Подобные отложения обычно перекрыты разномерными песками, содержащими линзы вулканокластов и комки глины, слабо размокающих в воде. На профилях НСП преддуговая часть склона действительно изобилует оползнями, обрушившимися блоками и скачущими массами осадков (рис. 21).

Близ устьев ряда каньонов в преддуговых впадинах указанными исследователями были обнаружены древние конусы выноса, нередко скрытые под плащом гемипелагических осадков. Линзы, образованные отложениями подводных конусов выноса, прослеживаются и на сейсмоакустических разрезах. В колонках осадков они представлены хорошо отсортированными алевритовыми илами. Несомненно, что эти конусы сыграли важную роль в заполнении преддуговых впадин осадками. В южной части Авачинской впадины на сейсмоакустических разрезах отчетливо вырисовывается система валов и подводных русел, по которым, вероятно, происходит разгрузка различных суспензионных потоков. Ширина наиболее крупных русел достигает 0,5—0,8 км, разделяющие их намывные гряды поднимаются над ложем впадины на высоту 10—30 м.

Современные и голоценовые осадки центральных частей преддуговых впадин представлены алевритово-глинистыми слабо диатомовыми неслоистыми илами, содержащими редкую гальку, скопления гравия, мелкие линзочки песка и пирокластического материала. Слоистый характер осадочной толщи в преддуговых впадинах заставляет предполагать преобладание в ее составе турбидитов, которые, по-видимому, перекрыты достаточно мощным чехлом гемипелагических илов. В Кронецкой впадине под однородным алевритово-глинистым илом залегают тонкослоистые осадки той же размерности. Более темные слои обогащены алевритовыми частицами, в основном обломками базальтов и андезитов. В других колонках, характеризующих, видимо, дистальные части конусов выноса, среди однородного алевритово-глинистого слабо диатомового ила находятся слои и линзы грубозернистого песка, крупного алеврита и гравия. На разных уровнях в разрезе встре-

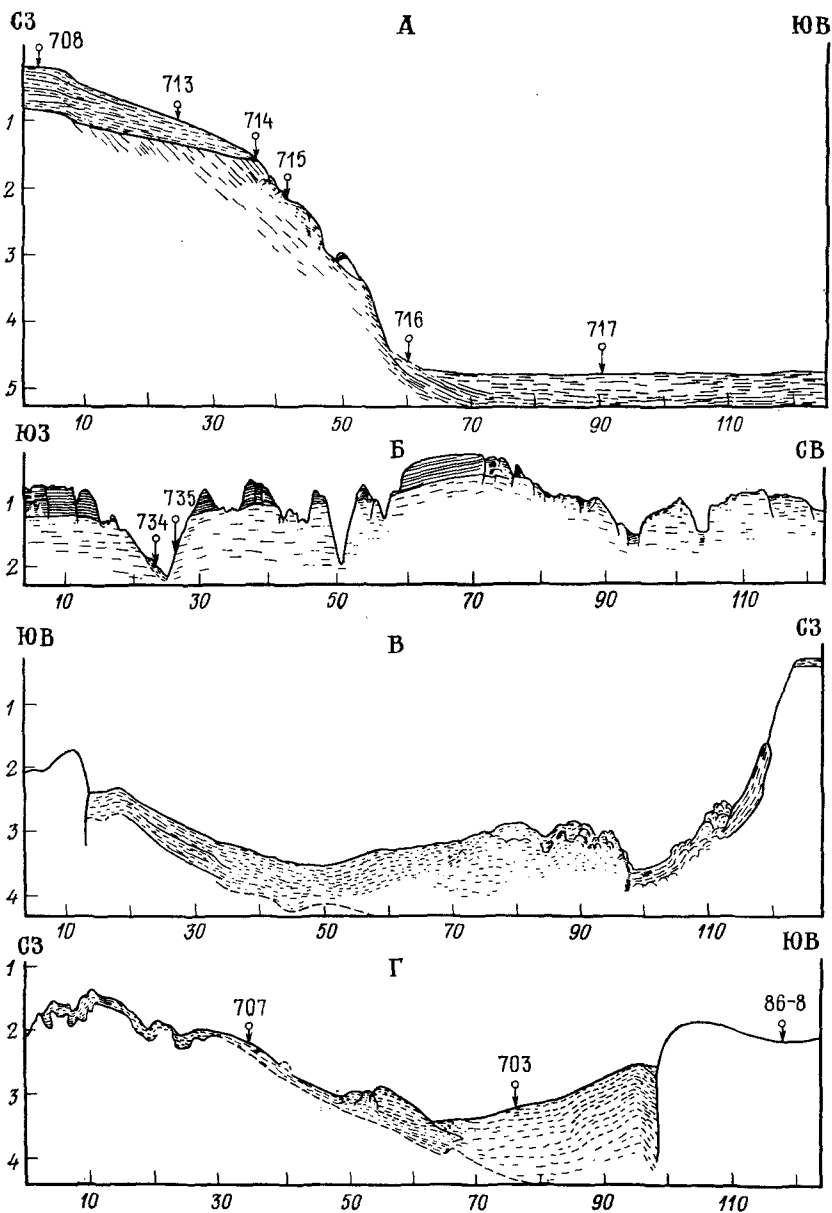


Рис. 21. Сейсмоакустические профили через подводную часть тихоокеанской окраины Камчатки. По А. И. Конюхову и Г. Л. Чочия (1981 г.)

А — поперечный профиль через материковый склон в Кроноцком заливе; Б — продольный профиль в Кроноцком заливе; В и Г — поперечные профили через различные участки подводной окраины Камчатки в Авачинском заливе

чаются окатанная галька и гравий темноцветных пород — материал ледового разноса.

Процессы осадконакопления в пределах приокеанического блока существенно отличаются от описанных выше. Аккумуляция материала здесь приурочена к мелким грабенообразным впадинам, осложняющим главным образом восточные склоны поднятий субмеридионального простирания в вершинной их части. Осадки здесь представлены в основном глинистыми слабодиазомовыми илами, не содержащими существенной примеси терригенного кластического материала, за исключением гальки и гравия ледового разноса. На вершинах поднятий залегают уплотненные глинистые илы, имеющие, вероятно, доплейстоценовый возраст, если судить по отсутствию в них материала ледового разноса.

Своеобразное строение тихоокеанской окраины Камчатки приводит к затруднениям в питании глубоководного желоба осадочным материалом. Основные потоки взвеси в район желоба идут по долинам крупных каньонов, прежде всего Авачинского и Жупановского. То, что транспортировка взвеси осуществляется по долинам крупных каньонов, находит отражение в песчано-алевритовом составе осадков желоба. Интересно, что в погруженной части Жупановского каньона, на выходе из преддуговой впадины, были встречены пески, обогащенные титаномагнетитом, который характерен для отложений на шельфе Шипунского полуострова.

Условия седиментации на окраинах материков в переходных зонах, осложненных островными вулканическими дугами

Окраина Азии в Андаманском море. В составе азиатской окраины в Андаманском море можно выделить следующие зоны: зал. Мартабан, дельту р. Иравади, погруженное плато Мергуй, прилегающий к Малаккскому проливу участок шельфа и склона о-ва Суматра. Основным поставщиком терригенного материала в этом регионе является р. Иравади, выносящая огромное количество тонкой глинистой взвеси. На подводном продолжении дельты этой реки развиты преимущественно алевритово-песчаные осадки. Как полагает К. Родольфо (1969 г.), это реликтовые осадки палеодельты Иравади, сформировавшиеся в позднем плейстоцене в эпоху низкого стояния уровня океана. Вообще следует отметить широкое распространение реликтовых образований на материковой окраине в Андаманском море. Так, за полосой современных алевритово-глинистых и глинистых илов, приуроченных к восточному продолжению дельты р. Иравади и внутренним частям зал. Мартабан, в направлении на юг прослеживается протяженная зона реликтовых отложений, представленных как песками, так и хорошо отсортированными крупно- и мелкоалевритовыми осадками (рис. 22). Терригенные кластические образования занимают здесь большую часть шельфа, до его внешнего края, а также погруженную террасу Мергуй, которая представляет собой обрушенную часть древнего шельфа. Край этого подводного плато на севере

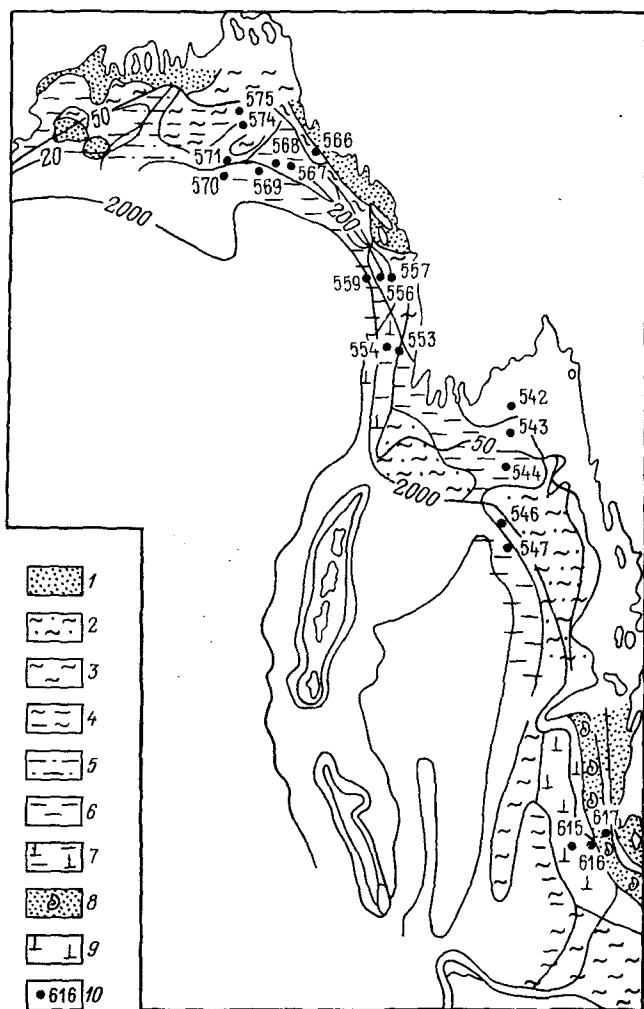


Рис. 22. Размещение различных типов донных осадков на подводной окраине Азии в Андаманском море и восточной части Бенгальского залива. По Д. Е. Гершановичу, А. И. Конохову и И. А. Назаревич (1978 г.)

1 — мелкозернистые пески; 2 — крупноалевритовые опесчаненные илы; 3 — мелкоалевритовые илы; 4 — алевритово-глинистые илы; 5 — глинистый опесчаненный ил; 6 — глинистые илы; 7 — карбонатно-глинистый ил; 8 — биоморфо-детритусовые пески; 9 — фораминиферовые осадки; 10 — точки отбора проб

опускается до глубины 250 м, а на юге — до 500 м. Согласно К. Родольфо, область реликтовых осадков плато Мергуй соединяется на юге с реликтовыми же песками Малаккского пролива. По данным Д. Е. Гершановича, автора и И. А. Назаревич (1977 г.), в Малаккском проливе помимо песков развиты и крупноалевритовые илы, прекрасно отсортированные (72—82 % всего материала

сосредоточено во фракции 0,05—0,074 мм), слабо карбонатные (содержание CaCO_3 не превышает 15—20 %).

Таким образом, наиболее интенсивные седиментационные процессы приурочены в настоящее время к зал. Мартабан и прилегающей части открытого шельфа, где расположена авандельта р. Иравади, а также к юго-восточной области шельфа к северу от Малаккского полуострова. В первом районе происходит аккумуляция глинистых тонкодисперсных илов, во втором — карбонатных песков и глинисто-карбонатных осадков. Большая часть твердого стока р. Иравади постукает по каньонам в халистазу. Впрочем, и сам склон на значительном протяжении заполнен глинистыми илами своеобразного кремового либо красноватого цвета, очень тонкими, с большим содержанием окисного железа. Это редкий случай накопления пестроцветных морских осадков, содержащих продукты перемыва латеритных и ферралитных кор выветривания. Последние распространены на склонах прибрежных хребтов и на высоких плато Бирмы. Наконец, в юго-восточной части моря, где вдоль побережья нередки коралловые постройки и ракушечники, в прибрежной части шельфа господствует формирование биоморфо-дестритусовых песков, сменяющихся у края шельфа фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами. Терригенные составляющие представлены в первом типе осадков алевроитовым, во втором — глинистым материалом. У подножия материкового склона предполагается аккумуляция осадков оползневой и турбидитного происхождения. Таким образом, на материковой окраине в Анадаманском море осадочные процессы отличаются различной интенсивностью и направленностью: области чисто терригенной седиментации здесь соседствуют с зонами карбонатного осадконакопления. Несоизмеримым для этого тропического района можно считать широкое распространение реликтовых образований и сравнительно небольшую роль вещества биогенной природы.

Окраина Южного Приморья в Японском море. Окраина Южного Приморья неоднородна по строению. Северный ее участок обрамлен эпигеосинклинальными сооружениями Сихотэ-Алиня. Для него характерно скалистое побережье, узкий открытый шельф и очень крутой материковый склон. В пределах южного участка находятся глубоко врезаемые в сушу заливы: Амурский и Уссурийский, а также множество других более мелких заливов и островов. Шельф здесь достигает значительной ширины. Склон же также крут, как и на северном участке. Эта часть окраины Южного Приморья, известная как залив Петра Великого, была изучена автором совместно с сотрудниками ТИНРО во время проводившейся здесь в 1970 г. бентосной съемки.

Закрытые и открытые участки шельфа значительно отличаются как в отношении типов осадков, так и по их гранулометрическим характеристикам. Если на открытом шельфе накапливались преимущественно пески, то в заливах и бухтах, на которые в Южном Приморье приходится не менее $\frac{1}{3}$ площади материковой отмели, преобладают алевроитово-глинистые и глинистые илы. Последние

занимают обширные пространства в вершинах наиболее крупных заливов, в частности в Амурском заливе. Обилие небольших рек и ручьев, выносящих материал различной крупности, обусловило широкую фациальную изменчивость осадков на закрытых участках шельфа. В направлении от вершин заливов к морю устанавливается следующий фациальный ряд: глинистый ил—алевроитово-глинистый ил—опесчаненный глинистый ил—песок, обогащенный алевроитово-глинистым материалом. В колонках осадков, как правило, отсутствует слоистость, но отмечается сильная пятнистость и присутствие линзовидных скоплений крупного терригенного материала.

Для современных осадков открытой части шельфа Южного Приморья характерен иной фациальный ряд: пески и илистые пески занимают верхнюю часть сублиторали, ниже изобаты 30—40 м их сменяют алевроиты, быстро переходящие на глубине 50—60 м в алевроитово-глинистые и мелкоалевритовые илы. Алевроитово-глинистые осадки образуют обширные поля и замещаются на глубинах 90—100 м алевроитовыми песками. На глубинах 110—120 м современный материал не отлагается, так как поступающие с суши частицы (а этой части шельфа достигают главным образом глинистые частицы) выносятся Приморским течением, которое наиболее активно у перегиба шельфа на материковый склон. Голоценовые фацции почти повсеместно представлены мелкозернистыми алевроитовыми песками с содержанием 4—5,5 % пелитовой примеси.

На участках расширения шельфа они замещаются песчанистыми и алевроитовыми илами (глубина 55—90 м). Последние в направлении материкового склона вновь сменяются илистыми песками. Ниже изобаты 100—120 м голоценовые пески исчезают и самую внешнюю зону шельфа занимают пески позднелейстоценового возраста, под которыми повсеместно зафиксирован слой гальки с гравием, местами обнажающейся у кромки шельфа.

Изучение колонок грунта, поднятых с различных участков материкового склона, начиная с 300 м и кончая 1700 м, выявило широкую литологическую изменчивость аккумулярованных здесь осадков. В верхней части склона (глубины 300—400 м) накапливаются в основном тонкие, способные к быстрому слипанию частицы. Это уплотненный глинистый ил, обладающий неясно выраженной слойчатостью и перекрытый тонким слоем песка, иногда с галькой и гравием. В средней части склона галька и гравий формируют небольшие прослои, синхронные, вероятно, галечным накоплениям на шельфе. На самой крутой части склона (глубины 300—350 м) ударной трубкой взяты литифицированные комковатые глинистые илы. Эти образования разбиты мелкими трещинами, заполненными песком, и образуют своеобразную «кору выветривания», возникшую под воздействием течений и гравитационных потоков. В диатомовых илах, обнаруженных в диапазоне глубин 1000—1100 м, присутствовали пирокластический материал и древние формы диатомей. В осадке находились многочисленные комки аргиллитов размером от 5 до 15 мм и многочисленные же (частич-

но разрушенные) зерна глауконита. Все это свидетельствует о том, что осадок в этой части склона сложен осыпью древних пород, перемешанной с диатомовым илом. На глубине 1300 м склон лишен рыхлых наносов. Здесь были взяты образцы плотных аргиллитов, лишенных фаунистических остатков. Наконец, в низах склона залегают глинистые илы.

Зональность осадкообразования на современных активных окраинах (на примере Тихого океана)

Тектоническая асимметрия Тихоокеанского кольца, выразившаяся прежде всего в том, что в его западной половине сосредоточены зоны перехода островодужного типа, тогда как восточное полукольцо составляют окраины андийского и невадийского типов. привела и к определенной асимметрии седиментологического характера. Это можно видеть на примере широтной климатической зональности, отраженной в составе осадков, получивших распространение в переходных зонах на востоке и на западе океана. В этой связи рассмотрим островодужные окраины, расположенные по западному периметру Тихоокеанского кольца. В полярных и приполярных широтах они являются арной накопления терригенных отложений, обогащенных материалом ледового разноса, диатомовых и диатомово-терригенных илов, туфогенных образований и гравитационных осадков терригенного и смешанного состава. Наиболее изучены процессы осадкообразования в районе Западно-Алеутской вулканической дуги и расположенного за нею Берингова моря. Согласно А. П. Лисицыну и Д. Е. Гершановичу, на приконтинентальном шельфе Берингова моря преобладает накопление терригенных песчаных и алевроитовых осадков, в большей или меньшей степени обогащенных галечным и валунным материалом ледового разноса. Крупноалевритовые осадки опускаются на материковый склон, где в полосе их распространения обнаруживаются многочисленные пятна и ареалы песчаных и гравийно-галечных отложений. Дно глубоководных котловин занимают диатомовые и слабо диатомовые алевроитово-пелитовые и пелитовые илы, обогащенные послойно вулканическим пеплом.

По мере приближения к Алеутской вулканической дуге осадки приобретают более грубый характер, а в их составе все возрастающую роль играют вулканогенные компоненты. Как и на других островных дугах, здесь резко опускаются нижние границы распространения грубо- и крупнозернистых кластических образований. Состав осадков заметно разнообразится за счет сокращения ареалов собственно терригенных и биогенных осадков и появления вулканогенно-осадочных разновидностей: дресвяно-щепнистых вулканокластов (лапилли, куски пемзы и т. д.), а также описанных в 1960 г. П. Л. Безруковым биоконгломератов и продуктов перемива наземной вулканокластике — железистых полевошпатовых граувакк, туфов и туффитов. Размещение отдельных типов осадков на площади становится весьма прихотливым.

Для островодужных переходных зон в низких широтах типичным является комплекс биогенных и вулканогенных осадков. При этом, по данным И. О. Мурдмаа (1971 г.), биогенные карбонатные образования занимают обширные площади в окраинных морях и частично на приостровных террасах и склонах. Вулканокластические, в том числе туфогенные осадки наращивают цоколь островной дуги и участвуют в заполнении преддуговых впадин на приокеаническом склоне фронтальных дуг. Наконец, терригенные осадки концентрируются непосредственно на материковой окраине: континентальном склоне, отмели и подножии, а в некоторых случаях, например в Японском море, занимают значительную площадь и в глубоководных котловинах окраинных бассейнов. Другой зоной накопления терригенных, а чаще вулкано-терригенных или карбонатно-терригенных отложений становится океанический склон фронтальной вулканической дуги (Японская и Курильская дуги) и ложе глубоководного желоба.

Таким образом, климатическая зональность в островодужных зонах перехода от континента к океану выражается главным образом в широтной смене биогенных компонентов. В высоких широтах осадкообразующими являются остатки диатомового планктона, в умеренных и субтропических широтах их постепенно вытесняют скелетные остатки организмов с карбонатной функцией. В низких экваториальных широтах карбонатные осадки становятся преобладающими и лишь в ряде случаев, по данным И. О. Мурдмаа, на больших глубинах, замещаются полигенными глинами или кремнистыми этмодискусовыми осадками.

Состав и отчасти размерность вулканогенного компонента осадков в приокеанической части переходной зоны (на островных дугах), по существу, остаются постоянными во всех климатических поясах. На собственно материковых окраинах в тылу островных дуг, где преобладающую роль играет терригенный материал, при переходе из высоких к низким широтам наблюдается резкое возрастание значения глинистой составляющей. В подводной же части окраины и на островных дугах типа Японской широкое развитие получают процессы торфонакопления, а также формирования сапропелевых и озерных диатомовых илов.

На активных окраинах в восточной половине Тихого океана широтная зональность отражена в осадках (прежде всего в распределении терригенных и биогенных компонентов) несколько иным образом. В некоторых аспектах она оказывается обратной той, которая характерна для островодужных переходных зон в западной периферии океана. Действительно, максимум кремнеакпления в пределах этих последних приурочен к ледовому и частично умеренным поясам. На андийских и невадийских окраинах он сдвинут в аридные пояса (Перу — северные районы Чили, бордерленд Калифорнии), которые сопряжены с зонами регионального апвеллинга. Накопление карбонатов смещено здесь в экваториальную зону, где оно, однако, слабо конкурирует с аккумуляцией терригенных глинистых осадков. В островодужных зонах перехода

накопление биогенных карбонатных образований является ведущим процессом на огромных пространствах, от районов с теплым умеренным климатом до экватора. Напротив, на тех участках тихоокеанской окраины Южной и Северной Америки, которые расположены в умеренном гумидном поясе, ведущей становится аккумуляция терригенных кластических, в меньшей степени глинистых и вулкано-терригенных отложений. Биогенный компонент играет здесь явно подчиненную роль. Различия же в процессах осадкообразования между андийскими и невадийскими окраинами реализуются главным образом в наземной части зоны перехода, где с невадийскими окраинами связано формирование эвапоритовых и карбонатных водорослевых образований в лагунах аридных зон, а в заливах гумидной умеренной зоны — разнообразных терригенных кластических и углеродистых (обогащенных $C_{орг}$) осадков. Андийские же окраины характеризуются накоплением различных терригенных, вулканокластических и озерных диатомовых отложений в межгорных котловинах гумидных стран, вулканогенных и терригенных дресвяно-щебнисто-песчаных (делювиально-пролювиальных) отложений в аридных областях.

Таким образом, при сравнении различных активных переходных зон в Тихом океане обнаруживается вполне отчетливая асимметрия не только тектонического, но и седиментологического характера.

ГЛАВА 5

ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРИБРЕЖНОГО АПВЕЛЛИНГА

Уже многие годы пристальное внимание геологов и океанологов привлекает несколько удаленных друг от друга зон в океане, отличающихся мало разнообразным, но исключительно пышным развитием морской фауны и флоры. Расчеты производимой здесь биологической продукции, выполненные в 1970 г. О. И. Кобленц-Мишке, В. В. Волковинским и Ю. Т. Кабановой, показывают, что ее величина на два-три порядка выше средних значений для океана в целом.

Принципной подобной неравномерной концентрации жизни растительных и животных организмов в океане является устойчивый и интенсивный подъем глубинных вод, иначе апвеллинг, обеспечивающий поступление в фотический слой, где обитают фотосинтезирующие организмы, необходимых для их развития биогенных соединений. Неоднократно проходя через биологические цепи, биогены устраняются из круговорота, попадая вместе с остатками организмов не в абиссальные илы, как это можно было ожидать, учитывая обогащенность глубинных вод этими соединениями, а в мелководные и гемипелагические осадки. Пример фосфоритов, в которых сконцентрированы биогенные фосфаты и которые распространены главным образом на континентальных шельфах и в из-

вестной мере на островных платформах, в этом отношении достаточно убедителен.

Интенсивный и относительно постоянный во времени апвеллинг наблюдается в областях, где устойчиво дуют пассаты. Стогнный эффект, создаваемый этими ветрами, приводит к перемешиванию значительной по мощности толщи поверхностных и подповерхностных вод. Последние, по данным В. А. Буркова (1971 г.), поднимаются с глубины 100—300 м. В областях апвеллинга действуют холодные компенсационные течения: Бенгельское и Канарское в Атлантике, Перуанское и Калифорнийское — в Тихом океане. В Атлантическом океане зонами регионального подъема глубинных вод являются подводные окраины Северо-Западной и Юго-Западной Африки, в Тихом океане — окраина Калифорнии и Калифорнийский залив, а также перуанский и северо-чилийский прибрежные секторы Южной Америки. В Индийском океане апвеллинг отмечается у западной окраины Австралии. Сезонный подъем глубинных вод, связанный с муссонами, приурочен к окраинам Индостана и Аравии в Аравийском море. Протяженность зон регионального апвеллинга может превышать 1800 км (перуано-чилийская и бенгельская зоны), а ширина колеблется от 1,8 до 54 км. При этом участки подъема вод чередуются с участками их преимущественного опускания и располагаются в виде отдельных крупных пятен над шельфом и верхней половиной склона.

Всплывание холодных глубинных вод, температура которых на 8—10°С ниже, чем в прилегающих районах океана, создает благоприятные условия для развития фитопланктона, прежде всего диатомового, а также перидиней и дишоплагеллят. Одновременно это обстоятельство ограничивает возможности для жизнедеятельности организмов с карбонатной функцией. На базе почти постоянного цветения фитопланктона (а его концентрации здесь в 10 000 раз выше в сравнении с открытым океаном) происходит массовое развитие различных групп организмов: зоопланктона, рыб, морских млекопитающих и птиц. При этом бентос крайне подавлен и даже отсутствует на обширных площадях.

Важнейшим следствием высокой биопродуктивности зон апвеллингов и периодически случающихся здесь катастрофических заморов (в результате нарушения общей динамики вод) оказывается сероводородное заражение придонной водной массы и опускание огромных количеств неразложившихся органических остатков на дно. В результате органическое вещество (седикахнты), которое в большинстве других районов океана в значительной степени разрушается при осаднении и диагенезе, здесь накапливается в осадках в количестве, соизмеримом с объемом минеральной части. Содержание органического вещества в отдельных случаях достигает 30 % и выше от сухой массы осадков. Вместе с органическим углеродом на дно поступают элементы, участвующие в процессах клеточного метаболизма, прежде всего фосфор и азот, а также целый ряд микроэлементов, сорбированных организмами в процессе жизнедеятельности. Кремнезем, используемый диатомеями

при формировании панцирей, также концентрируется в донных осадках. Подобным образом осуществляется перевод растворенных в глубинных водах биогенных элементов в осадки. Следовательно, в основе осадочного процесса в зонах регионального апвеллинга лежит органическое вещество, которое определяет специфику не только седиментогенеза, но во многом и последующего диагенеза осадочных образований.

Своеобразная гидродинамическая ситуация, характерная для прибрежных районов, решающим образом влияет на климат в прилегающей части континента. Действительно, холодные воды в низких широтах препятствуют конденсации влаги в атмосфере и выпадению дождей. Маломощный облачный покров является характерной чертой районов апвеллинга. В обстановке аридного и семиаридного климата вынос с суши терригенного материала оказывается резко ограниченным. Единственным активным агентом выветривания в прилегающих районах континента становится ветровая эрозия, продукты которой, прежде всего кварц с пустынным «загаром», выдуваются на шельф и склон. Даже абразия побережья протекает в этих районах со сравнительно низкой скоростью ввиду крайней редкости штормов. Вследствие этого терригенные осадки, особенно современные, почти везде на шельфе занимают подчиненное положение. В районе перуанского апвеллинга — это мелкозернистые пески, залегающие узкой полосой вдоль побережья на глубинах до 15—20 м. Глубже (глубина 25—40 м) пески обогащены тонким раковинным детритом, в основном остатками пелеципод и гастропод.

Алевритовые и алевритово-глинистые илы вытеснены на периферию апвеллинговых зон и распространены либо во внешней части шельфа, либо в нижней половине материкового склона. Так, мелкоалевритовые илы встречаются на отдельных участках во внешней части перуанского шельфа (7—10° ю. ш.). Они на 80 % сложены зернами кварца, остальное приходится на обломки метаморфических пород (10 %), плагиоклазы (1 %) и калиевые полевые шпаты (7 %). Алевритово-глинистые илы состоят из агрегатов глинистых минералов с низким цветом интерференционной окраски и неупорядоченной текстурой. Характерно обилие тонких слюдяных чешуек и пластинок роговой обманки, а в районах современного вулканизма (окраина Перу) также вулканического стекла. Осадки ожелезнены, включают глобулы пирита, глауконит, обломки карбонатов.

В западинах прибрежной части перуанского шельфа в районе Трухильо — Салаверри (7—10° ю. ш.) встречаются весьма своеобразные осадки: глинисто-алевритовые илы, сложенные углеродисто-глинистым и алевритово-глинистым материалом, образующим микростяжения с размерами 0,1—0,5 мм. Они имеют форму, близкую к сферической, и напоминают ооиды на ранней стадии раскristаллизации. В зеленоватую в проходящем свете глинистую массу вкраплены терригенные зерна, скорлупки диатомей, раковинки фораминифер и глобулярный пирит. Эти же компоненты встречаются

отдельно. На ощупь осадок мягкий, пластичный, не содержит крупных зерен. По-видимому, в данном случае речь идет о начальной глауконитизации, которой подверглись алевритово-глинистые илы.

Для районов, находящихся в зоне влияния апвеллинга, характерно широкое распространение реликтовых терригенных и карбонатных отложений. Так, к реликтовым, вероятно, принадлежат крупно- и мелкозернистые пески, образующие обширные ареалы на расширенном участке перуанского шельфа. Они представлены зернами кварца, полевых шпатов и обломками пород, многие из которых имеют фосфатные или лептохлоритовые оболочки, неравномерно развитые, с неясно выраженным концентрическим строением. К реликтовым на окраине Перу относится и большинство карбонатных осадков. Это — фораминиферные пески, занимающие значительные площади во внешней части шельфа (рис. 23) на периферии одного из наиболее мощных участков подъема вод, который располагается в районе Писко — Кальяо. Пески на 80—90 % сложены целыми и полуразрушенными раковинками фораминифер, среди которых рассеяны обломки толстостенных раковин моллюсков и мелкие зерна глауконита. Наряду с полыми раковинами очень много раковин, заполненных буровато-коричневой (в проходящем свете) глинистой массой, а иногда ярко-зелеными агрегатами глауконита. Часть раковин разрушена и глауконит лежит отдельно. Терригенная примесь представлена кварцем, зерна которого окружены каемками из гидроокислов Fe. Преобладают формы фораминифер с агглютинированными раковинами.

Другие карбонатные образования, обычно преобладающие на окраинах материков в аридных климатических зонах, частично или даже полностью устраняются из зон регионального апвеллинга. Так, ракушечники, водорослевые и коралловые постройки, кокколито- и фораминиферо-кокколитовые илы отсутствуют в Перуанском районе, а на окраине Юго-Западной Африки оттеснены на те участки шельфа и склона, где подъем глубинных вод ослаблен или неустойчив во времени. Их место занимают специфические, сильно обводненные алевритово-пелитовые илы, содержащие значительные количества органического вещества и повышенные концентрации аморфного кремнезема. Это черные сапропелевидные осадки, объем которых после высушивания сокращается в два — три раза, а цвет становится белесовато-желтым. В зависимости от содержания органических компонентов и аморфного кремнезема они могут быть отнесены к углеродистым, слабодиа-томовым алевритово-пелитовым илам, в которых иногда отсутствует окристаллизованный глинистый материал. В одних районах эти осадки создают значительные ареалы, в других, в основном на шельфе, залегают отдельными пятнами. Эти илы формируются как в бухтах и заливах (бухта Кальяо, зал. Уолфиш-Бей), так и на открытых участках шельфа, а иногда спускаются и на материковый склон (рис. 24).

Хотя повышенные концентрации $C_{орг}$ характерны для многих типов осадков из зон апвеллинга, именно углеродистые илы явля-

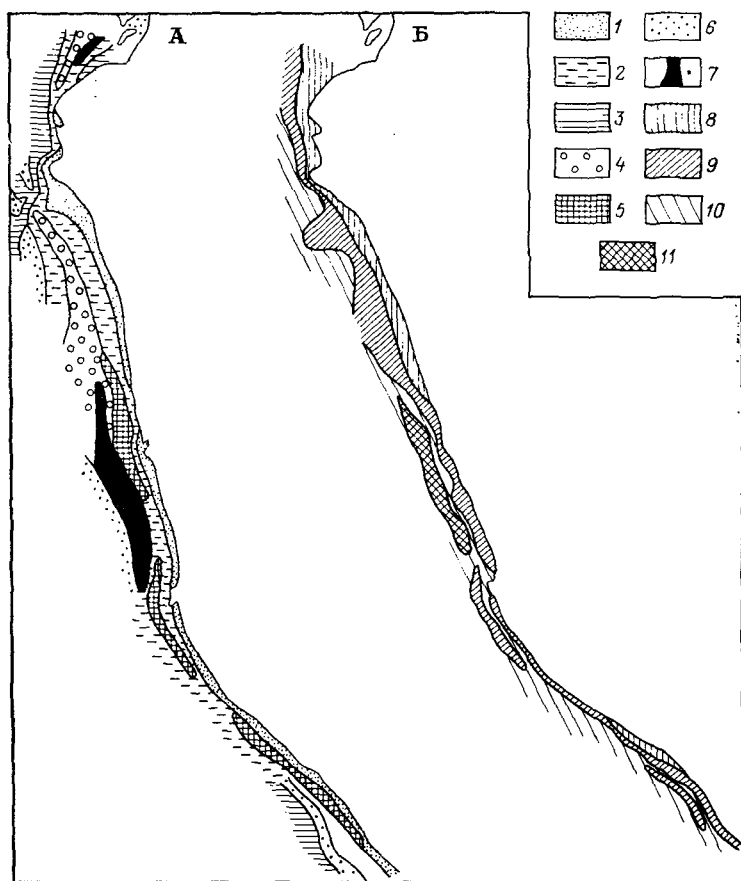


Рис. 23. Типы донных осадков на подводной окраине Перу и распределение в них $S_{орг}$. По Д. Е. Гершановичу и А. И. Конюхову (1975 г.)

А — типы осадков: 1—3 — терригенные (1 — пески и крупноалевритовые илы, 2 — мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы, 3 — глинистые илы); 4 — карбонатные — фораминиферовые пески; 5 — кремнисто-терригенные (слабоднатомовые углеродистые илы); 6 — хомогенные (глауконитовые пески и алевриты); 7 — выходы коренных пород; Б — содержание $S_{орг}$ в осадках (в %): 8 — <1, 9 — 1—3, 10 — 3—5, 11 — >5

ются вместительнеем большей части органического вещества, попадающего на дно. Среднее содержание $S_{орг}$ в осадках Перуанской зоны составляет 3,34 %, а в различных гранулометрических типах: 0,65 % — в песках, 1,44 % — в песчанистых илах, 3,93 % — в алевритово-глинистых илах, 7,57 % — в слабоднатомовых алевритовопелитовых илах. По глубинным интервалам органический углерод распределяется следующим образом: менее 100 м — 1,43 %, 100—300 м — 4,79 %, 300—500 м — 5,13 %, свыше 500 м — 2,54 % [3].

Сходная картина размещения органического углерода в осадках характерна для Бенгальской апвеллинговой зоны. Наиболее высокие его концентрации находятся на участке шельфа, приле-

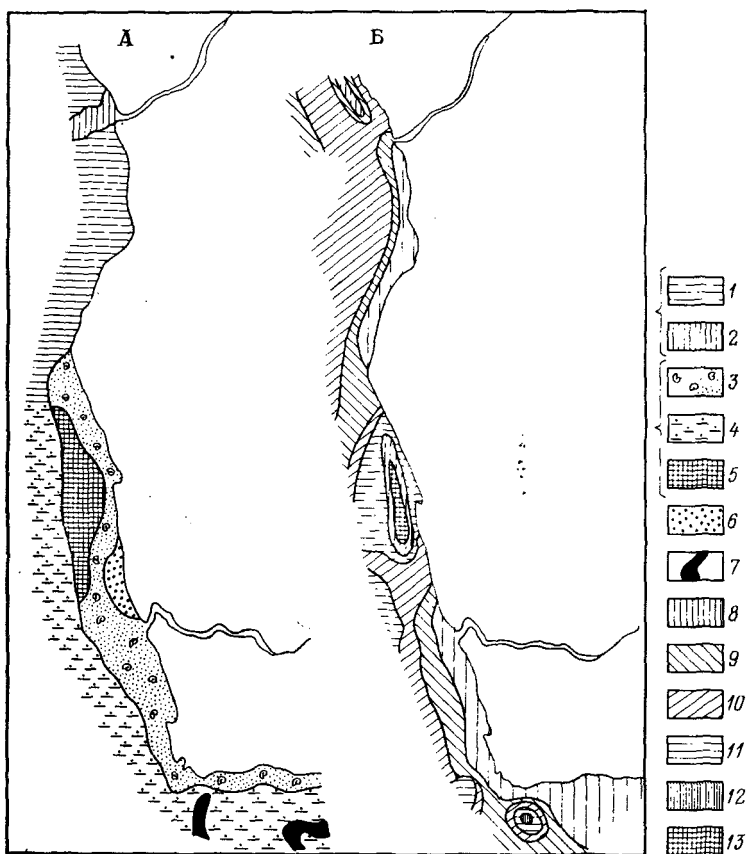


Рис. 24. Типы донных осадков на подводной окраине Юго-Западной Африки (А) и распределение в них органического углерода (Б). По Д. Е. Гершановичу, Т. И. Горшковой и А. И. Конюхову (1974 г.)

А — типы осадков: 1 — терригенные морские, 2 — терригенные, дельтовые и авандельтовые; 3 — карбонатные биоморфо-детритусовые; 4 — карбонатные фораминиферовые; 5 — карбонатно-кремнистые; 6 — хомогенные глауконитовые; 7 — выходы коренных пород. Б — содержание $S_{орг}$ (в %): 8 — <1, 9 — 1–3, 10 — 2–3, 11 — 3–4, 12 — 4–5, 13 — >5

гающем к зал. Уолфиш-Бей. Здесь были установлены содержания $S_{орг}$ — 14,6% Р. К. Авиловым и Д. Е. Гершановичем в 1969 г. (в Перуанской зоне самое высокое значение — 11,2%). Большинство проб осадков, взятых на склоне Ангольской и Капской котловины, показало содержание $S_{орг}$, превышающее 2%. Распределение этого компонента в отложениях материкового склона здесь более выдержано, чем на шельфе.

На западной окраине п-ова Индостан именно в осадках материкового склона были установлены наиболее высокие концентрации органического вещества. Вблизи внешнего края шельфа в фораминиферовых алевритово-глинистых илах они составляют 2–3%, глубже 300 м — более 3%. На некоторых же участках

(напротив устья р. Инд, на широте п-ова Катхиявар и Камбейско-го залива, на широте Гоа) в тонких осадках материкового склона концентрации $C_{орг}$ возрастали до 5 % и более. Максимальное содержание (10,05 %) было зафиксировано в глинистых илах на глубине 1200 м южнее авандельты р. Инд [7]. Второй менее выраженный максимум характерен для глинистых илов в прибрежной части шельфа, где обычны концентрации $C_{орг}$ от 2 до 4 %.

В шлифах углеродистые слабодиадомовые илы представлены зеленовато-бурым в проходящем свете колломорфным материалом, изотропным при скрещенных николях. Текстура осадка неясно слоистая, комковатая. Среди сгустков и агрегатов глинисто-кремнистого, пропитанного органическими соединениями вещества в большом количестве рассеяны скорлупки диатомей различной степени сохранности. Количество створок диатомей на 1 г осадка достигает 8—12 млн. штук. По данным микропалеонтологических определений диатомовые представлены 96 таксонами. Доминирующим по количеству видов является род *Coscinodiscus*, который характерен для неритовой области оксана. Встречаются также единичные раковинки фораминифер, радиолярий, мелкие зерна кальцита. Многие панцири диатомей частично или полностью выполнены пиритом. Глобулы пирита рассеяны по всему осадку. В дочерпательных пробах прослои полужидких углеродистых слабодиадомовых илов переслаиваются с уплотненным терригенным мелкоалевритовым илом, в котором резко снижается количество панцирей диатомей. Мощности отдельных прослоев колеблются от 5—6 до 10—12 см. Таким образом, накопление описываемых илов не было непрерывным.

Особо следует остановиться на геохимических условиях, господствующих в углеродистых слабодиадомовых илах. Для них характерны отрицательные Eh (от -200 до -500) и высокие pH (на отдельных участках зафиксированы значения 8—9 и даже 10), благодаря которым обретают подвижность элементы, стабильные в других обстановках. К последним относятся кремний и фосфор, миграция которых из ареалов, занятых углеродистыми осадками, сопровождается их концентрированием на смежных участках шельфа и появлением разнообразной гаммы хемогенно-диагенетических образований. Процесс диагенетического перераспределения вещества начинается практически в самом верхнем слое осадочного пласта и захватывает самые разнообразные отложения, от терригенных до карбонатных. Вначале происходит обрастание слагающих осадок зерен либо фосфором, либо железом, которое образует кемки наподобие лептохлоритовых. В терригенных песках, залегающих по соседству с углеродистыми слабодиадомовыми илами, многие зерна не только песчаной, но и крупноалевритовой размерности захвачены оолитизацией. Следы обрастания фиксируются и в отложениях, которые откладывались на значительном расстоянии от участков, находящихся непосредственно в полосе апвеллинга. В этой связи можно упомянуть вышеописанные алевритово-глинистые илы с оолитовой текстурой.

В отдельных пробах прибрежных песков с южно-перуанского шельфа были обнаружены новообразованные цеолиты. Это мелкие призматические кристаллы, растущие в виде щеточек на зернах полевых шпатов. В других пробах, главным образом в тяжелой фракции терригенных мелких песков и крупных алевритов, которые занимают срединную шельфовую равнину к югу от мыса Агуа, были установлены повышенные концентрации барита [4]. Последний, вероятно, также является аутигенным (40—44 % от числа зерен в тяжелой фракции). Однако основной областью аутигенного минералообразования остаются внешние участки шельфа и материковый склон, в верхней части которого в перуанском и северо-чилийском секторах окраины Южной Америки установлены протяженные ареалы, занятые глауконитовыми песками и алевритами (диапазон 500—1500 м). Глауконитовые пески и алевриты развиты локально от зал. Гуаякиль до южной оконечности перуанского участка окраины, однако наибольшие площади эти осадки занимают в ее южной части и в районе Чимботе—Салаверри. Глауконит нередко составляет до 50—70 % объема осадка. Это светло- и темно-зеленые, овальной и сферической формы зерна микроагрегатного и неяснокоцентрического строения. В шлифах видны многочисленные трещины синерезиса, частично заполненные пиритом. Сверху многие зерна покрыты пленкой окисного железа. При высыхании зерна глауконита часто расслаиваются на центральную часть (ядро) и оболочку.

Глауконит не является минералом, специфичным только для районов апвеллинга (в древние геологические эпохи глаукониты формировались и в эпиконтинентальных водоемах), но именно здесь он приобретает региональное осадкообразующее значение. Если на внешнем шельфе п-ова Индостан, на банках в море Альборан и во многих других районах первичные глауконитовые ядра формируются в камерах раковин фораминифер, то в Перуанском районе возникновение глауконита связано также с гальмиролизом — подводным выветриванием древних пород, обнажающихся в уступах материкового склона. В шлифах образцов, поднятых с некоторых участков склона в центральной части окраины Перу, можно видеть в различной степени трансформированные обломки пород, чья угловатая форма и отсутствие сортировки свидетельствуют о том, что они представляют собой подводную осыпь и не перемещались на большие расстояния. Многие из этих обломков еще сохранили реликты прежней структуры, другие же приобрели характерное для глауконита агрегатное строение, третьи хлоритизированы или имеют каемки обрастания. Еще одним источником глауконита могли быть оолитоподобные стяжения в описанных выше алевритово-глинистых илах.

Представления о реликтовой природе глауконитовых осадков из района перуанского апвеллинга, высказанные в 1977 г. И. В. Николаевой, плохо согласуются с их слабой раскристаллизованностью и мягкой консистенцией большинства зерен.

Другими аутигенными образованиями, типичными для зон регионального апвеллинга, являются фосфориты, встречающиеся как в зернах и конкрециях, так и в виде монолитных плит, обломки которых попадали в тралы при работе на перуанском шельфе [4]. Надкларковые содержания фосфора обнаруживаются в осадках различных типов из зон регионального апвеллинга. В целом, однако, пределы колебаний достаточно велики: от 0,06 до 3,65 % при среднем содержании 0,31 % (по данным анализа 89 проб перуанских осадков). В зоне перуанского апвеллинга наиболее обогащены фосфором осадки верхней части материкового склона (0,7 %). Несколько более низкие, но устойчивые концентрации фиксируются в шельфовых осадках, расположенных в непосредственной близости от участков с наибольшей биопродуктивностью вод (0,5 %). Согласно Е. М. Емельянову и Г. Н. Батурину (1975 г.), формирование различного типа фосфатных стяжений, в том числе гелеобразных сгустков с содержанием P_2O_5 , равным 11,45 %, а также мягких неконсолидированных стяжений с содержанием этого компонента 26,53 %, связано с диатомовыми илами. Это голоцен-позднеплейстоценовые конкреционные образования, в которых фосфор находится в виде карбонат-фторапатита, франколита и коллофана (возраст от 0 до 51 тыс. лет). Остатки рыб и морских млекопитающих, которые в большом количестве рассеяны в углеродистых илах, тоже подвержены фосфатизации. Таким образом ядрами будущих конкреций служит самый разный материал.

В целом, однако, ареалы повышенных концентраций органического углерода и фосфора в поверхностных осадках Перуанской зоны апвеллинга не совпадают. Фосфор концентрируется по периферии зон распространения углеродистых слабодиатомовых илов, мигрируя из этих ареалов, вероятно, в составе комплексов гуминовых кислот, а возможно, и в другой форме. Лишь при неоднократном перемыве вмещающих осадков в периоды регрессий возникают скопления конкреционных фосфоритов [1].

Важным элементом парагенеза отложений из древних зон регионального апвеллинга являются кремнистые породы. В осадках современных апвеллинговых зон пределы колебаний аморфного кремнезема (SiO_2) составляют 2,02—15,5 % при среднем содержании около 7 % [4]. При этом повышенные концентрации аморфного SiO_2 характерны для углеродистых алевритово-пелитовых илов. В осадках шельфа Юго-Западной Африки содержание этого компонента обычно не превышает 15—20 %. Однако в отдельных пробах Е. М. Емельяновым и Г. Н. Батуриным были определены концентрации до 67 %, что позволяет отнести вмещающие образования уже к категории кремнистых диатомовых илов. Интересно, что наиболее высокие концентрации $C_{орг}$ на шельфе Юго-Западной Африки обнаруживаются в ареале развития углеродистых слабодиатомовых илов, а не собственно диатомовых кремнистых осадков. С последними связаны значительно меньшие содержания $C_{орг}$. Отсутствие прямой корреляции между содержаниями органического углерода и аморфной кремнекислоты в осадках весьма пока-

зательно и может говорить о широком развитии процессов распада панцирей диатомей и выносе значительных количеств растворенной SiO_2 из районов накопления собственно углеродистых осадков. Аккумуляция же кремнистых диатомовых илов, по-видимому, происходила в условиях, когда значительная часть органического вещества успевала распасться в процессе переноса отмерших раковин или их последующего переотложения. Представляется поэтому правильным рассматривать кремнистые диатомовые илы и углеродистые слабодиатомовые осадки в качестве двух самостоятельных типов образований, формирующихся в зонах регионального апвеллинга.

Подытоживая данные о литологии осадков, возникающих в районах регионального подъема глубинных вод, мы можем говорить о своеобразной тетраде осадочных образований, придающей неповторимый облик толщам, сформированным в этих уникальных условиях. Это — парагенез углеродистых слабодиатомовых алевро-пелитовых илов, затем фосфоритов, глауконитовых и кремнистых образований. Встречаются и другие осадки, в том числе терригенные кластические, а также карбонатные; на активных окраинах с ними могут сочетаться прослои пепловых отложений.

Если на других участках зоны перехода от континента к океану формирование осадков является одноактовым процессом, а его минералогическая структура определяется главным образом на стадии седиментогенеза, то в зонах апвеллинга не менее важную роль играют диагенетические процессы, благодаря которым первичная структура осадков может быть в значительной мере изменена. Вследствие этого районы регионального апвеллинга являются зонами не только биогенного, но и хемогенно-диагенетического осадкообразования. В этом смысле они могут считаться уникальными, так как в открытых районах современных материковых окраин отсутствуют другие обстановки, в которых столь интенсивно бы развивались процессы хемогенной осадки вещества.

Геохимические особенности осадков зон регионального апвеллинга в основных чертах определяются органическим веществом, вместе с которым многие элементы попадают в осадок, создавая в нем надкларковые концентрации. Разложение и трансформация органического вещества в условиях высоких его содержаний и дефицита кислорода создает предпосылки для активного развития сульфатредукции. Механизм этого процесса приводит к концентрированию в илах пиритного железа, переработке определенной части органического материала, который, однако, сохраняет многие черты, свойственные исходным биополимерам.

Из всего сказанного следует, что углеродистые слабодиатомовые илы представляют собой тот стержневой тип осадка, наличие или отсутствие которого во многом определяет формирование других специфичных для зон регионального апвеллинга образований. Скорость их накопления, по данным Г. Н. Батурина, полученным в 1975 г., довольно велика и достигает на шельфе юго-западной части Африки 0,5 мм/год. При таком темпе аккумуляции за тысячу

лет должен был сформироваться слой мощностью около 5 м. Реальные мощности этих отложений, по-видимому, значительно меньше. Вероятно, лишь незначительная часть углеродистых илов переходит в ископаемое состояние. Значительные объемы этих осадков, видимо, уничтожались в периоды понижения уровня океана или усиления гидродинамической активности придонных вод.

В современную геологическую эпоху зоны регионального апвеллинга приурочены в основном к окраинам орогенных поясов, являющихся либо мощнейшими складчатыми сооружениями (Кордильеры Южной Америки), либо эпиплатформенными поднятиями. В геологическом прошлом апвеллинги возникали также на окраинах других типов [12].

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

ГЛАВА 6

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НА ПАССИВНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ

Изучение формационного состава отложений, слагающих мощные осадочные линзы, столь характерные для современных пассивных окраин, позволяет расшифровать их геологическую историю. При этом большая часть имеющихся в нашем распоряжении материалов получена при поисково-разведочном бурении на шельфе, склоне и подножии и глубоководном бурении с борта «Гломар Челленджер», работающего уже более 15 лет по различным международным программам.

Согласно результатам бурения, а также изучения толщ, обнажающихся в зонах позднекайнозойского и четвертичного эпплатформенного орогенеза, установлено, что в основании осадочного чехла пассивных материковых окраин, точнее, в пределах шельфа и прибрежной равнины, залегают удивительно однотипные в литологическом отношении комплексы древних отложений. Это, как правило, обломочные красноцветные образования континентального генезиса, среди которых преобладают песчаники, конгломераты и алевролиты с пластами глин (аргиллитов), эвапоритов, реже известняков, прослоенные лавовыми покровами и горизонтами вулканических пеплов. Подобные геотформации обнаружены на многих окраинах в Атлантике и Индийском океане, в районах, удаленных друг от друга на тысячи и десятки тысяч километров, что позволяет рассматривать их в качестве комплексов отложений, связанных с единым для большинства рассматриваемых окраин этапом эволюции.

Континентальные красноцветы слагают базальные горизонты осадочного чехла многих африканских окраин (Марокко, Западная Сахара, Сенегал, Габон, Камерун, Заир, Ангола и др.). Они широко развиты в приатлантических районах Северной Америки, на южном побережье Англии и в прилегающих районах шельфа, в пределах южной оконечности п-ова Индостан и на о. Шри-Ланка, в периконтинентальных бассейнах Бразилии, Южной Австралии и Антарктиды (рис. 25). Эти образования имеют различный возраст, от пермо-триасового до неоком-аптекого, и образуют столь характерный для платформ промежуточный комплекс между древнейшими породами континентального фундамента и более позд-

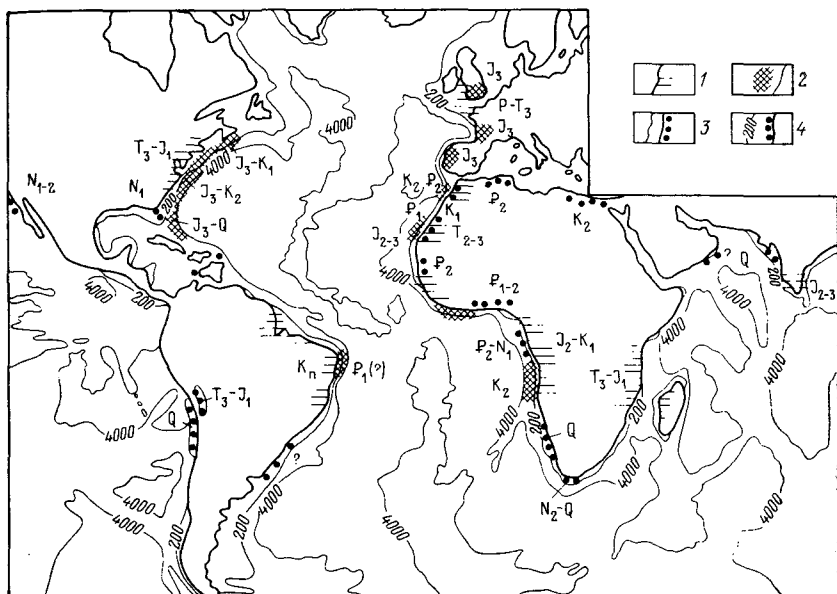


Рис. 25. Красноцветные континентальные (молассоидные) формации и комплексы рифовых известняков на пассивных окраинах материков

1 — ареалы распространения красноцветных молассоидных отложений; 2 — области развития древних рифовых комплексов; 3 и 4 — месторождения фосфоритов (3 — на суше, 4 — на шельфе)

ними мезо- и кайнозойскими морскими отложениями, знаменующими период существования собственно материковых окраин.

Особенно мощные толщи континентальных красноцветов, имеющих возраст от 262 до 203 млн. лет, встречаются в районах, прилегающих к современной окраине Марокко (Марокканская Мезета и Высокий Атлас). Мощность лишь нижней толщи конгломератов и гравелистых песчанников, развитых в долине р. Аргэн, достигает, по данным Р. Брауна, полученным в 1974 г., 2000—2500 м. Во времени формирование конгломератов, связанное с активностью пересыхавших водных потоков, сменилось накоплением песчанников, алевролитов и глинистых алевролитов русловой и пойменной фации. Мощность этих отложений, некогда слагавших обширную аллювиальную равнину, составляет 800—1500 м. Вверх по разрезу аллювиальные образования постепенно вытесняются озерными и мелководно-морскими терригенными осадками (500 м), а еще выше придельтовыми косослонистыми песками (древних баров), шоколадными глинами и глинистыми алевролитами межрусловых низин, опресненных заливов и проделты. Мощность этой толщи более 1000 м. Наконец, в раннем лейасе в долину р. Аргэн проникло море и в условиях приливно-отливных террас началось осаждение гипсов, доломитов и мергелей [33].

Близкие по составу отложения заполняют древние грабеноподобные впадины, которые протянулись цепочкой параллельно современной окраине США в предгорьях Аппалачей. Эти структуры расположены на расстоянии 300—400 км от современного края шельфа. Здесь распространены породы нескольких геотформаций, объединяемых в супергруппу Ньюарк. Время их накопления поздний триас — лейас. Это мощные толщи грубозернистых пород — образований пролювиальных конусов выноса, прослоенных базальтовыми лавами. Помимо конгломератов большую роль в разрезах играют полевошпатовые пески и глинистые алевролиты, которые отлагались на предгорных равнинах, периодически заливавшихся морем (озерные обстановки). В горизонтах алевролитов Дж. Галлом, П. Ольсенем и Ф. ван Хаутеном в 1978 г. были обнаружены линзы калiche, присутствие которых свидетельствует о длительном господстве аридного климата.

Большинство грабеноподобных бассейнов в предгорьях Аппалачей обособились, начиная с карнийского времени. Не все они развивались однотипно. Так, в грабенах Ричмонд и Дир-Ривер, по данным вышеупомянутых исследователей, в среднекарнийское время обширные площади были заняты болотами. В центральных частях впадин Ньюарк и Дэн-Ривер в позднюю фазу их эволюции (позднекарнийская эпоха) формировались озерные осадки. Они представлены черными глинами, обогащенными карбонатами, пиритом и анальцимом. Цикличность стратиграфии указанных серий обусловлена сезонными климатическими изменениями. Субаквальные отложения в лейасе были характерны и для других бассейнов того же типа: Хартфорд — Диэрфилд, Геттисбург и Калпепер.

В Англии на побережье графства Южный Девон обнажаются пермо-триасовые красноцветы. Залегающие в нижней части триасового разреза конгломерато-брекчин Эксе и Теймаус, а также песчаники Доулиш являются отложениями пролювиальных конусов выноса. Выше они сменяются мергелистой толщей кейпера, имеющей циклическое строение. В каждой циклотеме выделяются нижняя и верхняя пачки мергелей, между которыми находится горизонт морских песчаников. Циклотемы разделены глинисто-алевролитовыми породами континентального генезиса. Циклическое строение разреза сохраняется и в Западно-Английском бассейне, приуроченном к открытому шельфу (к юго-западу от Ла-Манша). В разрезе скважины БНОС 72/10-1А, по данным М. Фишера и К. Джинса, кейпер представлен красноцветными глинистыми алевролитами с горизонтами песков, ангидритов и галита.

Базальный осадочный комплекс на окраине Габона (свита Прескокобич) также сложен континентальными отложениями, в данном случае позднеюрско-неокомского возраста. Мощность его колеблется от 2000 до 6000 м. В Кванза-Камерунском бассейне в качестве базальных отложений выступают пестроцветные песчаники и конгломераты, выделяемые в формации Зензе (поздняя юра) и Лукула (неоком). Как и на атлантической окраине США, эти образования выполняют мелкие грабеноподобные впадины,

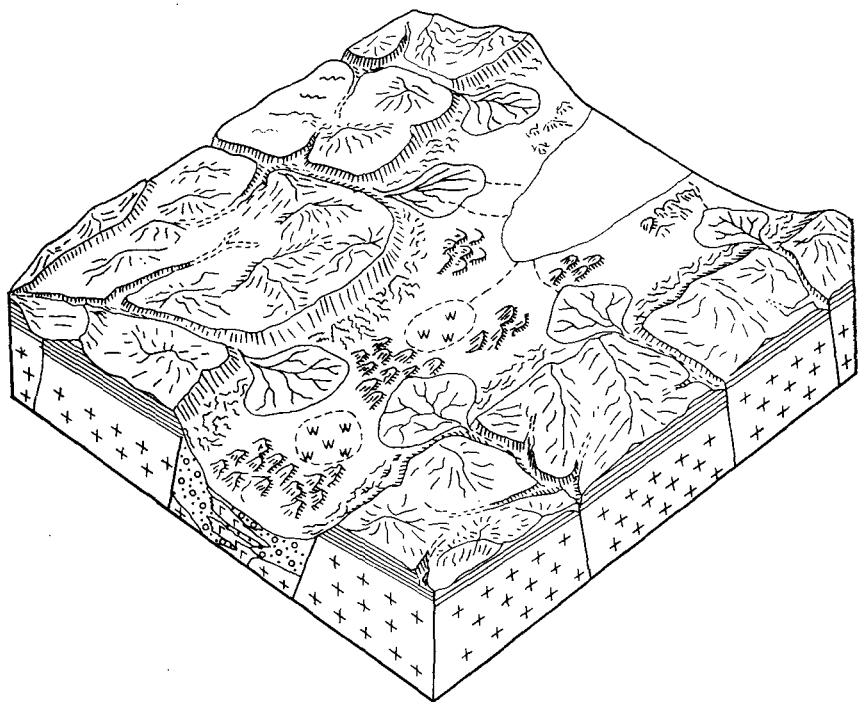


Рис. 26. Блок-диаграмма обстановки формирования осадков в континентальных рифтовых грабенах на примере грабена Арава (Синайский полуостров). По А. И. Конюхову (1980 г.)

Условные обозначения см. рис. 10

находящиеся в настоящее время в глубине суши. В сторону океана эти отложения сменяются более молодыми, неокомскими глинистыми осадками, включающими прослойки песчанков и известняков. Эти битуминозные, темно-коричневые до черных глины Букомази, мощность которых возрастает в районе шельфа, имеют озерный генезис и являются, по мнению Н. А. Крылова и А. И. Горлова, высказанному в 1981 г., регионально нефтепроизводящими отложениями на окраине Анголы.

Формирование описанных выше грубообломочных отложений, которые В. Е. Ханн в 1973 г. назвал молассоидными, могло происходить в условиях, существующих в современную геологическую эпоху в долине (грабене) Арава, соединяющей Акабский залив и впадину Мертвого моря. По профилю от периферийных частей этого грабена к его центру наблюдается следующий фациальный ряд: грубообломочные наносы конусов выноса временных водных потоков; косослойчатые пески дюн и барханов; разномерные терригенные осадки, сцементированные гипсом и/или галитом (отложения так называемой континентальной сабххи); наконец, пакки переслаивания глины и алевроитов, содержащих прослойки солей и хемогенных карбонатов (рис. 26).

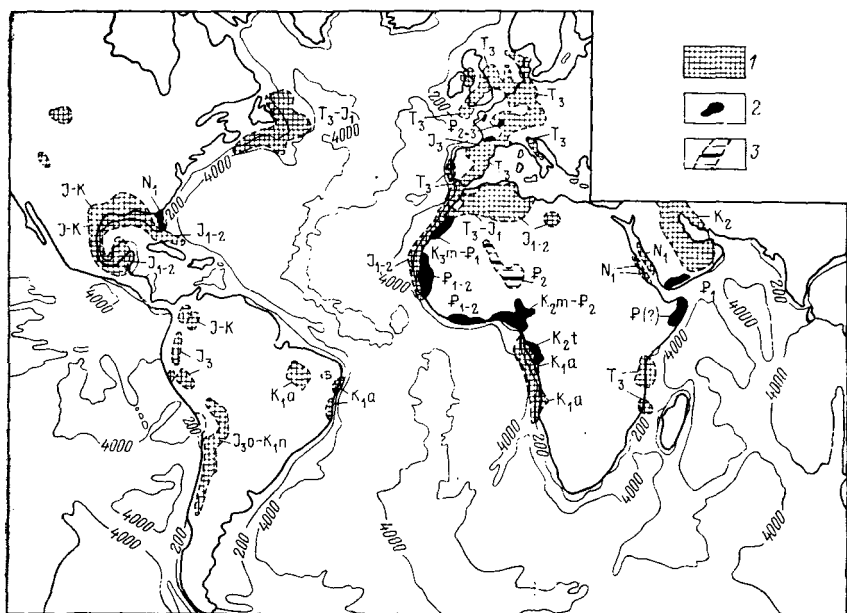


Рис. 27. Соленосные формации и серии магnezияльных глин на пассивных окраинах материков. По А. И. Конюхову (1983 г.)

1 — соленосные отложения; 2 — магnezияльные глин на материковых окраинах; 3 — магnezияльные глин во внутриконтинентальных районах

Другой группой осадочных формаций, получивших широкое распространение на ранних этапах развития пассивных материковых окраин, являются соленосные толщи. Они имеют самый различный возраст: от поздне триасового на окраинах Восточной и Северо-Западной Африки и раннеюрского на атлантической окраине США и Канады, на плато Роккол и в Гибралтарской зоне до аптского в периконтинентальных прогибах Анголы и Бразилии. Мощные толщи миоценовых солей развиты на окраинах Африки и Аравии в Красном море. Если нанести на карту районы распространения мезозойских и кайнозойских солей, то они протянутся вдоль многих окраин в Атлантике и, кроме того, отметят отдельными пятнами окраину Восточной Африки в Индийском океане (рис. 27). В древних бассейнах Марокканской Мезеты: Дуккала, Хемиссет, Берригид и др., соли залегают на континентальных красноцветах и частично переслаиваются с ними. В нижней части разреза соленосных формаций преобладают алевритово-глинистые континентальные образования и сульфаты, которые выше сменяются мощными пачками солей (от 100 до 400 м), перемежаемых лавовыми покровами. Часто такие излияния сопровождалась аккумуляцией конгломератов, что свидетельствует о тектонической активизации и обновлении рельефа. В отдельных районах разрез завершается пластами калийных солей. Возраст рассматриваемых образований поздне-

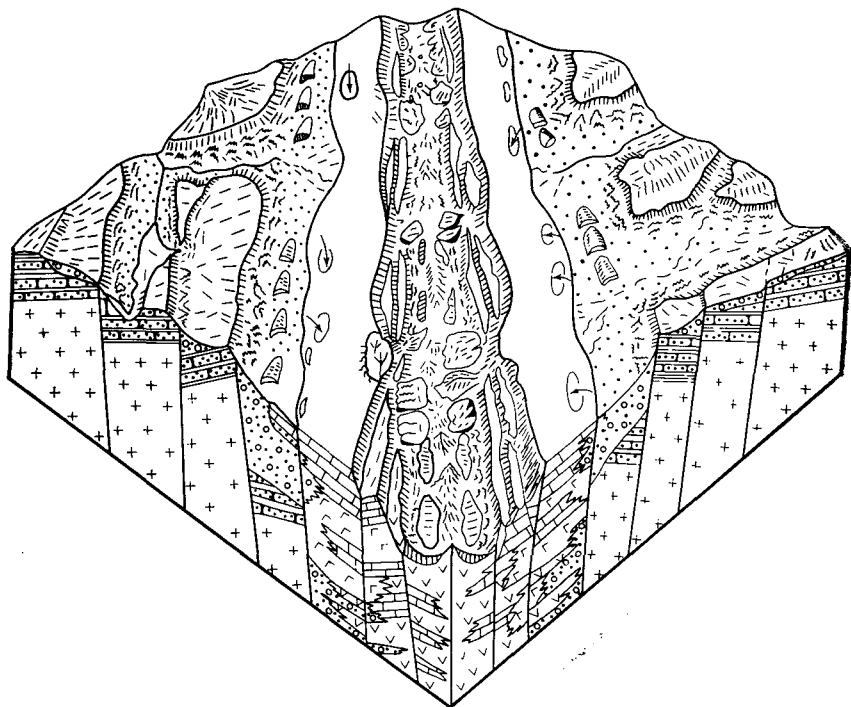


Рис. 28. Блок-диаграмма пассивных окраин материков на стадии формирования молодых рифтовых впадин с океанической корой (на примере современных окраин материков в Красном море). По А. И. Колюхову (1980 г.):
Условные обозначения см. рис. 10

триасовый — раннелайасовый. Перекрываются они верхнелайасовыми известняками прибрежно-морского генезиса [33]. Таким образом, если вначале садка эвапоритов происходила, по-видимому, в обстановках континентальных сабх (солончаки и такыры), то в дальнейшем этот процесс был, вероятно, связан с проникновением морских вод и реализовывался в обстановках глубоко вдававшихся в сушу заливов либо в водоемах типа Красного моря.

Соленосные толщи, получившие распространение на материковых окраинах в Южной Атлантике, в ряде случаев сложены минералами, которые могли возникнуть, по мнению М. Г. Валяшко, только при постдиагенетической трансформации сульфатов и хемогенных карбонатов. Это — карналлиты и тахидриты из аптских разрезов периконтинентальных прогибов Анголы и Бразилии. Последние некогда были бортовыми частями одного и того же или нескольких рифтовых грабенов. Облик такого грабена, с развитием которого могло быть связано формирование первичных глубоких впадин с океанической корой, показан на рис. 28. Бортовые части подобных впадин в дальнейшем, вероятно, трансформировались в уступы материковых склонов, подобные тем, что существуют в настоящее время в Красном море.

В пределах марокканского сектора окраины Африки соли залегают в основном под материковым склоном, протягиваясь сплошной полосой на 200 км, от г. Касабланка на севере до района Капарских островов на юге. На многих участках склона с солями связаны крупные оползни, как, например, в бортовых частях Агадирского каньона. Ангидрит с доломитами встречаются не только в триасовых и лейасовых, но и в вышележащих отложениях, позднюрских и даже раннемеловых прибрежно-морских осадках.

Явления соляного диапиризма, весьма характерные для материкового склона и подножия у Северо-Западной Африки, наблюдаются также в Гибралтарской зоне, в основании континентального склона США к югу от мыса Лукаут и на некоторых участках шельфа Португалии. В последнем случае, если судить по разрезам, изученным на суше, эвапориты имеют раннюрский возраст.

На южных окраинах в Атлантическом и Индийском океанах эвапориты и красноцветные молассоидные образования отсутствуют. Их место на Фолклендском (Мальвинском) плато, а также на склоне и в периконтинентальных прогибах Южной Африки занимают терригенные песчано-алевритово-глинистые отложения, нередко содержащие углистые глины и пачки углей. Согласно исследованиям К. Берка, проведенным в 1976 г., в грабене Кейп-Провинс (к востоку от мыса Доброй Надежды) в раннемеловое время отложилась толща континентальных терригенных осадков мощностью до 4000 м, выделяемая как формация Юитенхейдж. Угленосные континентальные серии триас-юрского возраста, входящие в группу формаций Карру, широко распространены в районах Юго-Восточной Африки и на о-ве Мадагаскар. Таким образом, в умеренных широтах, где преобладали гумидные условия, соли и красноцветы этапов рифтогенеза и формирования первичной материковой окраины сменялись терригенными сероцветными образованиями, часто с пластами и пачками углей, что указывает на их континентальный генезис.

Соли в приатлантических разрезах современных окраин Северной Европы, Америки и Западной Африки почти повсеместно перекрываются карбонатными отложениями: известняками, мергелями, доломитами. Эти разнообразные по генезису породы, обычно описываемые как отложения карбонатных банок (платформ). Имеются в виду открытые участки шельфа в областях с засушливым климатом, которые находились вне влияния терригенного сноса с суши. Структурные и текстурные особенности карбонатных пород позволяют идентифицировать среди них ракушечники прибрежных банок, окаймляющие рифы, водорослевые, водорослево-мшанковые, коралловые биогермы лагун и глубоких заливов, бичроки и другие образования.

Примером карбонатных геотформаций раннего этапа существования пассивных материковых окраин может служить верхнюрская формация Абенаки, разрез которой был вскрыт бурением и прослежен при сейсмических исследованиях в северных и западных районах бассейна Новой Шотландии (атлантическая окраина

Канады). В этом разрезе мощностью 900—1200 м преобладают оолитовые и водорослевые известняки, переслаивающиеся с глинистыми известняками, песками и глинами. Толща пород распадается на два мегацикла, в составе которых более мелководные образования сменяются относительно глубоководными. Это известняки Скатэри и глины Мезейн (1-й мегацикл), а также известняки Баккаро и известняково-глинистые породы Артимон (2-й мегацикл). В составе серии Скатэри Элиуком Лесли в 1978 г. были выделены несколько циклотем, в которых вверх снизу оолитовые известняки сменяются онколитами, а затем крупнозернистыми известняками. Перекрывающие их глины Мезейн, как полагает тот же исследователь, формировались в неритовых обстановках. Карбонатная толща Баккаро сложена более разнообразными породами: пеллетовыми, оолитовыми и биоморфно-детритусовыми известняками так называемой зарифовой фацци. Подобный набор осадков характерен для современных лагун Большой Багамской банки. В юрских известняках видны следы выщелачивания, что говорит о периодах осушения значительных участков древних карбонатных шельфов. В сторону суши карбонаты нередко сменяются маломощными дельтовыми отложениями.

На прибрежной равнине Северо-Западной Африки (периконтинентальные бассейны Дуккала, Эссауира, Тарфая-Аюн и Сенегальский) на триасовых солях и красноцветах залегают отложения юрской мергелисто-доломитовой формации, мощность которых в бассейне Эссауира достигает 725 м, а в бассейне Дуккала 1800 м. На разных уровнях карбонатная юрская толща прослоена сульфатами и карбонатной брекчией, которые свидетельствуют о лагунном генезисе отложений. В бассейне Эссауира описываемые породы подстилаются мощными ангидритами и доломитами триаса, содержащими прослой выветрелых лав и сменяющимися в верхах разреза галитом. Мощность солей в этом бассейне 3000 м (рис. 29). В сторону шельфа юрские лагунные образования сменяются биоморфно-детритусовыми и оолитовыми известняками карбонатных банок и рифов. Мощность этого карбонатного комплекса возрастает в сторону материкового склона до 3000—4000 м. На склоне Марокко (уступ Мазаган) с глубины 3500—4000 м недавно были подняты образцы оксфордских рифовых и мелководных известняков. Край юрского шельфа, был, вероятно, выдвинут в океан по сравнению с современным на несколько десятков километров.

В глубоководных районах окраины Северо-Западной Африки (нижняя часть материкового склона и подножие) разрез нижней половины осадочного чехла существенно иной. Мощность чехла резко меняется от 5000—7000 м и более в районе склона до 3500 м и присклоновых районах подножия и 1000 м на границе с абиссальными котловинами. В точке 416, где была пробурена скважина по проекту глубоководного бурения — ДСДП, кровля триасовых эвапоритов располагается по геофизическим данным на глубине 3100 м от поверхности дна. В интервале 1800—3100 м

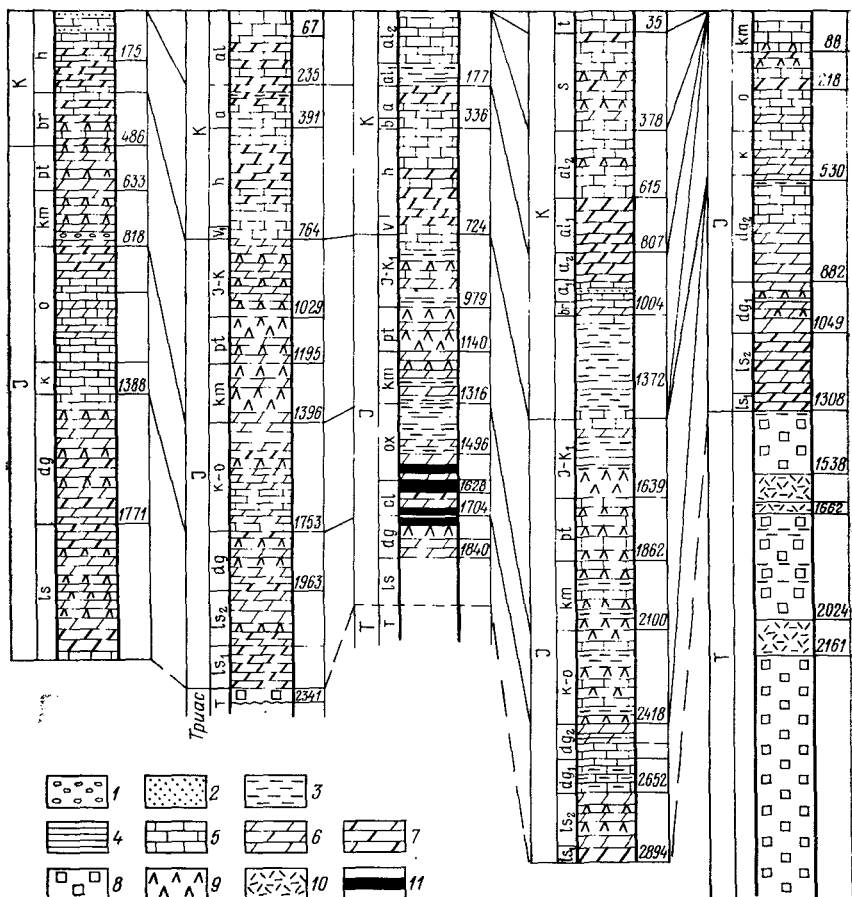


Рис. 29. Разрезы мезозойских отложений по данным бурения в прибрежных районах бассейнов Дуккала и Эссауира (южная часть материковой окраины Марокко в Атлантическом океане)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — мергели; 8 — соли; 9 — ангидриты; 10 — базальты и туфы; 11 — нефтяные скопления

залегают, как полагают, терригенно-карбонатные отложения нижней и средней юры: чередование глин, песчаников и алевролитов с известняками и мергелями (мощность до 1300 м). Выше предполагается присутствие 100–150-метровой пачки гемипелагических глин келловейского возраста. Вскрытая часть разреза в точке 416 ДСДП начинается турбидитами поздней юры — несома, формирующими мощную (800–900 м) толщу. Это отложения подводного конуса выноса, включающие глины, песчаники и алевролиты, а также отдельные горизонты мергелей и конгломератов. В других точках глубоководного бурения, например в точке 367, верхняя юра и несома представлены переслаиванием розоватых,

зеленых и кремневых известняков с пачками гемипелагических глин (мощность этой толщи 350 м). Таким образом, на отдельных участках подпожия турбидиты юры и раннего мела замещаются гемипелагическими осадками того же возраста, но меньшей мощности.

Верхнеюрские карбонатные отложения широко представлены и на атлантической окраине Европы. В Лузитанском бассейне Португалии в течение юрского периода сформировалась толща мощностью до 5000 м. Несмотря на значительное разнообразие фациальных типов отложений, преобладающую роль в разрезах, по данным Р. Уилсона, полученным в 1975 г., играют карбонатные породы мелководного генезиса. Они выделяются в качестве свит Монтехунто, Вале-Верде и Алькобаса, в составе которых преобладают известняки, формировавшиеся в обстановках приливно-отливных равнин и отшнурованных лагун типа тех, которые существуют в настоящее время в заливах Шарк и Спенсер на побережье Австралии. Пласты крупнозернистых известняков соответствуют в данном случае крупным песчаным барам и устричным банкам, тонкослоистые известняки — отложениям внутренних частей лагун и приливно-отливным площадкам. По латерали известняки сменяются терригенными красноцветами — отложениями аллювиальных равнин и конусов выноса временных потоков. Здесь были обнаружены и пачки дельтовых осадков, с которыми связаны довольно мощные горизонты бурых углей.

Верхнеоксфордские известняки и доломиты (первые представлены оолитовыми разностями — реликтами береговых баров, вторые — отложениями приливно-отливных равнин) широко распространены, по данным Б. Пейбернэ, в Пиренеях. Пеллетовые известняки и глинистые темноцветные мергели, обогащенные органическим веществом, формировались в тех же обстановках в кимеридже. Еще севернее на окраине Юго-Западной Франции (Аквитанский бассейн) разрез юрских отложений по данным разведочного бурения на шельфе венчается мощной, до 2000 м толщей доломитов. Последние, по мнению Ж. Бурулле и Р. Делоффра, высказанному в 1982 г., являются перекристаллизованными водорослевыми известняками — матами, формировавшимися в обособленных лагунах типа современной лагуны Гамелин-Пул. Доломиты обогащены сульфитами, содержат мелкие кальцитовые и кремнистые конкреции, а также псевдоморфозы гипса и галита. Эродирующее действие водных потоков, стекавших время от времени с расположенных рядом поднятий, привело к образованию мощных горизонтов брекчированных микрокристаллических доломитов.

Береговые уступы в графстве Дорсет (Южная Англия) представлены оолитовыми известняками позднеоксфордского возраста. Они известны как серия Осмингтон. Оолитовые известняки переслаиваются с глинами и кварцевыми песками, характеризуются на отдельных участках косою слоистостью и включают горизонты биоморфно-детритусовых известняков и водорослевые кор-

ки. Многие признаки свидетельствуют о формировании указанной серии в обстановках приливно-отливных равнин, отгороженных песчаными (оолитовые пески) баррами. Приливные площадки были заселены кремнистыми губками, остатки которых во множестве встречаются в перекрывающих пластах мелкозернистых карбонатов.

Особое место среди карбонатных морских образований раннего периода существования пассивных окраин занимают формации рифовых известняков. Предположение о рифовой природе осадочных тел, залегающих на перегибе шельфа или в основании современного склона атлантической окраины США, было сделано впервые на основании геофизических исследований, выявивших наличие мощных однородных комплексов пород с характеристиками, типичными для карбонатных отложений. В дальнейшем, при драгировании уступов в подводном каньоне Хизена к югу от банки Джорджес У. Райаном и другими исследователями были подняты в 1978 г. образцы нижнемеловых коралловых известняков. Бурением в 43-м рейсе «Гломар Челленджера» на хребте, осложняющем материковый склон США, были вскрыты, по данным Б. Тачолка и П. Фогта, нижнемеловые мелководные известняки с остатками рудист. Аналогичные рифовые комплексы обнаружены на глубинах 2000—4000 м под толщей более молодых отложений вдоль всей атлантической окраины Северной Америки, начиная от Ньюфаундленда и до Багамской платформы. Бурением нескольких параметрических глубоких скважин на шельфе США и 10 глубоководных скважин в нижней части склона подтверждено существование почти непрерывного пояса карбонатной толщи не только на атлантической окраине США и Канады, но также в приконтинентальных районах Мексиканского залива до банки Кампече в Мексике. Общая протяженность этого пояса рифовых массивов и карбонатных платформ превышает, по данным Л. Яанза, 8500 км. В Новошотландском бассейне ширина этого пояса меняется от 20 до 80 км. К югу от мыса Гаттерас она быстро увеличивается до 200 км на плато Блейк и 240 км в окрестностях Багамской банки. Мощность рифовых массивов и платформ сильно колеблется, увеличиваясь от 340 м на Большой Ньюфаундлендской банке до 3300 м в бассейне банки Джорджес и превышает 5000 м на Багамской платформе. Отдельные крупные массивы и банки в составе карбонатного мезозойского пояса имеют в среднем протяженность около 400 км. Одной из причин дифференциации этого пояса на отдельные банки было выдвигание дельт, перекрывавших отдельные участки шельфа и препятствовавшие развитию коралловых построек. Другой причиной, по мнению Л. Яанза, высказанному в 1981 г., могло быть слишком быстрое погружение на отдельных участках окраины. Более медленный темп погружений благоприятствовал развитию карбонатных банок, которые, как правило, приурочены к крупным выступам палеозойского фундамента. Возраст известняков уменьшается в южном направлении. Формирование карбонатных массивов

началось в раннеюрскую эпоху после того как завершилась садка эвалоритов (с рэтского века по геттанг-синемюрское время в Новошотландском бассейне и бассейне банки Джорджес). С небольшими перерывами карбонатонакопление продолжалось до раннемеловой эпохи, когда вследствие регрессии моря рифовые и другие известняки были перекрыты дельтовыми песками на многих участках окраины. В отдельных же районах на атлантическом шельфе США формирование рифовых массивов и накопление сопутствующих карбонатных осадков продолжалось вплоть до альба и тулона, а кое-где отмечается даже в сантон-маастрихтское время и в эоцене. Полагают [43], что внешний край рифовых массивов и карбонатных банок отмечает положение материкового склона в Атлантическом океане позднеюрско-раннемелового времени.

Наиболее древние осадки, вскрытые глубоководным бурением в Североамериканской котловине, по данным Ю. Ланселота, Дж. Хасавэя и К. Холлистера, опубликованным в 1972 г., представлены известняками и глинистыми известняками, залегающими на базальтовом ложе. Кимериджские известняки, перекрывающие оксфордские красные глины и глинистые известняки, содержат многочисленные фрагменты раковин моллюсков. В них обнаруживаются следы течения и оползания, что позволяет интерпретировать их в качестве склоновых образований либо осадков начавшего формироваться материкового подножия. Повторное изучение керна глубоководного бурения в Североамериканской котловине (точка 105 и др.) позволило выявить в толще пестроцветных оксфорд-кимериджских известняков горизонты с градиционной слоистостью, что позволяет отнести их к турбидитам [35]. Выше они сменяются серыми известняками неокомского возраста.

Разрастание карбонатных платформ и развитие рифовых комплексов происходило на фоне эрозии и денудации орогенных сооружений, опоясывавших окраины со стороны суши. В условиях почти повсеместного господства аридного климата их разрушение происходило исключительно медленно. Образовавшийся обломочный материал выносился на прибрежные равнины. Он концентрировался также в основном в виде песка на прибрежных участках шельфа и в вершинах глубоко вдававшихся в сушу заливов.

Таким образом, в течение длительного времени и на громадных пространствах в зонах перехода, окружавших неширокую в то время впадину Атлантического океана, господствовали близкие условия седиментогенеза, в которых формировались карбонатные породы мелководно-морского, а на склонах и подножии относительно глубоководного генезиса. Частично эти толщи впоследствии были выведены на поверхность и подверглись денудации. Однако большая часть карбонатных образований погребена под более молодыми осадками и образуют во многих районах материковый склон современных пассивных окраин.

Преимущественно карбонатные формации перекрывают соленосные толщи и на других, более молодых по возрасту окраинах в Атлантическом океане. На ангольском участке окраины Африки — это альб-сеноманские известняки формации Пинда, развитые в районе шельфа и прибрежной равнины. В сторону суши они замещаются континентальными песчаниками Вермела, в сторону океана — глинами Мойта-Сека. На окраине Габона и Камеруна верхнеаптские слои перекрыты альбскими морскими известняками, содержащими редкие прослои гипсов и ангидритов. Таким образом, широкое распространение карбонатных формаций на окраинах Атлантики наряду с континентальными красноцветами и эвапоритами, представляется закономерным. Вместе эти три геогенерации (термин Н. Б. Вассоевича, предложенный в 1967 г.) составляют последовательный формационный ряд, типичный для нижнего структурного этажа, который выделяется в осадочном чехле большинства пассивных окраин материков.

Возвращаясь к юрскому периоду, следует отметить, что лишь в эпиконтинентальных морях северного обрамления впадины Центральной Атлантики в это время накапливались терригенные осадки, в основном пески и глины. Кимериджские глины занимают центральные части Северного моря и бассейна, существовавшего на месте Норвежского моря. Они обогащены органическим веществом гумусового типа и представляют собой продукты размыва приливно-отливных маршевых осадков, а возможно, и палеозойских угленосных толщ. Близкие по составу отложения разбурены в 36-м и 71-м рейсах «Гломар Чслленджера» на Фолклендском (Мальвинском) плато. Здесь келловейские песчаники перекрываются оксфорд-кимериджскими черными глинами, содержащими большое количество растительного детрита.

Однако особенно широкое распространение на материковых пассивных окраинах формации морских (и дельтовых) терригенных отложений получили, начиная с раннемеловой эпохи. Их формирование было связано с активизацией тектонических движений, приведших к значительному углублению материковых склонов и опусканиям по системе древних разломов, уходивших в глубь континентов. Омоложение этих, возникших еще в юре зон прогибания — авлакогенов и континентальных рифтов, сыгравших важную роль в истории Атлантики и Индийского океана, а также окружавших их континентов, происходило неоднократно, что нашло отражение в накоплении мощных толщ терригенных кластических осадков.

К неокомскому времени приурочена аккумуляция отложений так называемой вельдской фации. Это переслаивание песчаников, алевроитов и глин, иногда с прослоями бурых углей, которым характеризуются толщи циклического строения и многосотметровой мощности. Предполагают дельтовое и авандельтовое происхождение указанных образований. Если это так, то их накопление должно свидетельствовать о постепенном смягчении в раннемеловую эпоху аридности климата и о появлении крупных речных

артерий, которые впервые после образования атлантических окраин стали сбрасывать воды в Атлантический океан.

В бассейне Тарфая-Аюн на окраине Западной Сахары ранне-меловая эпоха представлена мощными толщами переслаивающихся песчаников, глин и алевролитов 1,5-километровой мощности (формация Джрейбихат). Эта толща была пройдена скв. Спанса 51-А, пробуренной в средней части современного шельфа [41]. В разрезах береговых скважин обнаружены пески с прослоями доломитов (рис. 30), присутствие которых свидетельствует о существовании лагунных обстановок в краевых частях разраставшейся речной дельты. Кратковременные трансгрессии моря во внутренние районы бассейна Тарфая-Аюн зафиксированы в пластах оолитовых известняков и морских песчаников, обогащенных глауконитом. Одновозрастные осадки, пройденные в скв. 397 «Гло-мар Челленджера», на материковом склоне у мыса Бохадор, представлены подводно-дельтовыми алевролитистыми глинами с прослоями сидеритовых конкреций, которые, как полагают, формировались в верхней части палеосклона на глубинах 500—1000 м.

Другая палеодельта располагалась в Сенегальском бассейне, где мощность песчано-алевролитово-глинистых отложений неокон-аптского возраста увеличивается по направлению к материковому склону до 2000—2500 м по геофизическим данным. Отложения продельтового типа были вскрыты скв. Гетата в бассейне Эссаура (Марокко). Это толща карбонатно-глинистых пород, по простираению сменяющихся доломитами и известняками. Доломитово-известняковая толща нижнего мела широко распространена в марокканских периконтинентальных бассейнах, где мощность ее составляет 500—700 м. Таким образом, дельтовые отложения накапливались на локальных участках древних окраин, будучи разделены протяженными карбонатными банками, где продолжалось формирование биоморфно-детритусовых известняков, начавшееся в юре. Значительная часть терригенного материала, выносившегося реками, поступала на материковое подножие, где уже на рубеже юры и мела появились подводные конусы выноса. Один из них, сложенный глинами, песчанками и алевролитами с отдельными горизонтами мергелей и конгломератов, был вскрыт скв. 416 ДСДП, в разрезе которой турбидиты неокон образуют мощную, до 800 м толщу. На участках, удаленных от палеодельты, в разрезах древнего склона и подножия преобладают розовые и кремневые известняки, прослоенные гемипелагическими глинами. Мощность подобной толщи в точке 367 ДСДП не превышает 350 м.

Терригенные отложения подводного конуса выноса были разбурены на склоне банки Виго (точка 398 ДСДП, окраина Португалии). Эти осадки залегают здесь на микрозернистых известняках и мергелях позднеготеривского—раннебарремского возраста. Терригенная толща имеет циклическое строение, причем в нижних частях отдельных циклитов, сложенных песчано-алевролитовыми осадками, обнаруживается градационная слойчатость. По мнению

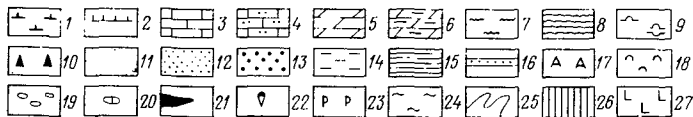
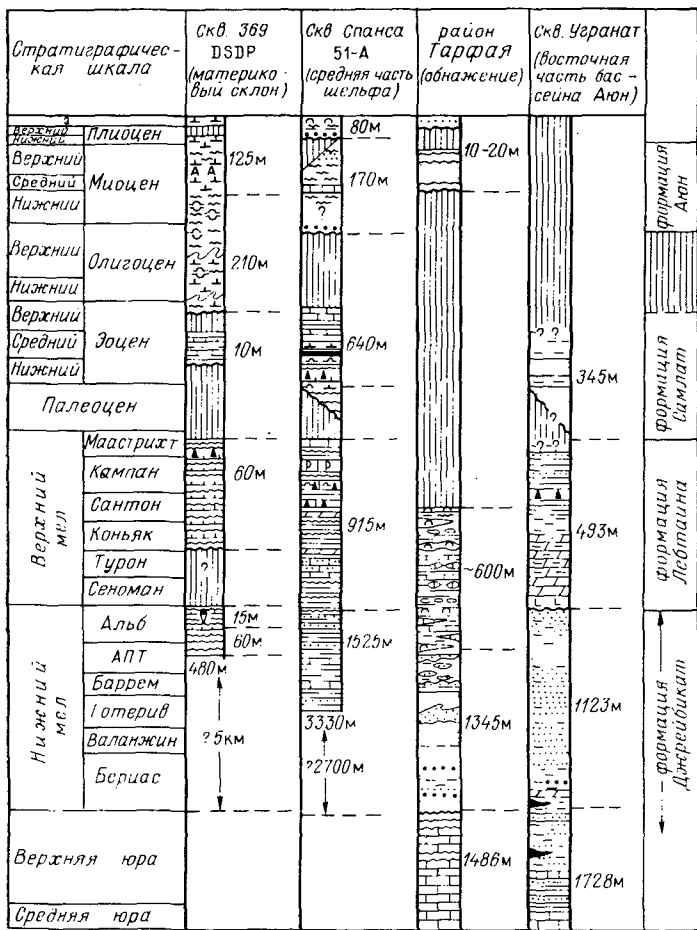


Рис. 30. Мезозойские и кайнозойские отложения, вскрытые в различных частях окраины Западной Сахары (бассейн Гарфая-Аю). По У. фон Раду и Г. Айзеле (1979 г.)

1 — карбонатные слабоуплотненные осадки; 2 — мел; 3 — известняки; 4 — песчаные известняки; 5 — доломиты; 6 — глинистые доломиты; 7 — мергели; 8 — глинистые известняки; 9 — кремнистые (радиоляриско-диатомовые) отложения; 10 — порцелланиты (кремни); 11 — алеволиты; 12 — пески (песчанники); 13 — конгломераты и гравелиты; 14 — глины; 15 — аргиллиты; 16 — алевритовые глины; 17 — прослои пелла; 18 — горизонты с ракушей; 19 — пески из приливно-отливных русел; 20 — карбонатные конкреции; 21 — прослой бурых углей; 22 — белемниты; 23 — фосфориты; 24 — ходы илоседов; 25 — следы гравитационного оползания и смятия осадков; 26 — отсутствие керна; 27 — эвапориты

П. Грациански, П. Мюллера и других исследователей, принимавших в 1978 г. участие в работах на борту «Гломар Челленджера»; средние элементы циклитов представлены осадками оползневого происхождения, а верхние — черными глинами или пелагическими известняками. Мощность вскрытой толщи терригенных турбидитов равна 267 м (рис. 31).

В 93-м рейсе «Гломар Челленджера», проводившемся летом 1983 г. в районах атлантической окраины США, были вскрыты валанжинские известняки, на которых залегали баррем-готеривские песчаники — турбидитовый комплекс древнего подводного конуса выноса. Здесь обнаружена толща в 300 м, которая почти на 50 % разреза сложена песками и песчаниками. Одновозрастные пески ранее были описаны в точке 534 в пределах подножия у Багамской платформы. Таким образом, и на западе молодой центрально-атлантической впадины раннемеловая эпоха стала временем выдвижения крупных речных дельт к внешнему краю шельфа. Ранее господствовало мнение, что терригенный кластический материал не проникал на атлантическую окраину Северной Америки за край шельфа, концентрируясь в прибрежных районах за полосой барьерных рифов. Теперь ясно, что значительное количество терригенных осадков сгружалось на подножие по системам древних каньонов, одна из которых располагалась в районе современного Балтиморского каньона. В верхней части палеосклона в том же 93-м рейсе были вскрыты массивные отложения дебрисфлюу (потоков обломков) и глауконитовые пески, через которые не смог пройти бур «Гломар Челленджера». Учитывая сказанное можно сделать вывод, что наряду с распространением прибрежно-морских дельтовых и авандельтовых отложений первая половина раннего мела ознаменовалась почти повсеместным развитием типично склоновых комплексов осадков, а также отложений подводных конусов выноса. Среди последних встречены преимущественно терригенные турбидитные отложения, формирование которых свидетельствует о достаточно большой крутизне и протяженности древних материковых склонов. Именно с ранним мелом связано оформление древних материковых склонов и подножий, т. е. окончательное становление пассивных материковых окраин в Центральной Атлантике.

Одним из характернейших для раннемеловой, а отчасти и для поздне-меловой эпох типом осадков являются так называемые «черные» глины. Осадки, описываемые под этим названием, не идентичны по литологическому составу. В одних районах Атлантики — это терригенные тонкообломочные или глинистые отложения, вмещающие аллохтонное органическое вещество, в других — преимущественно карбонатные осадки: известняки и доломиты с высоким содержанием органического вещества алинового типа. Органическое вещество «черных» глин исследовали французские ученые: Б. Тиссо, Ж. Деру, Ж. Эрве, а также Дж. Хант, Д. Демезон из США (1979—1984 гг.). Появились «черные» глины еще в оксфорд-кимериджское время в периферийных частях северных и

Скв. 397
Божадор

Скв. 396
подводная гора Виго

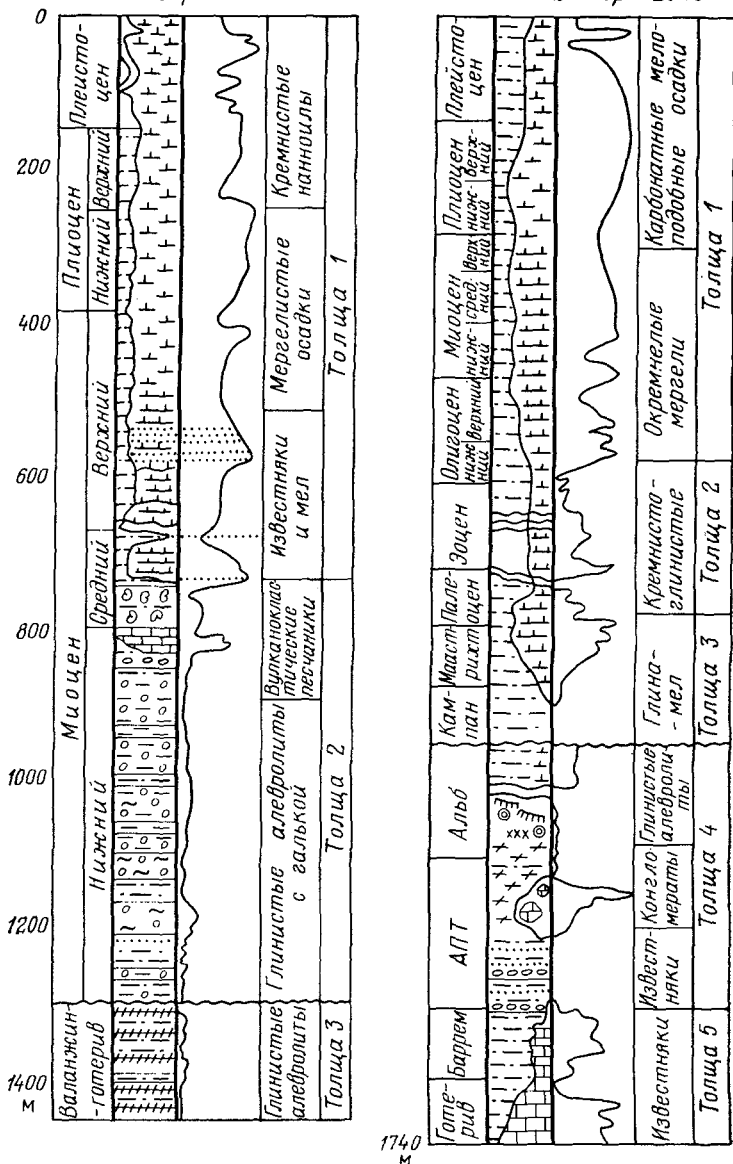


Рис. 31. Отложения, вскрытые глубоководным бурением у мыса Божадор (скв. 397) и на подводной горе Виго (скв. 398) — окраина Португалии. По данным У. Райана и др. (1976 г.)

Кривая в средней колонке отражает содержание CaCO_3 (в %) от 0 (слева) до 100 (справа)

южных окраин в Атлантике. Однако время их действительно всеместного распространения — это средний мел (апт—альб и сеноман—турон), хотя отдельные горизонты «черных» глин встречаются и в сантон-коньякских отложениях. Возраст этих осадков, обогащенных органическим веществом, уменьшается, как правило, при переходе из высоких широт в низкие. Так, образования этого типа, развитые в Аргентинской котловине и на Фолклендском (Мальвинском) плато, значительно старше «черных» глин, обнаруженных в Ангольской котловине. Те в свою очередь древнее близких по концентрации органического вещества, по карбонатным по составу осадков из Бразильской котловины.

В центральной впадине Атлантического океана вырисовывается сходная картина. «Черные» глины, присутствующие на материковом склоне и подножии Северо-Западной Африки и в Североамериканской котловине, имеют апт-сеноманский возраст, тогда как близкие к ним образования из Бискайского залива являются готерив-аптскими. Выше упоминались «черные» глины из района Северного моря, которые сформировались в кимеридже. Столь разный возраст описываемых образований свидетельствует не о застойном режиме водообмена в связи с затрудненной циркуляцией вод у их дна, как считают многие исследователи.

По существу, в случае с «черными» глинами мы имеем дело с несколькими геотектоническими сложившимися в различных климатических и тектонических условиях. В аридном климатическом поясе накапливались глинистые и карбонатно-глинистые сернистые осадки, послойно обогащенные автохтонной по отношению к водоему седиментации органического вещества (остатки бурых водорослей и цианобактерий). В гумидной зоне преобладала аккумуляция терригенных песчано-алевритовых и (или) глинистых отложений. Органические компоненты в подобных осадках часто представлены растительным углефицированным детритом. Аналогичные обогащенные органическим веществом осадки первого типа описаны автором и другими исследователями в 1982 г. в голоценовых осадках окраин в Красном море, где они связаны с периодом климатического оптимума и содержат автохтонное, алиновое органическое вещество; осадки второго типа возникли при размыве дельтовых и маршевых осадков.

Если «черные» глины позднеюрского и неокомского возраста формировались в относительно узкой полосе древней окраины либо в находившихся у них в тылу эпиконтинентальных морях, то во второй — региональный эпизод (средний мел) зонами их аккумуляции стали не только приоксаническая часть окраины, но и обширные участки абиссали. Для разрезов этих «черных» глин характерна широкая фацальная изменчивость. В них часто обнаруживается тонкая (горизонтальная, волнистая и даже косая) слоистость. В одних разрезах прослой глинистых или глинисто-карбонатных отложений, обогащенных органическим веществом, сменяются чисто карбонатными, известково-доломитовыми, в других — терригенными, песчано-алевритовыми образованиями, отла-

гавшимися в условиях высокой активности водной среды. О разнообразии рассматриваемых отложений можно судить хотя бы по количеству фациальных типов, выделяемых в 1980 г. Л. И. Боголюбовой и П. П. Тимофеевым и в 1980 г. В. В. Еремеевым и П. П. Тимофеевым — исследователями, которые изучали керн «черных» глин в разрезах глубоководных скважин на восточных окраинах центральной части Атлантики. Особенности фациальных замещений, а также концентрация и различный состав (от арконового до арконово-алинового и алинового) органического вещества позволяют предположить, что в ряде случаев рассматриваемые отложения идентичны современным приливно-отливным комплексам, которые формируются на окраинах слабо активизированных участков кратонов в гумидном и семиаридном климате. Мелководно-морские разности «черных» глин, имеющих органическое вещество арконовой (гумусовой) природы, олицетворяют собой, видимо, отложения так называемых соляных и/или мангровых маршей, которые по вертикали и латерали замещаются терригенными терригенно-карбонатными осадками приливных русел, обрамляющих валов и т. д.

Примером других «черных» глин, формировавшихся в прибрежных шельфовых условиях, могут служить верхнесеноманские и тулонские отложения в бассейне Тарфая-Аюп (рис. 32). Это слонстые битуминозные мергели, содержащие пласты известняков и кремнистых пород, а также горизонты с кальцитовыми и кремнистыми конкрециями. Мощность битуминозных мергелей и подстилающих сеноманских известняков и песчаников не превышает 80 м. Близкие по составу осадки накапливались также в коньякский век. Они сменяются в разрезе алевролитистыми глинами, мергелями и биоморфными известняками саитон-кампанского возраста. Г. Айнзеле и И. Видман предположили в 1981 г., что формирование ассоциации битуминозных мергелей и кремнистых пород было связано с происходившими над этим сектором африканской окраины подъемом глубинных вод.

Однако среди «черных» глин встречаются не только прибрежно-морские по генезису образования, но и осадки явно глубоководные. В этом отношении интересны ант-альбские «черные» глины, обнаруженные в Бискайском заливе, где они входят в состав упомянутых выше пачек турбидитов, сформировавшихся в подводном конусе выноса. Это темные известковые глины со следами деятельности илоедов, образующие небольшие прослои в 10—20 см в средней части отдельных циклитов. S_{org} обычно превышает в них 0,5 %, достигая в отдельных слоях 3 %. Органическое вещество имеет здесь типично арконовый состав, о чем свидетельствуют обилие растительного детрита, а также данные пиролиза и различные геохимические анализы. «Черные» глины в этом разрезе чередуются с алевролитовыми глинами, которые, как полагают Д. Робертс и Л. Монтадер, являются турбидитами.

На окраине Португалии (район банки Виго) углеродистые образования имеют альб-раннесеноманский возраст. Это бескарбо-

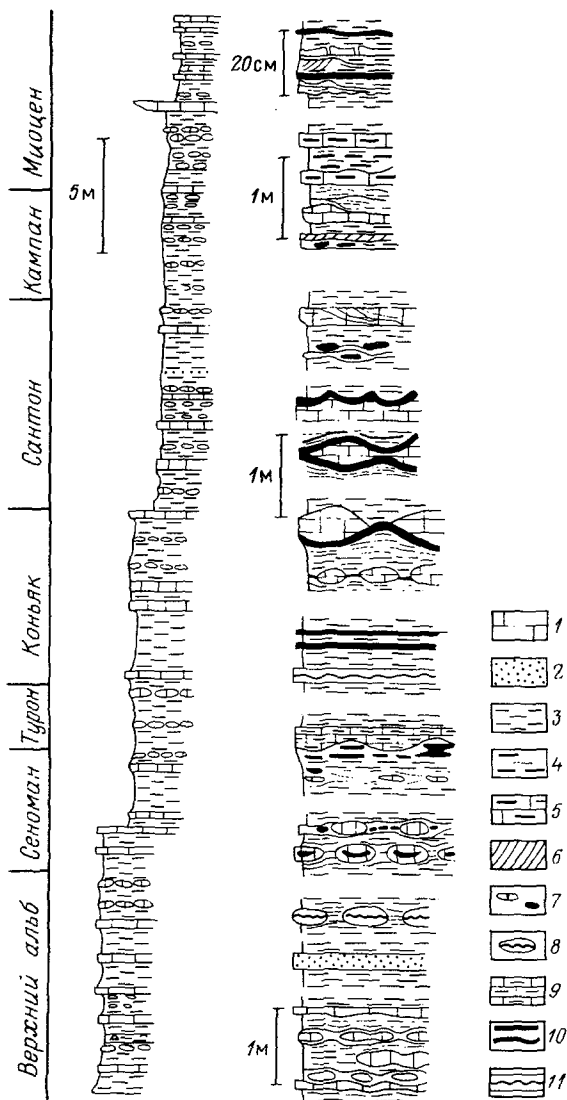


Рис. 32. Верхнемеловые морские отложения, обнажающиеся в наземной части бассейна Тарфая-Аюи. По Г. Айнзеле и Дж. Видману (1981 г.)

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — битуминозные мергели; 5 — битуминозные известняки; 6 — кремнистые породы; 7 — карбонатные стяжения; 8 — кремнистые конкреции; 9 — глинистые или кремнистые известняки; 10 — скопления битуминозных веществ; 11 — прослой кремней

натные темные глины с прослоями мергелей общей мощностью 464 м, которые отлагались, по-видимому, на древнем материковом склоне. Исследования У. Райана, Ж. Сибюэ и М. Артура, проведенные в 1976 г. на борту «Гломар Челленджера», показали, что

как и углеродистые отложения в Бискайском заливе, они обогащены остатками наземной растительности.

О терригенном генезисе «черных» глин, отложенных в Центральном-Атлантической впадине, свидетельствует их минеральный состав, исследованный в 1982 г. М. Шамли, П. Дебрабаном и Ж. Фулоном. Он характеризуется преобладанием иллита (40 %), которому сопутствуют каолинит, смешаннослойные образования, монтмориллонит, кварц и полевые шпаты.

В областях с засушливым климатом те же фацции представлены карбонатными породами с преимущественно алиновым органическим веществом, где в отдельных пластах они достигают особенно высоких концентраций (до 15—20 % $C_{орг}$). Хотя детальное изучение этих отложений еще впереди, можно думать, что по составу органического материала и величине $C_{орг}$ они близки к куронгитам. Следует отметить, что значительные колебания уровня океана мелового периода приводили к постоянному перемещению береговой линии и соответственно к широкой латеральной миграции различных фацциальных обстановок. Во многих районах одновременно с накоплением происходил и интенсивный переувлажнение ранее сформированных осадков этого типа. Переотложение тонкого, обогащенного органическим веществом материала в дистальных частях зоны перехода, в частности на палеосклоне и его подножии, сопровождалось разубоживанием арконово-алинового органического вещества автохтонным органическим материалом, имевшим алиновую природу (рис. 33).

Склоновые темноцветные углеродистые осадки были вскрыты в призабойной части скв. 369 у мыса Бохадор, где они представлены 75-метровой пачкой нанномергелей, обогащенных органическим веществом. Их возраст позднеаптский—альбский.

Формации черных глин или известняков с доломитами, обогащенными органическим веществом, сменили терригенные осадки палеоделта и подводных конусов выноса раннего мела. В свою очередь, в позднемеловую эпоху — время крупнейших трансгрессий — их сменили карбонатные, преимущественно тонкозернистые нанноилы, с которыми во многих районах связано образование писчего мела. Если раннемеловая эпоха — это время преобладания преимущественно обломочного (континентального) материала на окраинах и в прилегающих участках абиссали, то поздний мел, напротив, являлся эпохой распространения условий океанической седиментации на обширные районы континентов.

В Парижском бассейне с сеномана начался длительный период формирования мела, продолжавшийся до позднего кампана. Как установили в 1980 г. Р. Летолль и Б. Помероль, максимум трансгрессии моря по данным флуктуации величин $\delta^{13}C$ в карбонатных породах приходится на рубеж сеномана и турона. В Португалии в это же время, согласно результатам исследований П.-И. Бертю, полученным в 1976 г., происходила аккумуляция биоморфно-детритусовых известняков с преобладанием обломков рудист, в эпиконтинентальных бассейнах Западной Африки — пестроцветных

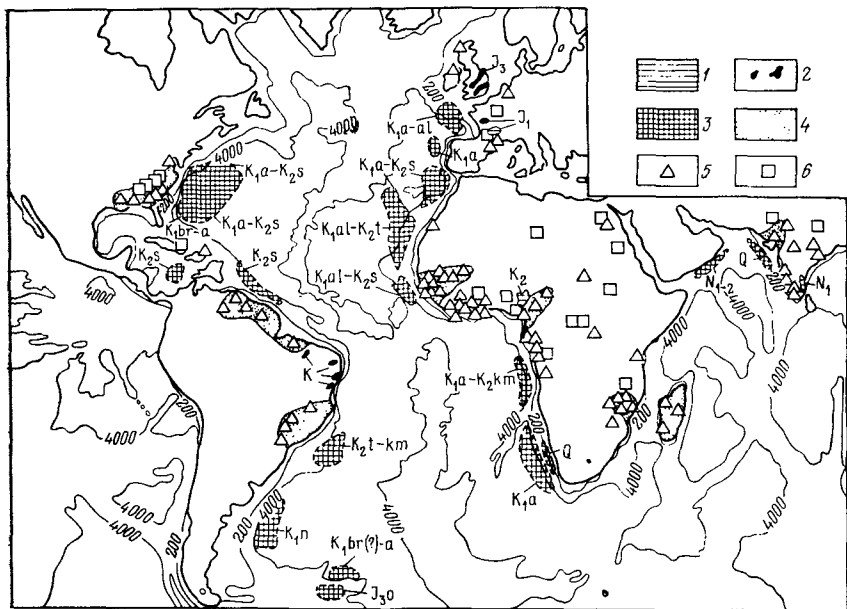


Рис. 33. Каустобиолиты (угли и горючие сланцы) и обогащенные органическим веществом морские отложения («черные» глины) на пассивных окраинах материков. Показаны также месторождения бокситов, осадочных железных руд в мезо-кайнозойских отложениях. По А. И. Конохову (1983 г.)

1 — угольные бассейны; 2 — месторождения горючих сланцев; 3 — районы распространения «черных» глин; 4 — бокситоносные провинции; 5 — месторождения бокситов; 6 — месторождения осадочных железных руд

мергелей и окремнелых или доломитизированных известняков. Отмечается присутствие фосфоритов, что свидетельствует об установлении условий, характерных для зон апвеллинга. На материковом подножии Западной Сахары в коньяк-маастрихтское время формировались нанномергели и известняки с горизонтами порцелланитов (кремнистых пород). По существу, в эту эпоху почти по всему профилю многих пассивных окраин накапливались осадки, принадлежавшие к одной геоформации: кокколито-фораминиферовых известняков и мергелей — типично гемипелагических образований.

На склоне и у его основания с указанной эпохой связаны длительные перерывы в осадконакоплении, что объясняют действием мощных придонных течений, не допускавших осаждения тонких частиц в обширных зонах. Например, в Бискайском заливе (скв. 400-А и 401) перерыв охватывал промежуток времени от апта до кампана, а в точке 402 продолжался вплоть до эоцена.

Высокое положение горизонта лизоклина привело к появлению в глубоководных частях окраины Португалии красных глин (пачка мощностью 125 м), венчающих меловой разрез на банке Виго. На подножии атлантической окраины США и в соседних районах

абиссали в позднем мелу—палеоцене, согласно М. Шамли и другим исследователям, формировались пестроцветные цеолитовые глины монтмориллонитового состава, содержащие примесь палыгорскита. В шельфовых районах той же окраины с сеноманской трансгрессией была связана аккумуляция терригенных песков и алевроитов прибрежно-морского генезиса.

В то же время на огромных пространствах Северной Африки, от Триполитании на востоке до атлантического побережья на западе, в период сеноmano-туронской трансгрессии широчайшее распространение получили гипсоносные лагунные отложения. Общий объем накопленного на этой территории гипса, по подсчетам Ж. Бюссона (1984 г.), составляет примерно 25 000 км³. Таким образом, окраины Африки, обращенные к Тетису и Атлантическому океану, со стороны суши были окружены гирляндой лагун и приливно-отливных равнин, где в условиях засушливого климата осаждались эвапориты. Лишь со стороны Гвинейского залива, где происходил размыв эпирифтовых поднятий, преобладали процессы терригенной седиментации. Так, верхнемеловые отложения в Того-Нигерийском бассейне представлены глинами, песчаниками и мергелями. Наиболее мощные серии терригенных осадков сформировались в мелу в грабене Бенуэ, находящемся на северо-востоке Того-Нигерийского бассейна. Только за отрезок времени с альба по сантон здесь накопились толщи общей мощностью до 7000 м. В большинстве разрезов, по данным М. Хока, полученным в 1977 г., преобладают глины с прослоями и пачками аркозовых песчаников и известняков. Это альбские глины формации Азу-Ривер, сеноманские песчаники, глины и известняки формации Одукпани, турон-коньякские известковые глины формации Эце-Аку и Авгу. С кампана по эоцен здесь же отложилось до 4000 м терригенных осадков, которые на 50 % представлены кварцевыми песками и песчаниками.

Если исключить окраины континентальных рифтов, примером которых является грабен Бенуэ, то следует признать, что активность склоновых процессов в позднемеловую эпоху значительно снизилась в сравнении с ранним мелом, что привело к отмиранию многих подводных конусов выноса и прекращению формирования турбидитов и других осадков гравитационного генезиса.

Конец позднемеловой эпохи и первая половина палеогена ознаменовались появлением на атлантических окраинах, прежде всего Западной, Северо-Западной Африки и Португалии, специфических хемогенных образований — эвапоритов, не имеющих аналогов на активных окраинах материков [11]. Речь идет о геоформациях магнезиальных глин: палыгорскитов и сепиолитов, обычно занимающих промежуточное положение на профиле через зону перехода между континентальными и соленосными сериями прибрежных равнин и гемипелагическими осадками материкового склона и подножия. Подобные образования не встречаются в умеренных и высоких широтах. Их формированию, по-видимому, благоприятствовал засушливый климат с короткими сезонами дождей, во

время которых на водоразделах размывались сформировавшиеся ранее коры выветривания латеритного типа.

На окраинах Того, Бенина и Нигерии глинисто-мергелистые отложения палеоцен-эоценового возраста залегают на позднемеловых песках континентального и морского генезиса. В разрезе маастрихта отмечаются горизонты серых каолинитовых глин с прослоями бурых углей, что, вероятно, говорит о периоде господства гумидного тропического климата. Уже в некоторых горизонтах маастрихта на окраинах в Гвинейском заливе появляется палыгорскит. Нижнепалеоценовые осадки содержат монтмориллонит-каолинитовую ассоциацию глинистых минералов и лишь в позднем палеоцене и в ипрских слоях фиксируется палыгорскит-монтмориллонитовая ассоциация. Как показали исследования М. Слански в 1962 г., в лютетских отложениях из береговых разрезов палыгорскит снова исчезает, но в керне скважин, пробуренных на открытом шельфе, он как и в ипрских слоях становится ведущим глинистым минералом. Палыгорскитовые глины всегда имеют листоватую текстуру и светло-желтую или желтоватую окраску. Глины же, лишенные этого минерала, обычно зеленовато-серые и вмещают стяжения гипса. В разрезе палеоценовой толщи из прибрежных районов Бенина на разных уровнях встречаются горизонты и целые пачки известняков и мергелей. Их мощность изменяется от 5 до 22 м. Это биоморфно-детритусовые образования, включающие фрагменты двустворчатых моллюсков, раковины фораминифер, обломки мшанок и глауконит. Ипрские известняки, особенно из верхней половины разреза, фосфоритизированы. В шлифах среди криптокристаллической кальцитовый массы видны неправильной формы фосфатные стяжения и частично разрушенные зерна глауконита. Фауна свидетельствует о подвижности водной среды, наличии отдельных рифовых построек на участках скалистого грунта и карбонатных банок. Характерно обилие пуммулитов. В ипрских и лютетских слоях роль палыгорскита возрастает в сторону открытого шельфа. Согласно Ж. Милло, палыгорскиты не ассоциируют с фосфоритами, которые обычно находятся в горизонтах известняков.

В центральной части Сенегальского бассейна скважины вскрыли верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые слои общей мощностью около 500 м. Эта толща почти нацело сложена палыгорскитовыми и сепиолитовыми глинами. В направлении к краевым частям бассейна эти глины постепенно замещаются глинистыми песчаниками и алевролитами, в составе которых доминируют монтмориллонит и каолинит. Магнезиальные глины представлены исключительно тонкочешуйчатыми разностями, текстурные особенности которых говорят о накоплении в очень спокойной водной среде. Таким образом, последовательность в разрезе каолинит — монтмориллонит — палыгорскит + сепиолит можно рассматривать в качестве трансгрессивной, а обратную — палыгорскит — монтмориллонит — каолинит, по мнению М. Слански, как регрессивную.

В позднелютетское время магнезиальные силикаты исчезают

из разрезов Западной и Северо-Западной Африки и больше уже здесь не появлялись. Одновременно в Того-Нигерийском и Сенегальском бассейнах резко снизилась роль фосфоритоносных известняков. Формация магнезиальных глин с фосфоритоносными известняками на окраине Сенегала перекрывается позднелютетскими известняками, напоминающими карбонатные породы палеоцена. В Того-Нигерийском бассейне выше магнезиальных глин залегают породы терминального, в основном красноцветного комплекса.

О масштабах образования магнезиальных глин на рубеже мезозоя и кайнозоя можно судить по рис. 35, где показаны ареалы распространения этих образований на окраинах Атлантики и в Индийском океане. Формации магнезиальных силикатов помимо упомянутых выше приокеанических районов Западной и Северо-Западной Африки широко распространены во Франции, Испании и Португалии, Сомали и Южной Аравии, а также во Флориде и Южной Австралии, но возраст их меняется от района к району. Наиболее ранние турон-маастрихтские магнезиальные глины встречены на окраинах Габона и Марокко. Палеоцен-эоценовые глины этого типа развиты помимо Того-Нигерийского, Марокканского и Сенегальского бассейнов в бассейне Тарфая-Аюн, а также в районе плато Хадрамаут, где они обнаружены в 1961 г. Мюллером. Пальгорскитовые глины из южных и западных областей Франции имеют эоцен-олигоценый возраст. Наконец, во Флориде магнезиальные глины характерны, согласно Дж. Хасавю и Дж. Шли, для разреза миоцена. Накопление подобных отложений в столь широких масштабах не отмечалось ни в мезозое, ни в плиоцен-четвертичное время. Максимум их распространения приходится на палеоцен-эоценовое время. Формирование этих специфических образований отражает определенный этап в развитии пассивных материковых окраин. Рост хрупких кристаллов пальгорскита или сепиолита не мог происходить в условиях высокой подвижности водной среды. Поэтому наиболее вероятным кажется их формирование в глубине лагун или приливно-отливных равнин, защищенных барами и островами.

Одновременно с магнезиальными глинами в континентально-окраинных отложениях появляются и другие образования, ранее не встречавшиеся на окраинах материков в молодых океанах. Речь идет о кремнистых и фосфоритоносных формациях, получивших распространение в основном на тех же участках, что и магнезиальные глины. Как было показано выше, фосфоритоносные известняки в Сенегальском бассейне по существу входят в состав формации магнезиальных силикатов. На месторождении Хайте-Кпогаме в Того-Нигерийском бассейне пальгорскитовые глины подстилают фосфоритовые пласты. В бассейне Тарфая-Аюн фосфоритоносные горизонты залегают среди глинисто-карбонатных пород нижнего палеоцена. В состав фосфоритовой формации помимо собственно фосфоритоносных горизонтов, входят массивные кремнистые породы темно-серого до черного цвета. Завершают

разрез иллит-монтмориллонитовые глины позднепалеоценового возраста.

В расположенном севернее Марокканском бассейне (Дуккала и Эссауира) фосфоритоносные отложения приурочены к маастрихтским глинистым и доломитовым известнякам. Глинистые прослои сложены здесь палыгорскитом. В палеоценовой части разреза преобладают известняки и кремнистые известняки, сменяющиеся магнезиальными глинами, кремнистыми известняками и мергелями. Здесь также встречаются горизонты фосфоритов. Мощность формации меняется от 45 до 300 м. Южнее Фосфатного плато в разрезе наряду с известняками и мергелями, глинами и кремнистыми породами большую роль играют, по данным В. И. Покрышкина, В. С. Бойко и В. Я. Ильяшенко, полученным в 1978 г., доломиты. В миоценовых слоях Флориды фосфориты также сочетаются с магнезиальными глинами, доломитами и известняками.

Таким образом, сочетание фосфоритов и магнезиальных глин не является случайным. И те, и другие либо входят в состав единой формации, либо формаций, сменяющих одна другую по профилю окраины, а иногда и в разрезе (фосфориты, как правило, располагаются выше магнезиальных глин). Членом ряда являются и кремнистые, вернее, обогащенные кремнистым материалом образования, отвечающие дистальным участкам окраин: склону и подножию. Первые две формации этого ряда характерны исключительно для шельфа.

Обогащенные кремнеземом горизонты встречены в эоценовой части разреза скв. 369 «Гломар Челленджера» (окраина Северо-Западной Африки), где они находятся в составе пачки нанноиллов 10-метровой мощности. На склоне и подножии противоположащей окраины в Североамериканской котловине (скв. 386) в тот же период времени (палеоцен—эоцен) накапливались тонкозернистые отложения: алевритистые глины и глинистые алевролиты, обогащенные кремнистым материалом. Благодаря применению особого метода разделения и подсчета тонких частиц размерностью от 1,7 до 40 мкм, удалось доказать Дж. Мак Кейву в 1979 г. наличие градационной слойчатости и соответственно принадлежность рассматриваемых образований к турбидитам. Для всего разреза палеоцен-эоценовых осадков оказалась характерной неясно выраженная цикличность. Лишь в сильно окремнелых прослоях — горизонтах порцелланитов, составляющих акустический горизонт А в западной части Атлантики — подобный анализ не удалось осуществить. Как показали исследования В. Рича и Б. фон Рада, проведенные в 1979 г., исходным материалом для порцелланитов послужили фрагменты кремнестроющих организмов. Первоначально это были радиоляриевые алевритово-пелитовые кремнистые плы либо пески, обогащенные спикулами губок (прослой в пачках турбидитов). На ранней стадии диагенеза происходила цементация порового пространства кремнистых осадков, за которой после-

довало замещение аморфного кремнезема опалом-КТ. Последний в дальнейшем заместился кварцем с образованием кремней.

Появление рассмотренной выше триады формаций: магнезиальных глин, фосфоритопосной и кремнистой (вернее, кремнисто-карбонатной или кремнисто-терригенной) обусловлено сочетанием целого ряда условий и прежде всего новым для Атлантического океана того времени явлением: региональным апвеллингом. Последний возник как следствие изменения атмосферной и океанической циркуляции, начавшегося еще в поздне меловую эпоху. Как было показано в главе 5, окраины континентов, к которым приурочен устойчивый подъем глубинных вод, характеризуются резко засушливым климатом. Последнее благоприятствует испарению воды в замкнутых частях водоемов и формированию там эвапоритов. Во внешних зонах шельфа получают развитие типично апвеллинговые фации: кремнистые темноцветные, обогащенные органическим веществом отложения и фосфориты, которые образуются при фосфатизации различного кластического материала. На склоне помимо глауконитовых песков часто распространены пестроцветные или красноцветные глинистые илы. Надо сказать, что осадки последнего типа присутствуют во многих глубоководных разрезах Центральной Атлантики. При этом лишь базальные красноцветы здесь связаны с подводным выветриванием океанических базальтов. Появление других, в частности, неокомских пестроцветных и пятнистых глин, было обусловлено скорее всего гумидизацией климата и выносом в океан продуктов латеритного выветривания. Нередко решающим фактором, определившим формирование подобных осадков, было высокое положение уровня карбонатной компенсации, когда остатки карбонатостроящих организмов не доходили до дна, в результате чего на значительных площадях отлагались илы, напоминавшие современные красные глубоководные глины.

Пестроцветные и пятнистые глины и нанноилы могут быть выделены в качестве самостоятельной геоформации склона и подножия, например эоценовые пестроцветные осадки — чередование глин красного, коричневого и серого цвета из разреза скв. 119, пробуренной в южной части Бискайского залива. В сочетании с каолинитом и монтмориллонитом — минералами латеритных кор выветривания, здесь был обнаружен в примеси латыгорскит, видимо, перемытый из шельфовых осадков Португалии. Пестроцветные глины обычно лишены микрофоссилий, характеризуются неясной слоистостью и постепенными изменениями окраски. Накопление этих образований часто сопряжено со стратиграфическими перерывами. По данным И. О. Мурдмаа, для них характерно обилие железа (от 5—10 до 11—18 %), марганца (до 4,24 %) и кремнезема (от 36 до 60—79 %). Скорости накопления их весьма невысокие, 1—7 м за 1 млн. лет. На окраинах материков это чаще всего гемипелагические осадки периодов наивысшего развития трансгрессий и начальной фазы регрессии, когда поступление терригенного материала с суши было минимальным. Вот почему так

широко представлены в океане верхнемеловые—палеоценовые отложения этого типа.

Если в позднемеловых разрезах мало отложений с признаками генезиса на склоне и подножии, что объясняется низкими скоростями седиментации, тонкой размерностью поступавшего сюда материала и действием придонных течений, то начиная с позднепалеоцен-эоценового времени турбидиты и различные осадки гравитационного происхождения стали постоянными и даже преобладающими образованиями в керне глубоководных скважин, пробуренных в пределах современных окраин. Впрочем, состав турбидитов меняется в зависимости от климатического режима в прибрежных районах материков, а также от состава осадков, накапливавшихся на шельфе и склоне. Толща турбидитоподобных отложений: панномергелей и слабоуплотненных биоморфо-детритусовых карбонатных песков с прослоями красных глин и других пелагических образований — залегает в основании осадочного чехла во внешних районах Бискайского залива (подводная гора Кантабрия, скв. 119). Это палеоценовые и эоценовые осадки, отмечающие период высокой активности склоновых процессов, связанной с ростом Пиренеев. Выше уже упоминались разновозрастные турбидиты кремнисто-терригенного состава, получившие распространение на подножии материкового склона в Североамериканской котловине и описанные в 1979 г. И. О. Мурдмаа.

Широко представлены турбидиты и в кайнозойских разрезах, характерных для материкового подножия Северо-Западной Африки (скв. 367, 368 и 370 ДСДП). В палеоценовых-раннеэоценовых циклично построенных сериях основным является чередование пестроцветных глин и алевролитов. Последние, по данным У. Дина, Дж. Гарднера и других исследователей, полученных в 1978 г., залегают в подошве циклитов и сменяются выше оливково-черными глинами с содержанием $C_{орг}$ до 4%. Верхнюю часть циклитов составляют в данном случае зеленовато-серые гемипелагические глины (0,1—0,3 $C_{орг}$). Продолжительность формирования единичных цикломом составляла около 50 000 лет. Происхождение подобных циклично построенных серий было связано, по-видимому, с выносом значительного количества органического вещества с внешнего шельфа и верхней половины склона, находившихся в зоне апвеллинга. В кернах ниже- и среднеэоценовых осадков в составе циклитов появляются кремни или порцелланиты.

Большая часть разреза, пройденного скв. 370, представлена по мнению Дж. Гарднера, У. Дина и Л. Янза, высказанного в 1978 г., отложениями глубоководного конуса выноса. Это мощная (свыше 1000 м) монотонная слоистая толща турбидитов, в составе которых находятся и конгломераты. Можно привести еще множество примеров, свидетельствующих о широком распространении турбидитов на пассивных окраинах материков в кайнозое.

Интересно, что если в позднем мелу—палеогене основной областью накопления осадков зачастую оставался шельф, то в неогене главным депоцентром осадочного материала повсеместно

становится материковое подножие. Так, мощность поздне меловых осадков на окраине Западной Сахары (бассейн Тарфая-Аюи) возрастает с 60 м в точке 369 ДСДП (подножие) до 915 м в шельфовой скважине 51-А. В палеогене осадки также отлагались главным образом на шельфе (несколько сотен метров). В средней части склона отложения этого возраста, по-видимому, размыты. Напротив, неогеновые осадки маломощны на шельфе, а в нижней части склона и на подножии формируют толщу мощностью до 600 м [41]. В основном — это раннемиоценовые осадки гравитационного происхождения (различные масс-флоу). Венчают разрез гемипелагические, карбонатные тонкозернистые отложения среднемиоценового—плейстоценового возраста.

Все возрастающая контрастность атмосферной и океанической циркуляции была следствием начавшегося похолодания климата (совпавшее во времени с раскрытием Северной Атлантики), вслед за которым сформировалась система придонных контурных течений. Начиная с позднего эоцена в глубоководных частях материковых окраин в западных периферийных районах Атлантического океана стали множиться свидетельства действия этих течений. Это пачки тонкослоистых терригенных кластических и глинистых осадков, нередко слагающих внешние валы в дистальной части подножия (например, внешний вал Блэйк). Толщи, сложенные подобными осадками, могут быть выделены в качестве особого типа терригенных глубоководных континентально-окраинных формаций. В позднем кайнозое они получили распространение в западных районах Атлантического океана и вокруг Антарктиды. Следы действия контурных течений установлены также у южной оконечности Африки (течение Агульяс) и на окраине Мозамбика.

Начиная с олигоцена, а может быть и эоцена, на атлантической окраине Северной Америки стали формироваться отложения приливно-отливных равнин, которые в разрывах перекрываются (и срезаются) трансгрессивными сериями морских осадков: кварцевых песков с глауконитом, алевритов, а также глауконитовых песков с ракушей. Примером трансгрессивных осадков может служить формация Пини-Пойнт позднеолигоценового возраста, описанная в 1980 г. Р. Олсоном, К. Миллером и Т. Унгради. Это толща серых песков с глауконитом, которые залегают на размытой поверхности эоценовых отложений. Последние отличаются более глинистым составом и более высоким содержанием глауконита. Падение уровня океана началось в позднем эоцене и продолжалось на окраине США вплоть до среднеолигоценовой эпохи. Оно было связано с значительным похолоданием климата и формированием ледового покрова в Антарктиде. В глубоководных частях многих окраин этому времени отвечает крупное стратиграфическое несогласие, связанное с действием придонных (в том числе контурных) течений, которые препятствовали осадке тонкодисперсного материала.

В разрывах вышележащих отложений формации Коэнси, широко развитых на прибрежной равнине в Нью-Джерси, Ч. Картер

в 1978 г. описал последовательную смену различных типов терригенных кластических осадков, среди которых выделяются отложения древних береговых баров и образований приливно-отливных равнин, защищенных этими барами от действия волн. Реликтовые баровые пески составляют здесь линзы мощностью до 6 м. По простиранию они сменяются тонкослойными песками приливно-отливного генезиса, а также пластами песков, содержащими высокие концентрации тяжелых минералов (береговые дюны). В составе формации присутствуют также торфяники и слоистые глины — отложения соляных маршей. В комплекс перекрывающих бар осадков входят косослойчатые пески, отвечающие приливным распределительным руслам, и массивные горизонты песков, изобилующих ходами илоедов. В течение двух трансгрессивно-регрессивных циклов накопилась пачка кварц-полевошпатовых песков, прослоенных глинами (мощность 30 м).

Близкие по типу отложения свиты Йорктаун описаны на п-ове Делмарва. Здесь же широко распространены типично дельтовые осадки (свита Пенсаукан) позднего миоцена, которые залегают на верхнеолигоценных песках Бивердем. Последние прослоены глинами и торфом с остатками *Spartina* — растения, обитающего на соляных маршах. Таким образом, эти отложения также представляют собой комплекс прибрежно-морских приливно-отливных образований. Наиболее молодые осадки подобного генезиса находятся в настоящее время на высоте 15 м над уровнем моря (свита Омар). Возраст их 60—100 тыс. лет. Они перекрываются и частично срезаются аллювиальными и эстуарными фациями позднего плейстоцена (эпох межледниковья). Наконец, венчают разрез поздневисконсинские прибрежно-шельфовые пески.

Следовательно, за относительно короткий промежуток времени на небольшом участке атлантической окраины США сформировались несколько однотипных комплексов прибрежно-морских отложений, впоследствии частично размывтых. Все вместе они составляют формацию позднекайнозойских образований приливно-отливных равнин, дельт, эстуариев и прибрежно-шельфовых обстановок. Подобные осадки характерны для всей приатлантической равнины США, а близкие к ним по составу отложения описаны в 1978 г. на шельфе и прибрежной равнине Аргентины К. Урьеной и М. Юингом. На других пассивных окраинах (из тех, что хорошо изучены в настоящее время) подобные образования неизвестны.

Отложения, аккумуляция которых происходила в эпохи позднекайнозойских трансгрессий на шельфах и прибрежной равнине областей эпиплатформенного орогенеза, в настоящее время обнажаются на склонах этих прибрежных поднятий. В Южной Африке они залегают, по данным У. Зиссера и Р. Дингля, полученным в 1980 г., на высотах от 250 до 360 м над уровнем моря. На атлантической же окраине США одновозрастные осадки изучаются в основном в скважинах или береговых уступах. Позднекайнозойские отложения представлены в наземных районах окраин

эпиплатформенных сооружений в основном континентальными терригенными осадками. В прибрежных районах Африки с этим временем связано формирование терминального красноцветного комплекса, включающего мощные элювиальные покровы и залежи бокситов.

В заключение отметим, что осадочный чехол окраин в «молодых» океанах (Атлантическом и Индийском) на огромных пространствах имеет сходное строение. В его составе установлена разнообразная гамма мезозойских и кайнозойских осадочных образований, закономерно сменяющих друг друга в разрезе и на площади. Наиболее глубокие слои представлены во многих районах красноцветными молассоидными и соленосными отложениями. Средний структурный этаж включает комплексы карбонатных (водорослевых, биоморфно-детритусовых и рифовых) пород, дельтовых и авандельтовых терригенных отложений, апвеллинговых фосфоритоносных, кремнистых толщ и формаций магнезиальных глин. Верхний этаж сложен приливно-отливными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями или аллювиально-пролювиальными континентальными образованиями, а в глубоководной части окраин терригенными, карбонатными и кремнисто-карбонатными сериями, включающими турбидиты и другие гравитационные осадки, а также отложения придонных, в том числе контурных течений. Турбидиты наряду с дельтовыми и авандельтовыми осадками, слагающими мощнейшие осадочные линзы, характерны для верхнего структурного этажа окраин континентальных рифтов и авлакогенов. Проведенный формационный анализ отложений, развитых в зонах перехода с пассивным тектоническим режимом, позволяет воссоздать в общих чертах историю этих переходных зон и выделить важнейшие этапы их эволюции (см. главу 8).

ГЛАВА 7

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НА АКТИВНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Анализ геотектонического состава древних осадков на окраинах материков, развивавшихся в условиях активного тектонического режима, затруднен тем обстоятельством, что они, как правило, находятся в залегании, далеком от первоначального. Нередко породы древних осадочных комплексов метаморфизованы, разорваны разломами, прорваны интрузиями и собраны в складки. Одни и те же горизонты могут залегать в различных структурно-тектонических зонах либо повторяться в составе соседних тектонических чешуй. Определение генезиса тех или иных комплексов пород тем сложнее, чем более древний возраст они имеют, что обусловлено деформациями, которые на активных окраинах связаны с неоднократными фазами складчатости, магматизма и метаморфизма. Последний выражен не только метаморфизмом

высоких температур, но и метаморфизмом высоких давлений, реализующихся в зонах поддвига океанической коры (в зонах Заварицкого—Беньофа). Немаловажную роль на активных окраинах играют магматические процессы, в частности гранитизация, которая захватывает главным образом вулканогенные комплексы, но также и осадочные породы, залегающие вместе с ними.

История различных групп активных окраин в мезозое и кайнозойе была неодинаковой, поэтому рассматривать их вместе нецелесообразно, хотя в отношении геотектонического состава отложений у них есть общие черты.

Зона перехода от Южноамериканского континента к Тихому океану (андийский тип окраины)

Эти окраины, по-видимому, наиболее слабо изучены с точки зрения формационного анализа. Кроме других причин неполнота наших знаний обусловлена почти полным отсутствием данных глубоководного бурения, которое лишь в 67-м рейсе «Гломар Челленджера» было приурочено к зоне перехода андийского типа, хотя и было осуществлено на тихоокеанской окраине Гватемалы и Южной Мексики. На всем же протяжении от этого участка и до мыса Горн нет ни одной точки, исключая разведочное бурение на шельфе, в которой были бы обследованы комплексы древних консолидированных осадков, залегающих на глубинах более 200 м от поверхности океана, т. е. в пределах материкового склона и желоба.

Отложения, которые в настоящее время достаточно хорошо изучены, обнажаются на горных склонах Анд в Перу в составе Западной и частично Береговой Кордильеры, в северо-западной части Перу и Эквадоре — в хребтах Кордильера Негра и Кордильера Бланко, в Мексике — западных районах Сьерра-Мадре и т. д. На любой из окраин андийского типа прослеживается четкое деление древнего геосинклинального пояса на западную, которая сопоставляется с эвгеосинклиналию, и восточную части — миогеосинклиналию. Для первой, как показал в 1976 г. Э. Коббинг, были характерны интенсивный вулканизм и магматическая деятельность, для второй — отсутствие подобных явлений и нормально-осадочный тип разреза. Остановимся на более характерных особенностях строения и состава древних континентально-окаинных комплексов.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования занимают ведущее место в мезозойских и кайнозойских разрезах андийских окраин. Во многих районах вулканические (излившиеся и пирокластические) и осадочные образования настолько тесно связаны между собой в пространстве и во времени, что выделяются в качестве вулканогенно-осадочных формаций. Наиболее древним вулканогенно-осадочным комплексом в мезозойском раз-

резе на окраине Перу является группа Занья поздне триасово-раннеюрского возраста. В состав этой группы входит 500-метровая толща туфов, глин и субграувакк (формация Сабилла), которую перекрывают кремнистые известняки, прослоенные фиолетовыми туфами андезитового состава (формация Ла-Лече). Мощность этих образований превышает 1 км.

Поздне триасовые и раннеюрские вулканы широко представлены и на других тихоокеанских окраинах Южной Америки. В частности, в западном секторе Аргентино-Чилийских Анд распространены кварцевые порфиры и андезиты поздне триасового возраста, мощность которых достигает 2000 м. Близкие по составу, но с горизонтами мелководно-морских осадков образования накапливались здесь и в юрский период. В провинциях Аконкагуа и Вальпараисо известны верхнеюрские вулканы формации Ахиль (1100 м), которые перекрываются байосскими андезитами формации Мелон (2000 м). К югу от г. Икике в западной зоне, по данным В. Д. Чеховича, развиты вулканогенно-осадочные отложения байосского — оксфордского возраста. Это формация Ла-Негра (1500 м), Калета-Лигате (560 м) и Гуантахайя (950 м).

В перуанском секторе Анд начиная с позднеюрской эпохи и до неогена основной областью накопления осадков оставался Западно-Перуанский трог, в приоксанической (западной) части которого в берриасе и особенно в среднеальбское время в больших количествах формировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. Андезитовые лавы и туфы с горизонтами и пачками известняков и аргиллитов, содержащих берриасовую фауну аммонитов, широко представлены в окрестностях г. Лима. Эта 200-метровая толща вулканогенно-осадочных образований выделяется в группу Пуэнте-Пьедра [27]. В Северном Перу (район г. Чиклайо) аналогом упомянутых отложений являются тонкослоистые туфы формации Тинахонес, заключающие горизонты аргиллитов и кварцевых песчаников, обогащенных обильным растительным детритом. Возраст этих отложений — берриас-неокомский, мощность 600 м.

Наибольший размах накопление вулканогенных отложений приобрело на окраине Перу в среднеальбское время, когда за короткий промежуток времени в западной половине Западно-Перуанского трога сформировались толщи подушечных лав, туфов и осадочных пород общей мощностью в несколько километров. В районе Касма-Уармей она превышает 6000 м. Пояс среднеальбских вулканитов протягивается в Перу от района Лимы до г. Трухильо (до 500 км). В направлении с востока на запад в разрезах этого времени резко возрастает роль подушечных лав и туфов. Если в области Андийского батолита преобладают лавы, алевриты и известняки с подчиненными горизонтами тонкослоистых туфов и кремней, то западнее батолита разрез сложен подушечными лавами и андезитовыми туфами с редкими прослоями осадочных пород. Следы гравитационного оползания и градационная слойчатость указывают на их формирование в относительно глу-

боководной зоне. По мнению Э. Коббинга, высказанного в 1976 г., подушечные лавы явились результатом трещинных излияний.

В позднем альбе вулканизм в перуанском секторе южноамериканской окраины угас и возобновился только в эоцене, когда в районе бывшего Западно-Перуанского трога сформировалась толща средних и кислых лав и туфов общей мощностью 2000 м. Этот вулканогенный комплекс известен как группа Калипуи, получившая распространение главным образом в области развития Андийского батолита. Полагают, что эоценовый вулканизм был поверхностным проявлением поздней фазы формирования батолитов. Пормально-осадочные компоненты в составе группы Калипуи представлены конгломератами и брекчиями.

В аргентино-чилийском секторе тихоокеанской окраины Южной Америки меловые и кайнозойские вулканы накапливались в субэвральном условиях. Возобновившись в апт — альбе, вулканическая деятельность не ослабевала здесь до конца позднемеловой эпохи, захватив огромный по протяженности участок от г. Арики до г. Консельеона. Толща вулкаников этого времени (формации Абанико, Серильос и др.), в основном андезитов, по данным В. Д. Чеховича (1980 г.), достигает в мощности 4000 м. В перуанском секторе вулканогенные образования субэврального генезиса появились лишь в миоцен-плиоценовое время. Это игнимбриты и туфы различного возраста, образующие пачки и маломощные серии (от 20 до 200 м мощности), которые получили локальное распространение на склонах и в долинах Западной Кордильеры Анд. В Центральном Перу С. Нарваэс и Г. Гевара в 1968 г. выделили формацию Касапалька, представленную туфами и туфобрекчиями. В пределах Кордильеры Бланки (Северный Перу) — одной из наиболее высоких горных систем в Андах, которая сложена гранитами с возрастом от 12 до 3 млн. лет, описаны вулканогенно-осадочные породы формации Юнгай: туфы, туфобрекчии, песчаники и конгломераты, возраст которых около 7 млн. лет. Как показали в 1976 г. Э. Фаррар и Д. Нобль, близкие по составу отложения, главным образом туфы субаквального и субэврального генезиса мощностью около 1 км, широко представлены в Арекипа (Южный Перу).

Терригенные формации. Терригенные отложения на тихоокеанской окраине Южной Америки появились уже на раннемезозойском этапе ее существования. В основании мезозойского разреза в аргентино-чилийском секторе Центральных Анд (западные районы так называемой Аргентино-Чилийской геосинклинали) находится 600-метровая толща конгломератов и песчаников (пермо-триасового?) триасового возраста. В рэт-лейасовое время здесь также формировались терригенные кластические отложения, имеющие морское происхождение и мощность до 800 м.

В перуанском секторе терригенные отложения, если не считать пачки нижнелейасовых глин, входящих в состав формации Пукара, получили широкое распространение лишь на позднеюрско-меловом этапе существования материковой окраины. К этому времени

на месте Западной Кордильеры заложен Западно-Перуанский трог, ограниченный на востоке Мараньонской геантиклиналью. Западная граница трога не установлена. Возможно, что ею был древний вулканический пояс, протягивавшийся примерно вдоль современной береговой линии [27]. С титонем в Северном и Центральном Перу было связано формирование мощной (до 1500 м) толщи черных битуминозных глин, содержащих горизонты алевролитов, кварцевых песчаников и вулканитов. Это мелководно-морские отложения, выделяемые в качестве формации Чикама, которые накапливались в условиях застойного гидродинамического режима. В Центральном Перу их аналогом являются морские и континентальные образования формации Ойон. Ее верхние подразделения относятся к берриасу и пользуются значительно более широким развитием, чем титонские битуминозные глины. Это — аргиллиты и песчаники, содержащие пласты каменных углей. Мощность формации не превышает нескольких сотен метров.

Валацжин в Западно-Перуанском трогe представлен мощным комплексом песчаников (ортокварцитов), известных под названием Чиму (формация Чиму). Это белые или серые массивные косослойчатые песчаники, прослоенные маломощными черными глинами. В нижней части разреза много пластов антрацитов. Песчаники согласно залегают на породах формации Ойон либо с несогласием на титонских глинах Чикама. Несомненно дельтовое происхождение описываемых образований, причем область сноса располагалась на востоке в районе Мараньонской геантиклинали. В западном направлении мощность дельтового комплекса сокращается (в среднем 700 м). Выделяются два анклава развития песчаников Чиму: один находится в долине Чикама (северная часть трога), другой — на юге (рис. 34). В районе г. Лима одновозрастные отложения — морские песчаники и глины — имеют мощность около 500 м (формации Морро-Солар, Эррадура и Маркавиляка). В составе песчаников здесь много обломков вулканических и плутонических пород, размывавшихся к юго-западу от г. Лима.

Готерив-баррем-аптские образования в Перу также представлены в основном континентальными осадками. Прогибанием в это время был охвачен не только Западно-Перуанский трог, но также некоторые районы Мараньонской геантиклинали и бассейн Понгос, находившийся в северных районах Перу и прилегающих частях Эквадора. В Западно-Перуанском трогe отложения указанного возраста (серые и коричневые аргиллиты, алевролиты и кварциты с тонкими прослоями известняков и ангидритов) выделяются в качестве формации Каруаз (мощность 1500 м). В породах этой формации часто встречается растительный детрит. Фаунистические остатки редки, зато характерны знаки ряби и слойчатость течений. Все это указывает на дельтовое происхождение описываемого комплекса, причем развитие дельты началось в восточных районах трога, а затем она заняла большую его часть.

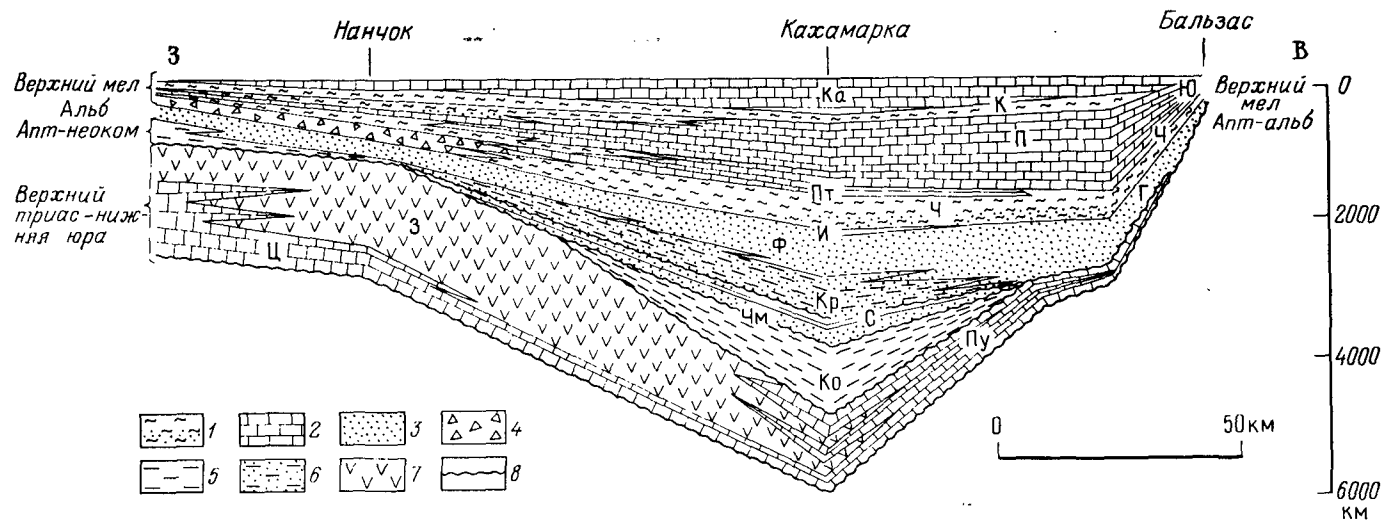


Рис. 34. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации мезозойских отложений в Западно-Перуанском тропе. По Э. Коббингу и др. (1981 г.)

Отложения: 3 — группы Занья, Ц — группы Пукара, Чм — формации Чиму, Ч — формации Чулек, Кр — формации Каруаз, Ч — формации Чикама; Ф — формации Феррат, И — формации Инка, Пт — формации Париятамбо, Г — формации Гойярискизга, С — формации Санта, П — формации Пууюкана, К — формации Календи, Ка — формации Кахамарка, Ю — формации Юмаша. 1 — алевролиты, песчанистые алевролиты, алевритовые глыны (аргиллиты); 2 — карбонатные породы; 3 — песчаники морского генезиса; 4 — конгломераты и брекчи; 5 — аргиллиты; 6 — дельтовые отложения (главным образом песчаники); 7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 8 — пере­рывы

Отложения формации Каруаз перекрываются песчаниками Фаррат, мощность которых в северных районах трога достигает 250 м, а в южных не превышает 100 м. Аналогом этих образований в пределах Мараньонской геоантиклинали являются кварциты Гойярискизга, включающие пласты углей. Это континентальные отложения аллювиального или дельтового типа. В западных районах Перу неокон-аптские породы становятся более глинистыми. В этом направлении выклиниваются многие горизонты кварцитов. В Центральном Перу эти образования выделяются как формация Уаякампа. С раннеальбским временем в Перу было связано распространение маломощных (не более 80 м) морских отложений, срезающих подстилающие кварциты Фаррат и Гойярискизга. Это ожелезненные песчаники, алевролиты и аргиллиты с многочисленной фауной бивальвий. Известняки имеют подчиненное значение. Эти отложения выделяются в качестве формации Инка.

Среднеальбские отложения очень широко обнажаются в пределах Западной Кордильеры Перу. Это — 300-метровая толща переслаивания известковистых глин, песчаников и известняков (формация Чулек). Выше они сменяются черными битуминозными глинами с тонкими пропластками известняков и кремней. В некоторых районах с описываемыми отложениями (формация Пария-тамбо) связаны месторождения ванадиевых асфальтитов. Застойные условия, в которых накапливались битуминозные глины, были обусловлены появившемся в Западно-Перуанском троге (на западной его периферии) мощной вулканической дугой, ограничившей свободный водообмен бассейна с открытым океаном. Терригенные отложения позднемелового возраста представлены в перуанском секторе Анд пачками песчаников и глин (аргиллитов) в толщах известняков и известковистых глин. Исключением являются алевролиты и желтые карбонатные глины формации Календин, развитые в Центральном Перу (мощность 300 м). Возраст их — коньяк-сантонский.

В аргентино-чилийском секторе Анд с позднемезозойским этапом было связано формирование упоминавшихся выше вулкано-генных и вулкано-генно-осадочных отложений. Лишь в восточной зоне геосинклинали, которая располагалась за пределами материковой окраины Чили и Южного Перу и рассматривается обычно в качестве миогеосинклинали, накапливались терригенные, в основном красноцветные образования небольшой мощности (200—300 м). В перуанском секторе Анд континентальные красноцветы появились в конце мелового периода, когда начался общий подъем территории, сопровождавшийся эрозией ранее накопленных комплексов пород. Областью формирования красноцветов, известных в Северном Перу как формация Чота, а в Центральном Перу как формация Касапалька, стала бывшая Мараньонская геоантиклиналь. Это красные алевролиты и песчаники с горизонтами конгломератов, которые сложены окатанной галькой кварцитов и известняков. В разрезе встречаются линзы светлых водорослевых известняков. В западных районах области седиментации отмечено

появление прослоев вулканических пеплов. Мощность континентальных красноцветов в северных и центральных районах Перу составляет 1000 м.

После завершения главной фазы тектогенеза (40 млн. лет назад) в составе возникшего на южноамериканской окраине Тихого океана складчатого пояса обособились несколько континентальных бассейнов, которые простирались в субмеридиональном направлении. В Перу самым западным бассейном является впадина Мокагуа, за которой, сменяя одна другую, расположены Западно-Кордильерский бассейн, впадина Альтиплано и Субандийский бассейн. Максимальные скорости прогибания и накопления осадков в кайнозое были характерны для бассейнов, располагавшихся в осевой части складчатого пояса. Их кайнозойская эволюция определялась четырьмя фазами тектонических движений, проявившимися на рубежи 40, 30, 15 и 7 млн. лет назад. Наиболее важной можно считать тектоническую фазу, проявившуюся 30 млн. лет назад, так как с нею были связаны наивысшая вулканическая активность и аккумуляция грубых аллювиальных и пролювиальных осадков. Так, во впадине Альтиплано отложилась с палеоцена по олигоцен мощнейшая толща моласс, до 6000 м. В самом восточном, Субандийском бассейне мощность кайнозойских осадков также достигает 6000 м. В направлении к Бразильскому щиту эти осадки быстро выклиниваются. В основании кайнозойского чехла впадины Мокагуа, по данным А. Лавеню и Р. Марокко, полученным в 1984 г., залегает 50-метровая толща отложений сельвых потоков, вмещающих обломки пород до 30 см в диаметре. Выше эти отложения перекрыты пачкой пролювиально-аллювиальных образований: в низах — конгломераты, выше — песчаники, сменяющиеся алевролитами. Мощность пачки — 100 м. В разрезе они перекрываются озерными осадками мощностью 50—120 м: глинистыми алевролитами, которые выше замещаются пачками переслаивания пестроцветных глин и эвапоритов (ленточные гипсы). Возраст всех этих осадков — раннеолигоценый. Выше лежащие породы, выделяемые в качестве формации Верхняя Мокагуа (мощность 540 м), представлены озерными глинами, песками и эвапоритами, включающими отдельные горизонты конгломератов и вулканических туфов.

Основными зонами аккумуляции морских терригенных осадков начиная с позднего мела стали впадины шельфа и материкового склона. Между Береговой Кордильерой Перу, формирующей на значительном протяжении побережье, и краем шельфа расположены неправильной формы линзы осадочных пород и осадков позднемелового—плейстоценового возраста. Это терригенные, преимущественно кластические образования различной, иногда очень большой мощности (по данным А. Герта, полученным в 1959 г. до 4000 м). Нередко среди морских осадков залегают образования пролювиальных конусов выноса и небольших дельт. Так, в кайнозойских песчаниках Париньяс и Кабо-Бланко (северо-западный участок перуанского шельфа) Г. Паломино и Дж. Роджером в

1975 г. были описаны эрозионные русла, заполненные галькой и крупнозернистыми песками с прослоями глин. К югу от г. Вальпарайсо обнажаются верхнемеловые аргиллиты и песчаники, а в районе г. Навидад на поверхность выходят миоценовые пески и глины, некогда формировавшиеся на шельфе. На п-ове Арауко скважины вскрыли разрез позднемеловых — плиоценовых терригенных отложений мощностью 2200 м. По данным К. Мордховича, полученным в 1974 г., это континентальные и морские образования, причем первые включают довольно мощные пласты углей. Скважины же, пробуренные на шельфе в центральных и южных районах Чили, обычно проходят слабоуплотненные пески и глины, известковистые глауколитовые пески, которые залегают на плотных аргиллитах и туфоаргиллитах мела и эоцена. В самых низах разреза находятся горизонты плотных кварцевых песков (20—40 м). Наибольшая мощность осадочного чехла во впадинах шельфа Чили составляет 3120 м.

Отсутствие глубоководного бурения не позволяет охарактеризовать древние осадочные формации материкового склона и зоны перехода от собственно склона к глубоководному желобу. Из кернов, описанных в 67-м рейсе «Гломар Челленджера», можно отметить гемипелагические голубовато-серые глины позднего олигоцена — раннего миоцена (мощность 27 м), пройденные на приконтинентальном борту Центрально-Американского желоба. Как показали в 1979 г. Р. Юэн, Ж. Обуэн и другие исследователи, эти глины залегают на пластах темно-серых алевролитов позднего мела — среднего эоцена. В разрезе скв. 497 (глубина воды 2347 м) были вскрыты гемипелагические тонкозернистые терригенные осадки, содержащие примесь биогенного и вулканогенного материала. В интервале 280—295 м здесь залегают песчанистые глины и алевролиты с галькой, которые, вероятно, представляют собой массы переотложенных по склону осадков. Типично склоновые терригенные образования были описаны Р. Юэном, Ж. Обуэном и другими исследователями в точке 496. Непосредственно в глубоководном Центрально-Американском желобе в точках 499 и 500 были вскрыты турбидиты, перекрывающие более древние гемипелагические илы. Примесь биогенного материала и его состав в турбидитах свидетельствуют о перемещении основной массы вещества с верхней половины континентального склона. Турбидиты включают слои средние и крупнозернистых песков, алевритовых песков, тонкослоистые песчанистые и алевритовые илы, а также пропластки карбонатного наннола. Много обломков раковин диатомей, бентосных фораминифер и растительных наземных остатков.

Карбонатные, кремнистые и другие формации. Карбонатные отложения занимают важное место в мезозойских разрезах андийских окраин. В перуанском секторе Анд они явно преобладали на триас-юрском этапе развития. Так, в Восточной Кордильере Центрального и Северного Перу широко распространены отложения группы Пукара. В нижней части — это массивные

кремнистые известняки норийско-рэтского возраста, в верхней — битуминозные аргиллиты и известняки лейаса. Максимальная мощность этих отложений 3000 м. В разрезах формации Пукара в Северном Перу были встречены фосфориты, которые ассоциируют с горизонтами битуминозных аргиллитов и горючих сланцев. Такой парагенез указывает на условия, характерные для зон регионального апвеллинга. Поэтому в рассматриваемых отложениях должны выделяться две формации: карбонатная триасового возраста и фосфоритоносная глинисто-карбонатная раннеюрского возраста. В Южном Перу синхроничные отложения представлены красновесами.

В аргентино-чилийском секторе Анд карбонатные отложения получили распространение лишь в так называемых многосинклинальных прогибах Восточных Анд, где они представлены известняково-мергелистой толщей раннеюрского возраста (мощность 500 м), известняками и глинами средней юры, а также битуминозными известняками и мергелями титон-неокома (мощность до 800 м).

После длительного перерыва в средне- и позднеюрскую эпохи карбонаты вновь появляются на окраине Перу в неокомское время. В пределах Западно-Перуанского трога известняки и переслаивающиеся с ними аргиллиты имеют поздневаланжийский возраст и выделяются как формация Санта (мощность несколько сотен метров). Их распространение ограничено в основном восточной половиной трога, причем в южном секторе преобладают биоморфно-детритусовые известняки, тогда как в северном — серые аргиллиты, содержащие прослой известняков. Описываемые отложения перекрывают ортокварциты формации Чиму (дельтовый комплекс) и, вероятно, накапливались в солонатоводной обстановке. В районе г. Лима известняки имеют неоком-аптский возраст (формация Атоконго). Наиболее широкое развитие карбонатные породы получили в поздне меловую эпоху. С этим временем в Западно-Перуанском троге и бассейне Понгос связано формирование 2500-метровой толщи известняков и терригенных кластических образований, имеющих позднеальбско-сантонский возраст. Нижней части рассматриваемого комплекса отвечает глинистые конкреционные известняки группы Пууйокана, прослоенные песчаниками и известковыми глинами. Эти отложения развиты на всей территории Северного Перу и достигают в мощности 400—600 м. Выше в разрезе залегают коричневые и бурые глины с многочисленными горизонтами конкреционных известняков. Возраст этой серии — позднеэоценоманско-раннетуронский, мощность около 100 м (максимальная 500 м). Известняки входят в состав группы Отуско, где они слагают нижнюю часть разреза (известняки Кахамарка). Это — серые или коричневые скрытокристаллические тонкослоистые породы, содержащие обильную фауну фораминифер и гастропод, согласно которым их возраст определяется как среднепоздетуронский. В Центральном Перу место описанных выше поздне меловых образований занимают отложения формации Юма-

ша, которые представлены биоморфно-детритусовыми известняками и доломитами общей мощностью до 1000 м [27].

На окраинах андийского типа карбонатные породы вообще в большинстве своем имеют биогенное происхождение. Хемогенные разности описаны только в разрезе оксфордских эвапоритов из восточных районов Аргентино-Чилийской геосинклинали. По данным В. Д. Чеховича, Л. П. Зоненшайна и Л. Н. Волковой, баррем-аптскую часть разреза в этих районах слагают доломитовые известняки, перемежающиеся с гипсом, ангидритом и глинами.

В молодых кайнозойских отложениях, развитых на окраине Перу, встречаются пресноводные озерные известняки и нередко диатомиты. Так, в районе оз. Чоклокоча озерные известняки переслаиваются с горизонтами туфов, туфобрекчией и лавами.

В процессе глубоководного бурения на окраине Южной Мексики и Гватемалы в 67-м рейсе «Гломар Челленджера» было встречено удивительно мало карбонатных осадков. Так, мелоподобные известняки миоценового возраста слагали уступ в основании борта глубоководного желоба. В самом желобе пелагические карбонаты перекрываются турбидитами плейстоцена. Единственная толща, в составе которой значительную роль играют биогенные осадки — это плиоцен-плейстоценовые темно-серые гемипелагические илы, вскрытые в нижней части материкового склона и имеющие мощность 313 м. Биогенный компонент представлен диатомовыми.

Невадийские окраины Северной Америки

Основное ядро окраин невадийского типа составляют комплексы мощного аккреционного поднятия, которые формируют не только бордерленд — подводную часть континента, но и обширные районы суши. Процессы осадконакопления в ближайшие к нам геологические эпохи здесь реализовывались в некрупных, но глубоких бассейнах, приуроченных к опущенным блокам в рельефе аккреционного сооружения. Анализ формационного состава отложений на невадийских окраинах затруднен плохой сохранностью осадочных образований из-за неоднократных тектонических деформаций, эрозии и метаморфизма, главным образом метаморфизма высоких давлений.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации. Древние вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы широко представлены в восточных, континентальных районах тихоокеанской окраины США. В Калифорнии таким районом является Сьерра-Невада — пояс мезозойских (меловых) батолитов, образовавшихся, по мнению Р. Гамильтона, высказанному в 1969 г., на месте древней вулканической дуги. В западном секторе этой сложно построенной структурно-тектонической зоны в последние годы довольно детально изучены толщи верхнеюрских вулканических и вулканно-осадочных образований. Это формация Логтаун-Ридж — 3000-метровая толща подушечных лав, туфов, вулканических брекчий базальтового и андезитового состава с

редкими горизонтами песчаников, сформировавшихся в келловес; формация Пеньон Бланко — переслаивание туфов, вулканических брекчий и лав общей мощностью 4300 м; формация Марипоза — переслаивание туфов, глинистых сланцев и граувакк, имеющих оксфорд-кимериджский возраст и мощность 1200 м. Согласно исследованиям Р. Швейкерта и Д. Коуэна, выполненным в 1975 г., породы формации Марипоза залегают на отложениях Пеньон-Бланко. Исходя из этого возраст последних определяется как келловейский. В свою очередь формация Пеньон-Бланко залегают на ультрамафитах океанического генезиса. Наиболее молодыми породами вулканического происхождения в западной части пояса Сьерра-Невада являются базальтовые и андезитовые лавы и туфы геоформации Конпер-Хилл (мощность 2100 м). Большой частью пирокластические образования в составе указанных выше толщ были отложены в морской обстановке. Это отложения лахаров, зарождавшихся, согласно упомянутых выше исследователями, на склонах островных вулканических сооружений, но выносивших материал в море. Близкие по составу комплексы известны и в западной части юрского вулканического пояса гор Кламат (окраина штатов Орегон и Вашингтон). Здесь обнаружены отложения формаций Галио и Рог, являющихся аналогами формаций Логтаун-Ридж и Марипоза.

Среди позднелюрских вулкаников в западных районах Сьерра-Невады находятся зоны развития меланжа. Это тектонические блоки метаосадочных и метавулканических пород, внедренные в тонкозернистый матрикс. Меланж разделяет различные вулканические комплексы, что позволяет проследивать в этом районе два пояса вулкаников — пояс А и пояс Б. На востоке породы описанных выше формаций граничат по тектоническому контакту (разломная зона Мелонес) с блоками палеозойских пород. В приразломной зоне здесь также развит меланж. Еще восточнее, собственно в зоне развития батолитов Сьерра-Невады, распространены вулканогенно-осадочные серии позднетриасового-раннелюрского возраста: толщи игнимбритов, туфов и лав андезитового состава, прослоенных на разных уровнях вулканомиктовыми песчаниками и алевроитово-пелитовыми породами морского или континентального генезиса. Верхнетриасовые осадочные образования представлены здесь песчаниками и известняками. Общая мощность описываемой толщи достигает 8500 м. По данным Р. Гампльтона, нижнетриасовые черные аргиллиты, слоистые радиолярные кремни с линзами известняков и пачками основных вулкаников распространены в восточных районах гор Кламат. Здесь же развиты среднетриасовые вулканики андезитового и андезито-базальтового состава с шаровыми лавами, которые выделяются в формацию Эксельсиор. Конец триаса и первая половина юры представлены мощными сериями вулкаников основного и среднего состава, вмещающими тела гипербазитов и габбро.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы раннего мезозоя широко распространены и по северному обрамлению ти-

хоокеанской окраины Канады. Так, в составе ванкуверской группы формаций (ванкуверский комплекс) описаны триасовые толщи подушечных лав, базальтовых брекчий и туфов субаквального генезиса, известные как формация Кармутсен. Аналогичный комплекс триасовых базальтов широко представлен в районе о-вов Королевы Шарлотты, в горах Врангель и на о-ве Чичагова. Мощнейшие толщи (до 10 000 м) вулканических пород, содержащих горизонты и пачки терригенных кластических образований и известняков среднетриасового—среднеюрского возраста, известны в Межгорном поясе на западе Канады (группы Никола, Такла и др.). По мнению М. Чуркина и Д. Эберлайна, высказанному в 1977 г., вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы триаса образуют почти непрерывный пояс вдоль тихоокеанской окраины Канады и Аляски. Многосотметровые скопления лав и туфов различного возраста слагают плато Колумбус и район Каскадных гор, где и в настоящее время продолжают сильные извержения.

Терригенные формации занимают ведущее место в разрезах окраин рассматриваемого типа. Последнее явилось следствием почти непрерывного воздымания, в которое была вовлечена значительная часть окраины на протяжении мезозоя и кайнозоя. Осадочный чехол во впадинах бордерленда, а также в таких крупных прогибах, какими являются бассейны Сакраменто и Сан-Хоаким, почти нацело сложен терригенными, главным образом кластическими породами.

Наиболее древние терригенные комплексы окраины Калифорнии обнажаются в западных районах Сьерра-Невады. Это глинистые сланцы Солт-Спринг позднеоксфордско-кимериджского возраста, среди которых описаны горизонты граувакковых песчаников, конгломератов и небольшие линзы известняков. Мощность толщи неизвестна. Считают, что эти отложения синхроничны вулканогенным породам формации Марипоза. К востоку от Сьерра-Невады широко распространены красцветные нижнетриасовые отложения. Это главным образом алевролиты, песчаники и конгломераты с известняками, гипсами и доломитами. Выделяемая под названием формации Моэнкони, эта толща прослежена в 1979 г. Д. Рейфом и Р. Слэттом через плато Колорадо на север на расстояние 640 км и на запад в восточные районы штата Невада на 160–280 км.

Непосредственно в границах современной окраины Калифорнии мощные серии терригенных отложений формируют чехол бассейна Большой Долины (впадины Сакраменто и Сан-Хоаким). Самые нижние горизонты чехла во впадине Сакраменто сложены слегка деформированными отложениями позднеюрского возраста. Это породы формации Ноксвилл, покоящиеся на породах францисканской серии или на серпентинитах. В зоне Кач-Крик – Рамсей-Хилл обнажается лишь часть пород верхнеюрского разреза. На север мощности верхней юры возрастают до 6000 м. В восточном направлении наблюдается постепенное выклинивание как верхнеюрских, так и нижнемеловых отложений. Границу между

ними \отмечает мощная пачка конгломератов. Однако угловое несогласие отсутствует. В целом для этой части разреза (титон—берриас) характерно преобладание глин и алевролитов над песчаниками (отношение 2 : 1).

Общая мощность верхнеюрских и меловых пород в западных районах впадины Сакраменто превышает 10 км. Это мощные толщи переслаивания песчаников с градационной слойчатостью, алевролитов и глинистых алевролитов с подчиненными горизонтами конгломератов и бентонитовых глин. По данным Р. Оджекангеса, полученным в 1968 г., пачки, сложенные преимущественно песчаниками, чередуются в разрезе с пачками, в которых преобладают глинистые алевролиты. Материал отложен мутьевыми потоками и подводными течениями. Сотни замеров направления палеотечений по знакам ряби и косым слойкам показывают, что в основном потоки двигались в направлении с севера на юг. Лишь в сеноманский и туронский века потоки стали перемещаться с востока на запад. Осадки накапливались в шельфовых и глубоководных обстановках. В последнем случае они формировали мощные подводные конуса выноса наподобие современных конусов Монтерей, Сан-Габриэль и др. Обилие прослоев с градационной слойчатостью убеждает в турбидитной природе осадков.

Согласно Г. Петерсону, в западной части долины Сакраменто находится наиболее полный непрерывный разрез нижнего мела мощностью несколько тысяч метров, в северной части она снижается. Здесь выделяется несколько свит. Нижняя толща глинистых алевролитов Ректор (с отдельными горизонтами песчаников и глинистых алевролитов) залегает на кристаллических породах, слагающих массив Кламат. Для разреза вышележащих серий Ого и Роринг-Ривер характерно постепенное погрубение слагающих его пород. Подсвета Ого образована переслаиванием песчаников и алевролитов, подсвета Роринг-Ривер — переслаиванием конгломератов, галечников, песчаников с галькой и алевролитов. Эти грубозернистые породы перекрываются глинистыми алевролитами подсветы Чикобани. Еще выше залегают массивные песчаники подсветы Юлинг (220 м) и глинистые алевролиты верхней подсветы Чикобани (400—600 м).

В Береговых хребтах штата Орегон также обнажаются нижнемеловые породы. Они не образуют сплошного ареала, так как во многих районах подверглись размыву. Разрез нижнего мела начинается пачкой маломощных конгломератов и песчаников. Последние перекрыты 700-метровой толщью темно-серых морских глинистых алевролитов альбского возраста, на которых с несогласием лежат породы сеномана. Не менее впечатляющими были масштабы терригенного осадконакопления в позднемеловую эпоху. В разрезе верхнемелового терригенного комплекса, развитого в западных районах Большой Долины (см. рис. 48), выделяются следующие формации: 1) Боксер, сеноманского возраста (1500 м мощностью), 2) Кортиня, турон-коньякского возраста (3000—4000 м), 3) Рамсей, сантон-кампанского возраста (2000—4000 м).

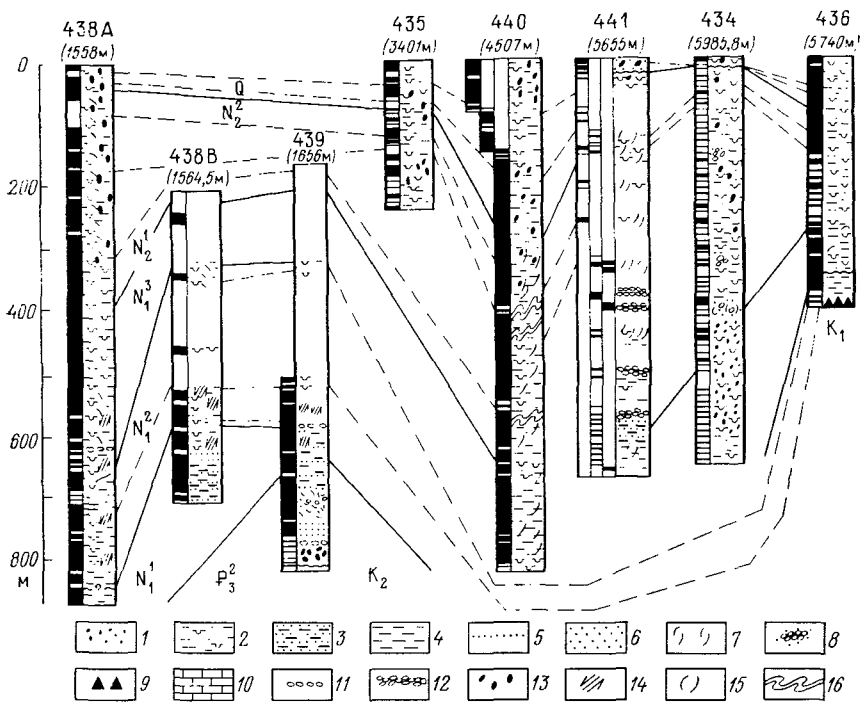


Рис. 35. Глубоководные отложения, вскрытые в рейсах 56 и 57 «Гломар Челленджера». По У. Манну и Г. Мюллеру (1980 г.)

1 — вулканический пепел; 2 — диатомовые тонкозернистые осадки; 3 — алевритовые глины; 4 — глины; 5 — алевролиты; 6 — песчанистые алевролиты; 7 — крупный карбонатный детрит и микрофоссилии; 8 — конгломераты; 9 — кремни; 10 — известняки; 11 — слабоуплотненные карбонатные осадки; 12 — брекчии; 13 — гальки различных пород; 14 — микроразрывы; 15 — следы оползания и смятия; 16 — трещины

Верхнемеловые образования залегают в указанных районах на апт-альбских отложениях общей мощностью до 4000 м, которые в свою очередь подстилаются титон-неокомскими терригенными осадками формации Стоуни-Крик мощностью до 5500 м. Таким образом, общая мощность позднемезозойских отложений в западных районах Большой Долины, по данным У. Дикинсона и Э. Рича, полученным в 1972 г., составляет от 12 до 15 км. Это единый терригенный комплекс, формировавшийся в условиях непрерывного воздымания как континентальных районов древней окраины, так и на определенных этапах, аккреционного орогена, о чем свидетельствуют изменения в составе накапливавшихся кластических осадков. В разрезе формации Стоуни-Крик преобладают тонкозернистые разности, главным образом аргиллиты, которые в нескольких районах переслаиваются (в нижней части разреза) с подушечными лавами, лавовой брекчией, туфами субаквального генезиса или вулканомиктовыми песчаниками, представленными обломками пород офиолитов (рис. 35). Песчани-

ки из верхних горизонтов формации обеднены кварцем, имеют темную окраску. Это типичные граувакки или аркозовые граувакки с содержанием обломков пород от 42 до 70 %, а полевых шпатов (в основном калиевых) от 17 до 27,5 %. В толщах описываемых пород встречаются горизонты конгломератов, которые, согласно У. Дикинсону и Э. Ричу, на 75 % сложены галькой кремней и аргиллитов.

Формация алт-альбских пород Лодога сложена переслаиванием алевролитов и глинистых алевролитов с линзами и линзовидными прослоями (иногда целыми пачками) песчаников. Последние представлены светло-серыми, обогащенными кварцем (от 40 до 55 %) и калишпатами (22—25 %) породами, т. е. являются типичными петрокласто-полевошпатово-кварцевыми песчаниками (по классификации Г. И. Теодоровича, 1958 г.). Чем выше положение песчаных горизонтов в разрезе, тем более они обогащены кварцем.

Близкой по строению является формация Боксер (сепоман). Здесь в разрезе преобладают алевролиты и глинистые алевролиты, но локально присутствуют пачки грубозернистых пород: конгломератов и песчаников. По составу последние могут быть отнесены к аркозам и кварцево-полевошпатово-петрокластическим образованиям. В составе конгломератов преобладает галька гнабиссальных вулканических и магматических пород. В разрезе формации Кортана (турон—коньяк) главную роль играют песчаники. Это полимиктовые слабо отсортированные образования с разным содержанием зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. Конгломераты обогащены галькой средних и кислых изверженных пород, но содержат также гальку метаморфических образований и аргиллитов. Наконец, завершают разрез мезозоя песчаники и алевролиты, формации Рамсей (кампац, в некоторых разрезах маастрихт). Это — слюдяные аркозы с содержанием полевых шпатов до 42 %.

Перекрывающие кайнозойские песчаники имеют близкий состав. Терригенный материал, по мнению У. Дикинсона и Э. Рича, поступал за счет денудации вулкано-магматических пород, слагающих красную дугу Сьерра-Невада — Клатат, в формировании которой проявления вулканизма чередовались с периодами преимущественного развития плутонов. В большинстве случаев рассмотренные выше терригенные комплексы описываются как типичные турбидиты, о чем свидетельствуют отчетливо выраженная цикличность и наличие градиационной слойчатости. От 55 до 70 % разреза слагают пачки переслаивания тонкослоистых (1—5 см) глин и алевролитов, с одной стороны, и более массивных прослоев песчаников (1—25 см), с другой. Встречаются также горизонты песчаных пород мощностью до 25 м. Однако и здесь заметно присутствие тонких пропластков алевролитов и глинистых алевролитов. До 10 % разреза в некоторых районах составляют конгломераты, которые нередко образуют мощные горизонты (до 15 м) с линзами песчаников.

Не менее огромную роль терригенные, преимущественно подводно-склоновые образования (прежде всего турбидиты) играли в кайнозойских разрезах неваднйских окраин и прилегающих районов абиссали Тихого океана. Так, турбидиты палеогенового возраста были вскрыты скважинами глубоководного бурения в пределах Алеутской равнины (скв. 183, например). Это главным образом пески аркозового или полевошпатово-петрокластического состава. Питающей провинцией, по мнению Р. Стюарта, высказанному в 1976 г., был зал. Аляска, где на побережье размывались породы плутонического происхождения. Вынос продуктов денудации из этого района продолжался на протяжении почти 20 млн. лет. Одновозрастные песчаники и алевролиты, сформировавшиеся на окраине штатов Орегон и Вашингтон, по составу являются вулканомиктовыми, т. е. эти районы не могли служить питающей провинцией по отношению к терригенным осадкам Алеутской котловины.

Тихоокеанская окраина США на протяжении большей части кайнозоя продолжала оставаться областью накопления терригенных и отчасти вулканогенных отложений. Обломочные кластические и глинистые породы этого возраста заполняют мелкие грабенподобные впадины в надводной и подводной частях окраины Калифорнии. Мощность терригенных отложений в отдельных бассейнах бордерленда, развивавшихся главным образом в неогене, по данным М. Блейка, Р. Кэмпбелла и Т. Диббли, полученным в 1978 г., исключительно велика, до 6—10 км, что свидетельствует об очень высоких скоростях аккумуляции терригенного материала. Последнее было возможно только в условиях высокой активности подводно-склоновых гравитационных процессов. Тектурные и структурные характеристики большинства горизонтов действительно говорят о подводно-оползневом и турбидитном генезисе этих образований.

Турбидиты кайнозойского, а также более древнего возраста участвуют в сложении тектонических чешуй, образующих прикоптитентальную часть бордерленда. Так, в западной половине п-ова Олимпик (штат Вашингтон) обнажаются серии метаморфизованных и перемятых терригенных пород: песчаников, алевролитов и подчиненных конгломератов мощностью свыше 3000 м. Согласно Р. Стюарту, их возраст — позднеэоцен-миоценовый. Это породы аккреционного комплекса, сформировавшиеся в пределах древней материковой окраины.

В районе Сан-Диего обнажается серия эоценовых конгломератов формаций Повей, образующих проградационный комплекс аллювиально-дельтовых отложений, а также образований подводного конуса выноса. По данным Д. Хауэлла и М. Липка, полученным в 1979 г., до 80—90 % гальки составляют хорошо окатанные обломки метавулканитов, размеры которых достигают 60 см. Встречается также галька кварцитов и гранитоидов. В направлении на запад мощность конгломератов уменьшается при одновременном сокращении размеров гальки. Фации подводного конуса

выносы представлены конгломератами с отчетливой градационной и обратной градационной слойчатостью. Конгломераты Повей обнажаются в Береговых хребтах Южной Калифорнии, а также на островах бордерленда. Они известны и в Нижней Калифорнии (Мексика). При драгировании уступов материкового склона в Нижней Калифорнии Л. Дойлем и Д. Горслином в 1977 г. были подняты многочисленные обломки этих конгломератов. Мощность их в наземных районах окраины меняется от 60 до 200 м, причем они нередко выполняют протоки и русла, врезанные в толщу верхнемеловых пород либо в породы кристаллического фундамента. По латерали конгломераты замещаются или переслаиваются с более тонкозернистыми породами того же возраста. В горах Санта-Сусана (Южная Калифорния) в 1981 г. Р. Сквайресом обнаружены другие грубообломочные породы: конгломераты (80 %) и песчаники (20 %), выделяемые в качестве формации Льяхас (мощность 575 м). Конгломераты залегают в виде лентовидных тел мощностью 0,5—6 м. Описываемые породы образуют аллювиальный фэн (конус выноса), формирование которого происходило вблизи береговой линии. По простиранию массивные песчаники аллювиального генезиса переходят в слоистые мелководно-морские песчаники с остатками фораминифер. По составу это субаркозовые породы.

В кайнозое интенсивное накопление обломочных пород происходило и в континентальных обстановках. Подтверждением этому может служить формация *Violin breccia* вблизи Бейкерсфилда в Калифорнии. За период времени с позднего миоцена по плиоцен здесь во впадине, возникшей вблизи активного глубинного разлома, накопилась почти 9000-метровая толща континентальных склоновых осадков и отложений пролювиальных конусов выноса [31].

Кремнистые, карбонатные и другие формации. Одной из наиболее интересных в разрезе калифорнийской окраины является формация Монтерей миоценового возраста. Ее составляют преимущественно порцелланиты и кремни. По данным М. Брамлетта, собранным им в 1946 г., породы формации залегают на песчаниках миоцена и перекрываются также песчаниками. Аккумуляция отложений Монтерей происходила в позднекайнозойский цикл тектогенеза в обстановках шельфа, материкового склона и осложнявших его глубоководных впадин, где господствовали условия кислородного минимума. Во многих районах разрез формации начинается карбонатными отложениями, за которыми следуют пачки фосфоритоносных пород и, наконец, в верхней части разреза мощные толщи диатомитов и производных от них порцелланитов, кремней и др. Карбонатные породы из низов разреза представлены фораминиферово-кокколитовыми известняками, которые сформировались в раннемиоценовую эпоху, отличавшуюся мягким климатом и низкой биопродуктивностью вод. Кремнистые породы, по мнению К. Исаакса, К. Писчиотто и Р. Гаррисона, высказанному в 1983 г., напротив, отложены в период высокой био-

продуктивности вод и первоначально были представлены диатомовыми илами, которые накапливались с высокой скоростью в условиях значительного похолодания климата в позднем миоцене и усиления подъема глубинных вод. Фосфоритоносные отложения образовались в течение среднего миоцена. Постседиментационные преобразования в породах формации Монтерей происходили по хорошо известной схеме трансформации кремнистых фаз: от биогенного опала-А к опалу-КТ и аутигенному кварцу. На породном уровне они привели к замещению диатомитов и диатомовых глин кремнями, сложенными опалом-КТ и порцелланитом, которые в свою очередь переходят в окремненные глинистые алевриты, кварцевые кремни и порцелланиты. С породами формации связаны не только залежи конкреций фосфоритов, но и залежи горючих сланцев. Эти и другие признаки свидетельствуют о том, что отложения Монтерей, по крайней мере в верхней части, являются типичными образованиями зоны регионального апвеллинга, а их генезис обусловлен действием холодных вод Калифорнийского пограничного течения, определившего климатический режим на окраине Калифорнии в поздние и частично среднемиоценовые эпохи. Резкая аридность климата привела на некоторое время к сокращению процессов терригенного осадконакопления в этом районе.

Помимо формации Монтерей на невадийских окраинах известны и другие кремнистые отложения, например формация Кач-Крик в западных районах Канады и штата Вашингтон (США). Большое количество кремнистых разностей встречается в разрезах францисканского комплекса, который олицетворяет собой отложения древнего материкового склона и глубоководного желоба, преобразованные впоследствии в зонах поддвига, которые обрамляли в мезозое со стороны оксана окраины Калифорнии и Орегона.

В позднем миоцене отложения апвеллингового типа формировались в обширной зоне, от северных границ штата Калифорния до южной оконечности мексиканского штата Нижняя Калифорния.

Фосфориты, неоднократно поднимавшиеся драгами с подводных уступов бордерленда, имеют позднемиоценовый возраст.

При бурении на бордерленде Нижней Калифорнии в 63-м рейсе «Гломара Челленджера» в различных его частях были обнаружены в 1979 г. разнообразные осадки: кокколитофоридовые илы, терригенные алевритовые глины, туфы, лапилли, а также мало-мощные пачки глин и известняков с глауконитом и вулканическим пеплом. В период со среднего миоцена и по плейстоцен в нижней части подводной окраины п-ова Калифорния накопились мощные серии известковых илов и глин. В среднемиоценовых слоях обнаружены прослои туфов и туфобрекчий андезитового и дацитового состава.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что для позднемезозойского, а также кайнозойского этапов развития тихоокеанской окраины Северной Америки (Канада и США), по-види-

тому, не были характерны карбонатные образования. В мощнейших разрезах верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена карбонатные породы не формируют значительных по мощности пачек, а тем более самостоятельных формаций. Эти отложения наряду с угленосными и соленосными образованиями аккумуляровались вне окраины невадийского типа, во внутренних впадинах (бассейнах) Кордильер, примером которых может служить бассейн Юинта, в выполнении которого значительная роль принадлежит карбонатным породам и эвапоритам, слагающим, например, формацию Грин-Ривер.

Переходные зоны, осложненные островными вулканическими дугами

Последние десятилетия стали временем повышенного интереса к окраинным морям, островным вулканическим дугам и асейсмичным хребтам, осложняющим склоны этих дуг со стороны глубоководного желоба. Это нашло отражение как в значительном расширении геофизических и геологических исследований, так и в количестве публикаций, посвященных строению и эволюции сложно построенных зон перехода от континента к океану. Наиболее важные данные в последние годы были получены при глубоководном бурении в Японском и Филиппинском морях, на ограждающих их островных дугах и в глубоководных желобах.

Япономорский сегмент

В рейсах 56 и 57-м «Гломара Челленджера» были получены новые данные о строении осадочного чехла преддуговой впадины в области перехода от островного склона Хонсю к глубоководному Японскому желобу. В разрезе скв. 438-А, пробуренной на склоне в средней его части, были вскрыты меловые отложения, представленные переслаиванием плотных кремнистых глинистых пород и алевролитов (рис. 36). В последних М. Артуром, Р. фон Юэном и К. Адельсском в 1980 г. были отмечены признаки градационной слоистости и следы оползания.

Описанные образования перекрываются пачкой грубозернистых пород: конгломератов, брекчий, массивных песчаников и алевролитов мощностью около 150 м. Возраст этих отложений олигоценный либо олигоценово-позднеоценовый. В составе конгломератов встречаются валуны размером до 65 см в поперечнике, по составу дациты. В большинстве прослоев преобладает галька кремнистых (меловых?) алевролитов. В пластах песчаников находятся многочисленные обломки раковин моллюсков и пеллеципод, древесные щепки. Все это говорит о мелководном генезисе пород. Этой терригенной, конгломератово-песчанниковой геоформацией, по-видимому, начинается разрез древней преддуговой впадины.

Выше залегают раннемиоценовая толща турбидитов и гемипелагических осадков терригенного состава. В основании турбидитных циклитов находится средне- и тонкозернистый песок (песчанник)

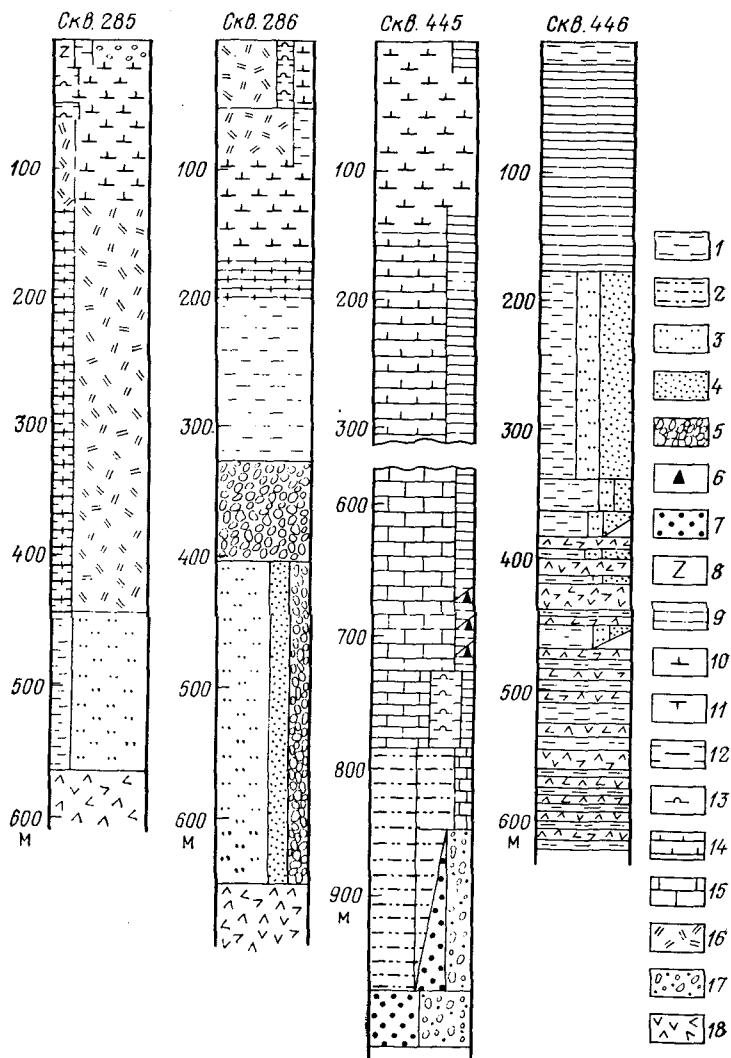


Рис. 36. Литология кайнозойских и четвертичных отложений, пройденных скважинами 285, 286, 445 и 446 «Гломар Челленджера». По С. Уайту и др. (1980 г.)

1 — глины; 2 — глинистые алевролиты (алевролиты); 3 — алевролиты (алевролиты); 4 — пески (песчаники); 5 — гравелиты; 6 — кремни; 7 — микроконкреции; 8 — цеолиты; 9 — пелагические глины; 10 — нанноиды; 11 — фораминиферовые отложения; 12 — фораминиферо-кокколитовые илы; 13 — радиоляриевые осадки; 14 — мел; 15 — известняки; 16 — вулканический пелел; 17 — конгломераты; 18 — базальты

с градационной слойчатостью, резкими базальными контактами и граувакковым составом. Иногда нижний прослой представлен вулканическим пеплом либо пятнистым глинистым алевролитом. Прослой с градационной слойчатостью перекрывается алевроитовой глиной оливкового цвета. Мощность этой толщи 77 м.

На турбидитах раннего миоцена залегают серо-зеленые глины с тонкими прослоями туфов, пемзы и горизонтами конкреционных известняков. Глины имеют пятнистый облик, что связано со значительной переработкой илоедами. Мощность этих гемипелагических образований составляет 66 м. Возраст отложений ранне- и среднемиоценовый. Значительный интерес представляет среднемиоценовая часть разреза, сложенная породами, которые описываются как пятнистые глины, содержащие прослой кремнистых (диатомовых) глин. В слоях отмечаются следы обезвоживания и многочисленные микроразрывы. В этой, как и в вышележащей пачке были встречены горизонты известняков и кальцитовых конкреций, а также песчанистых глин и алевролитов. Цвет пород обычно темно-серый и зеленовато-серый. По существу, это — толща кремнистых осадков, если судить по содержанию в них биогенного опала-А. Последний, по данным У. Манна и Г. Мюллера, полученным в 1980 г., составляет от 30 до 82 % всей минеральной части, тогда как вещество глинистой природы лишь от 6 до 44 %, а кварц с полевыми шпатами 10—26 %. Важным представляется необычный состав минеральных примесей. В легкой фракции здесь появляется глауконит, а в составе глинистой части помимо монтмориллонита, который преобладает (40—64 %), а также иллита (22—42 %), хлорита (6—16 %) и каолинита (менее 5 %), неожиданно идентифицируется палыгорскит. Он находится в примеси, но встречается по всему разрезу толщи. В других скажинах в синхроничных горизонтах разреза описаны кристаллы гипса и галита. Таким образом в данном случае мы имеем дело с весьма своеобразной минеральной ассоциацией, состав которой, с одной стороны, свидетельствует об аридном климате в пределах прилегающей суши, с другой же — о высокой биопродуктивности поверхностных вод в районе преддугового бассейна, а возможно, и островного шельфа. Сочетание таких минералов, как биогенный опал, глауконит (последний отмечается в легкой фракции мелкого песка), палыгорскит и гипс возможно только при режиме апвеллинга.

Следовательно, некоторыми чертами минеральная ассоциация среднемиоценовых отложений тихоокеанской окраины Японии напоминает образования палеоцен-эоцена, развитые на окраине Северо-Западной и Западной Африки. Слабый подъем глубинных вод отмечался в данном районе еще в раннемиоценовую эпоху. Он продолжался и в начале позднего миоцена. Общая мощность отложений апвеллинговой формации достигает 350 м. Выделению ее в качестве апвеллинговой авторам отчета о рейсах 56 и 57 «Гломар Челленджера», видимо, помешало то обстоятельство, что выше по разрезу залегают отложения с высоким содержанием

кремнистых компонентов, которые описываются как диатомовые глины и диатомиты с редкими прослоями вулканического пепла и обилием спикул губок в верхних горизонтах. Для всей позднемiocеновой—раннеплиоценовой толщи характерны следы окремнения. Мощность ее 230 м. Здесь уже отсутствует палыгорскит. Не отмечается и присутствие глауконита. Однако, по данным У. Манна и Г. Мюллера, сохраняются довольно высокие содержания опала-А (от 15 до 68 %, в среднем 38 %). Обогащение кремнеземом в данном случае связано со всеобщим похолоданием климата и отсутствием значительной поставки терригенного материала. Подъем глубинных вод над тихоокеанским склоном о. Хонсю, вероятно, продолжался, хотя его интенсивность резко снизилась. Эти отложения уже нельзя отнести к типично апвеллинговым. Приблизительно те же условия сохранились и в плиоцен-четвертичное время, когда в рассматриваемой зоне продолжалось накопление диатомовых илов и диатомово-глинистых осадков с многочисленными прослоями пеплов, пемзы и остатками губок. Мощность верхней толщи 363 м.

Отложения, пройденные в аккреционной части островного склона, весьма близки по составу к описанным выше. В верхней части (скв. 440 и 441) это те же диатомовые глины и глинистые диатомиты с прослоями туфодиатомитов и туфов (плиоцен—плейстоцен). Однако встречаются горизонты туфоалевролитов с градиционной слоистостью и многочисленная галька базальтов, дацитов, пемзы и карбонатных пород. Нижнеплиоценовые образования здесь представлены брекчией алевролитов. Это угловатые и окатанные обломки (2 см), погруженные в более топкозернистый материал, в основном алевритово-глинистый. Среди брекчий описаны несколько горизонтов мелко- и крупнозернистых песчанников. Пачка имеет мощность 30 м и перекрывает нижнеплиоценовые же диатомовые глины и алевролиты с карбонатными конкрециями. Мощность этих отложений 94 м. Слои отличаются сильной нарушенностью и трещиноватостью. Наконец, в основании разреза вскрыта толща брекчированных пород оливково-серого и черного цвета. Это брекчия алевритовых глин, известковистых алевролитов, аргиллитов, туффитов и туфоаргиллитов, сцементированных глинистым материалом. Углы падения поверхностей напластования достигают 45°. Возраст брекчии — позднемiocеновый и раннеплиоценовый. Это интенсивно дислоцированные породы, слагающие внутренний, приостровный борт глубоководного желоба.

В других точках (скв. 434 и 435) были пройдены оползневые массы осадков того же состава, что и вышеописанные. Это в основном плиоценовые и плиоцен-четвертичные диатомовые глины и диатомиты, перемещенные вниз по склону. В точке 434 была вскрыта кроме того пачка туфов и туффитов миоценового возраста. Интересно, что раннеплиоценовые туфодиатомиты содержат примесь палыгорскита. Это может указывать на оползневой характер толщи, вмещающей компоненты среднемиоценового возраста.

Последние могли попасть в рассматриваемые осадки при эрозии блока Ойашио, где, видимо, и сформировались палыгорскитовые глины. Надводная эрозия слагавших этот блок пород продолжалась вплоть до плиоцена.

Преобладание в составе аккреционного поднятия терригенных пород: алевролитов и глинистых алевролитов — свидетельствует о поступлении в древний глубоководный желоб терригенного кластического материала с массива Ойашио. Следует признать, что турбидиты были мало характерны для внешних районов переходной зоны в япономорском секторе. В преддуговом бассейне лишь олигоценая часть разреза представлена отложениями этого генезиса.

Совершенно иная картина обнаруживается в окраинном Японском море. Скв. 299 ДСДП вскрыла здесь 525-метровую толщу турбидитов позднемiocенового—голоценового возраста. Р. Сибли и К. Пентони считали в 1978 г., что это отложения глубоководного конуса выноса, приуроченного к устью трога Тойама. Образование, пройденные в точке 299: переслаивание песков и алевролитово-глинистых илов, относятся к отложениям подводных прирусловых валов и разделяющих их низин. Иными словами, это турбидиты проксимального типа. Лишь некоторые пласты в разрезе этой толщи можно было отнести к дистальным турбидитам. В точке 301 помимо турбидитов были обнаружены образования, слагающие илжележащий, сейсмически прозрачный слой. Исследование терригенных компонентов осадков показало, что в район точки 299 материал поступал главным образом из центральных областей о-ва Хонсю через трог Тойама, района же точки 301 достигала также взвесь, выносившаяся с Азиатского материка. По мнению Р. Сибли и К. Пентони, осадки из центральной части Японского моря (точка 301) характеризуются значительно более высоким содержанием кварца, но меньшим полевыми шпатами (в основном плагиоклазов) в сравнении с синхроничными отложениями из точки 299.

Неогеновые отложения, сформировавшиеся в небольших преддуговых бассейнах, некогда осложнявших фронтальный островной склон, ныне обнажаются в различных районах западной части о-ва Хоккайдо. В основном это морские отложения, среди которых встречаются солонатоводные и континентальные. Бассейны разделены крупными разломами северо-западного — юго-восточного простирания. В разрезах из этих бассейнов выделяются сходные по составу и генезису формации, которые можно объединить в три группы. К первой принадлежат подводно-склоновые образования, главным образом турбидиты и гемипелагические осадки, отличающиеся своеобразным составом. Это вулканокластические отложения, в основном туфоалевролиты, переслаивающиеся с алевритово-глинистыми породами и пеплами. По данным Г. Клайна, Х. Окаада и К. Мицуи, полученным в 1979 г., эти образования перекрываются толщами горизонтально-слоистых алевритово-глинистых пород, содержащих прослой тонкозернистых пеплов и

блоки песчаников. Толщи рассматриваются как массы оползневых осадков и отложения потоков обломков. Примерами описываемых образований являются отложения формаций Моки-Кубицу, Эмбецу и Котанбецу. Основной материал — вулканогенный. Общая мощность отложений этих формаций составляет 1200 м. Они накапливались на подводном-островном склоне перед фронтом разраставшейся дельты. Венчают разрез отложения самой дельты (формация Кипкоманаи). Это цикличная толща, сложенная алевролитово-глинистыми породами с прослоями массивных песчаников.

В других районах Японской островной дуги в межгорных депрессиях, располагавшихся за вулканической цепью, в неогене происходило формирование континентальных угленосных комплексов, мощность которых, согласно исследованиям Мики Такаши, проведенным в 1980 г., может превышать несколько тысяч метров. Тихоокеанский склон Малой Курильской дуги на глубинах от 350 до 1500 м, согласно данным В. И. Васильева и Е. Д. Корниловой, полученным в 1979 г., как и подводный склон о-ва Хоккайдо, сложен преимущественно диатомитами, туфодиатомитами и туфами с горизонтами туфонесчаников. Возраст этих пород по диатомеям — раннемноценовый. Таким образом, вулканогенно-кремнистые образования были преобладающим видом осадочных образований, накапливавшихся в позднем кайнозое во фронтальных, т. е. обращенных к океану частях переходной зоны.

Сегмент Филиппинского моря

В северной части Филиппинского моря (хр. Дайто, впадина Сикоку) пробурено несколько глубоководных скважин общей длиной 2971 м. В пройденных здесь разрезах наиболее распространенным типом осадков оказались гемилслагические образования, которые представлены в основном пестроцветными терригенными глинами. Последние обычно включают горизонты глинистых алевролитов. Однако встречаются также песчаники и конгломераты (рис. 37), для которых характерны градационная слоистость, текстуры оползания и течения. По составу они являются чаще всего вулканомиктовыми, на что указывает преобладание обломков андезитов, базальтов и долеритов. По данным С. Уайта, М. Шамли и других исследователей, участвовавших в изучении керна на борту «Гломар Челленджера», вместе с этими обломками встречены зерна оолитов, обломки известняков и раковины пелеципод. Песчаные пласты, видимо, были отложены мутьевыми течениями. Они слагают дистальные участки глубоководных конусов выноса, которых во впадине Сикоку обнаружено три. Формирование самого северного конуса было связано с поставкой вещества с Японских островов, тогда как западного и восточного — с выносом вулканокластического материала с вулканов дуги Кюсю—Палау и хр. Дайто. Скважины 442—444 вскрыли дисталь-

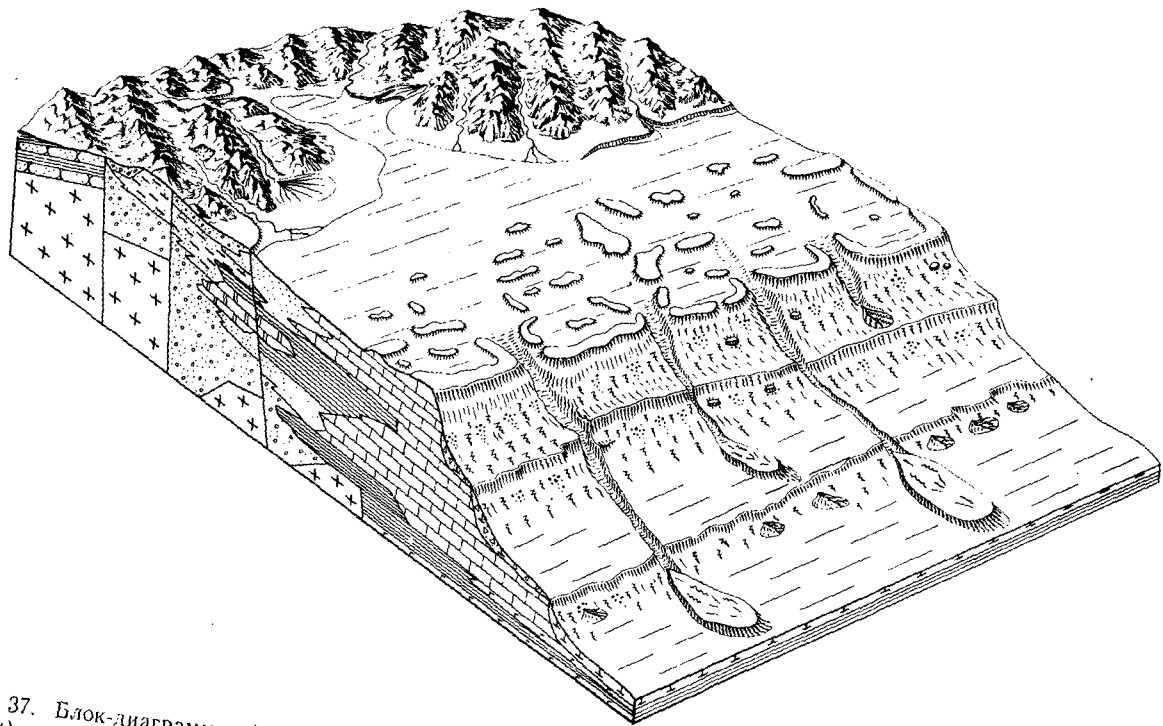


Рис. 37. Блок-диаграмма Атлантической окраины на этапе существования эпиплатформенных (эпирифтовых) поднятий и формирования мощных рифовых и других комплексов карбонатных отложений. По А. И. Конюхову (1985 г.)
Условные обозначения см. рис. 10

ные участки глубоководных фьнов, где в разрезе преобладают гемипелагические осадки.

В кернах скважин описаны и переотложенные карбонатные осадки: комки фораминиферо-кокколитового ила, обломки мела и известняков с пропластками вулканического пепла. Карбонатные осадки играют преобладающую роль только в керне скв. 445, пробуренной на южной оконечности хр. Дайто, и скв. 448, заложенной на вершине хр. Кюсю—Палау. В остальных районах, согласно данным У. Нагеля, Г. Мюллера и Д. Шуманна, полученным в 1982 г., карбонаты остаются второстепенными компонентами в осадках.

Встречаются и типично пелагические образования. Обычно это плотные темно-коричневые глины с обилием окислов металлов, железомарганцевыми микроконкрециями и цеолитами. Переходные к ним разности осадков представлены кремнистыми илами, сложенными раковинками диатомей, радиолярий и спикулами губок. Обычно они содержат примесь вулканического стекла (до 20 %). В пелагических глинах основным компонентом является монтмориллонит — продукт диагенетической трансформации вулканического стекла. Встречается также монтмориллонит, образовавшийся в корах выветривания на островных вулканических дугах, в основном по базальтам. Продуктами изменения вулканогенных отложений, по мнению У. Нагеля и других исследователей, является также железомарганцевый хлорит и палыгорскит.

Скважины, пробуренные в 59-м рейсе «Гломар Челленджера» на хребтах Кюсю—Палау и Западно-Марианском, вскрыли мощные толщи вулканокластических осадков, накапливавшихся выше уровня карбонатной компенсации. В соседних впадинах Паресе-Вела и Западно-Филиппинской в сложении осадочного чехла участвует меньше вулканокластов. Широко распространены пеплы с лапилли и мелкими вулканическими бомбами, которые формируют целые горизонты или мелкие пропластки. Накопление серий вулканогенных отложений совпадает во времени, по мнению К. Родольфо, со спредингом океанического дна в окраинных впадинах и междуговых бассейнах. Прекращение спрединга во впадине Паресе-Вела повлекло за собой смену вулканокластических осадков радиоляриевыми и карбонатными илами.

В точке 459, заложенной на подводной террасе, которая осложняет восточный склон Марианской дуги (обращенный к желобу), был пройден разрез мощностью 691 м. Наиболее нижние толщи плохо охарактеризованы керном. Это — эоценовые аргиллиты и кремнистые аргиллиты, которые перекрываются олигоценовыми уплотненными глинами, содержащими горизонты вулканических пеплов. Позднему олигоцену отвечают мелоподобные известняки, обогащенные вулканическим стеклом. Выше залегает довольно мощная толща турбидитов ранне- и среднемиоценового возраста. В нижней части турбидитного разреза преобладают плотные глины, алевролиты и песчаники, по составу являющиеся

типичными вулканокластитам: основные компоненты — вулканическое стекло и монтмориллонит при содержании от 1 до 2 %, а полевых шпатов от 5 до 13 %. В верхней части помимо песчаных и алевроитовых туфов в состав турбидитов входят прослойки мергелей, обогащенных пирокластическим материалом. В целом дифрактометрические и электронномикроскопические исследования образцов керн показали, что в составе турбидитов повсеместно преобладает вулканогенный материал. Общая мощность этих вулканокластических турбидитов, согласно А. Деспери, составляет 475 м. Пепловые горизонты встречаются и в верхней части разреза скв. 459, которая сложена кремнистыми и карбонатными плами миоцен-плейстоцена.

На примере Филиппинского моря прекрасно видно, как по мере удаления от собственно материковой окраины Азии в разрезах осадков все большую роль начинают играть вулканогенные образования, формирующие не только отдельные горизонты, но и целые толщи, причем как на самих вулканических хребтах и их склонах, обращенных к желобу, так и в окружающих котловинах. Среди них встречаются не только нормально-осадочные гемипелагические образования, но также турбидиты и другие гравитационные отложения. За счет вулканического материала образуются и пелагические, сходные с глубоководными красными глинами осадки. Таким образом, в регионах, подобных филиппинскому, состав почти всех осадочных образований определялся вулканической активностью и лишь в периоды ее ослабления формировались биогенные, кремнистые или карбонатные осадки. Существенно терригенные отложения в виде турбидитов и гемипелагических глин характерны для тыловых районов обширной переходной зоны, в данном случае впадины Сикоку.

Подводя итог приведенным выше данным, следует отметить широкое разнообразие формационного состава отложений в переходных от континента к океану зонах, осложненных островными вулканическими дугами. Здесь распространены самые разнообразные комплексы отложений: терригенные, кремнистые, карбонатные и угленосные, причем карбонатные формации весьма характерны для островных дуг, окраинных морей и собственно геомаргиналей (окарины материка), расположенных в низких широтах. Особенно многообразна группа вулканогенно-осадочных формаций. Действительно, на островных вулканических дугах большинство отложений принадлежит к вулканогенно-осадочным, что и дало Н. М. Страхову в 1962 г. право выделить в указанных зонах интразональный тип литогенеза — вулканогенно-осадочный. Эвапориты — единственный тип осадков, не получивших развития в рассматриваемых переходных зонах.

В генетическом отношении отложения островодужных окраин также отличаются разнообразием. Здесь представлены мелководные шельфовые осадки и глубоководные турбидитные образования, континентальные озерные и дельтовые отложения, а также осадки зон авеллинга и подводных потоков вулканогенного ма-

тернала. Сравнение с другими активными окраинами показывает, что от последних островодужные переходные зоны отличаются широким распространением осадочных образований, в составе которых ведущую роль играют биогенные осадки, а именно кремнистые (диатомовые), карбонатные, а также различные туфодиатомитовые и туфокарбонатные формации, которые довольно sporadически встречаются на андийских окраинах и явно не характерны для окраин невадийского типа. С последними островодужные зоны перехода сближает та чрезвычайно большая роль, которую играют в разрезах древних формационных комплексов различные гравитационные, подводно-склоновые образования. Состав их, однако, тут и там во многом несходен. Если на невадийских окраинах турбидиты и другие подводно-склоновые отложения представлены исключительно терригенными, более того, терригенными кластическими осадками (лишь в разрезе формации Монтерей и аналогичных ей толщ известны кремнистые по составу турбидиты), то в зонах перехода островодужного типа широко развиты самые разнообразные подводно-склоновые гравитационные отложения: терригенные, вулканогенные, кремнистые и карбонатные, но чаще смешанные по составу.

Особенностью невадийских окраин является явное преобладание в разрезах как надводной, так и подводной их частей осадочных комплексов, сформировавшихся в глубоководных условиях: на древнем материковом склоне либо во впадинах бордерленда. По существу, не только осадочный чехол, но и фундамент, в качестве которого выступают породы францисканского или близких к нему комплексов, сложены образованиями типа турбидитов и других гравитационных подводно-склоновых отложений.

Другой особенностью тех же невадийских окраин следует признать состав осадочных пород. В самом деле, это — единственный тип материковой окраины, в пределах которой столь неоспоримо проявилось господство процессов терригенной седиментации. На огромных пространствах и в течение нескольких десятков миллионов лет (начиная по крайней мере с поздней юры) здесь аккумуляровались преимущественно терригенные, более того, терригенные кластические осадки. Биогенный компонент, не говоря уже о вулканогенном материале, совершенно терялся в массе выносимой на окраину взвеси и более крупных терригенных частиц и обломков. Следовательно, объемы поставки и скорости накопления этого материала на невадийских окраинах были столь велики, что обычное образование вещества за счет жизнедеятельности организмов оказалось неконкурентным в данных условиях. Лишь зарождение апвеллинга в среднем миоцене изменило ситуацию, когда на калифорнийской окраине начали формироваться кремнистые толщи формации Монтерей. Таким образом, невадийские окраины занимают крайнее положение в ряду других переходных зон как пример продолжительного и непрерывного тектогенеза, проявившегося интенсивным накоплением терригенных осадков.

Осознание роли Мирового океана в геологическом прошлом Земли пробудило живейший интерес к его истории и, в частности, к истории периферийных областей, где расположены материковые окраины. С последними связывают немалые надежды в отношении пополнения природных минеральных ресурсов, быстро истощающихся на суше. Рассмотрим особенности геологического развития тех материковых окраин, которые недавно стали предметом обсуждения в научной литературе, и ограничимся оценкой основных тенденций в эволюции важнейших переходных от континента к океану зон: пассивных на примере окраин в Атлантическом океане, активных — на примере андийских и невадийских окраин в Тихом океане.

История пассивных материковых окраин в Атлантическом океане

Большинство ученых, участвующих в изучении переходных от континента к океану зон, придерживается точки зрения о рифтовом происхождении впадин Атлантического (и Индийского) океана, возникших после раскола древней Пангеи. Рифтовый этап лежит за пределами нашего рассмотрения, так как с ним связаны только начальные стадии формирования пассивных окраин. Их собственную историю, видимо, следует начинать со средне- и позднеюрской эпох, поскольку самая древняя океаническая кора, встреченная в процессе глубоководного бурения в Атлантическом океане, имеет позднеюрский возраст. О рифтовом происхождении пассивных окраин свидетельствует также идентичный набор геологических формаций в нижней части осадочного разреза большинства окраин в «молодых» океанах (молассоидных красноцветных и эвапоритовых толщ), имеющих зачастую не только идентичный состав, но и близкий возраст на противоположащих окраинах, которые разделены в настоящее время океаном.

В раннюю фазу раскрытия Атлантического океана (подразумевается его образование на месте грабеновидных прогибов, трансформировавшихся сначала в небольшие рифтовые впадины с океанической корой, а затем вследствие спрединга океанского дна — в более или менее глубоководные депрессии с океаническим типом коры) окраины континентов играли особенно важную роль, так как типичные абиссальные равнины либо отсутствовали, либо занимали неширокие ареалы, находившиеся под влиянием сноса с материка. Естественной границей окраин на суше служили склоны поднятий, сохранившихся от периода рифтогенеза. Эти эпирифтовые сооружения — невысокие хребты и высокие плато — протягивались на значительные расстояния, препятствуя проникновению морских вод в глубь континентов. Об этом свиде-

тельствуется слабое развитие, а иногда и полное отсутствие средне- и отчасти позднеюрских морских отложений в наземных разрезах многих современных окраин и прилегающих областей континентов.

Как показывают детальные геофизические исследования последних лет, а отчасти и материалы глубоководного бурения, внешняя кромка юрского шельфа располагалась, вероятно, на 60—100 км мористее современной. С нею зачастую отождествляют погруженный край древних карбонатных платформ, положение которого четко устанавливается геофизическими методами под современным склоном, а иногда в районе подножия в различных районах атлантической окраины США [43]. Расширение океанического ложа сопровождалось дроблением периферийных участков континентальной коры и погружением отдельных блоков. Непрерывные опускания, которыми был охвачен край континента, благоприятствовали в условиях аридного климата, господствовавшего на многих окраинах юрского периода, активному рифостроительству вдоль внешней кромки древней континентальной отмели. Лишь в прибрежных районах, в непосредственной близости от склонов эпирифтовых поднятий, накапливались терригенные морские, в основном песчаные осадки. Реконструкция обстановок седиментогенеза, характерных для пассивных материковых окраин, располагавшихся в тропических и субтропических климатических зонах, дана на рис. 37.

В целом описываемый период может быть определен как этап первичной дифференциации пассивных окраин, так как к этому времени боковые рифтовые грабены, заложенные еще в период активного рифтогенеза, либо отмерли, либо трансформировались в крупные прогибы — авлакогены, протягивавшиеся в глубинные районы континентов. Окраина такого авлакогена в геоморфологическом отношении представляла собой чаще всего глубоко вдающийся в сушу залив, в акватории которого в условиях быстрого и постоянного прогибания формировались толщи карбонатного состава, их суммарные мощности превышают, как правило, несколько сотен и даже тысячи метров. Примером подобного прогиба может служить Лузитанский бассейн в западной части Иберийского полуострова, где в позднеюрскую эпоху (рис. 38) сложились мощные комплексы карбонатных отложений: водорослевые биогермы, биоморфно-детритусовые, пеллетовые и оолитовые известняки, а также доломиты древних приливно-отливных равнин. Как отмечалось в главе 6, сонахождение этих пород и их взаимопереходы в пространстве напоминают современную ситуацию в заливах Шарк, Баунд-Саунд и Спенсер на окраинах Австралии. В периоды регрессий моря аккумуляция карбонатов в широких, глубоко вдававшихся в сушу заливах сменялась накоплением терригенных красноватых и сероватых осадков, в основном аллювиально-пролювиального генезиса, вмещающих горизонты торфов. Крупные периконтинентальные прогибы существовали также на северо-западной окраине Африки (Тарфая-Аюн, Сенегальский, Мароккан-

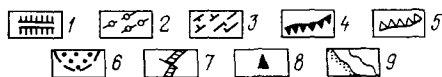
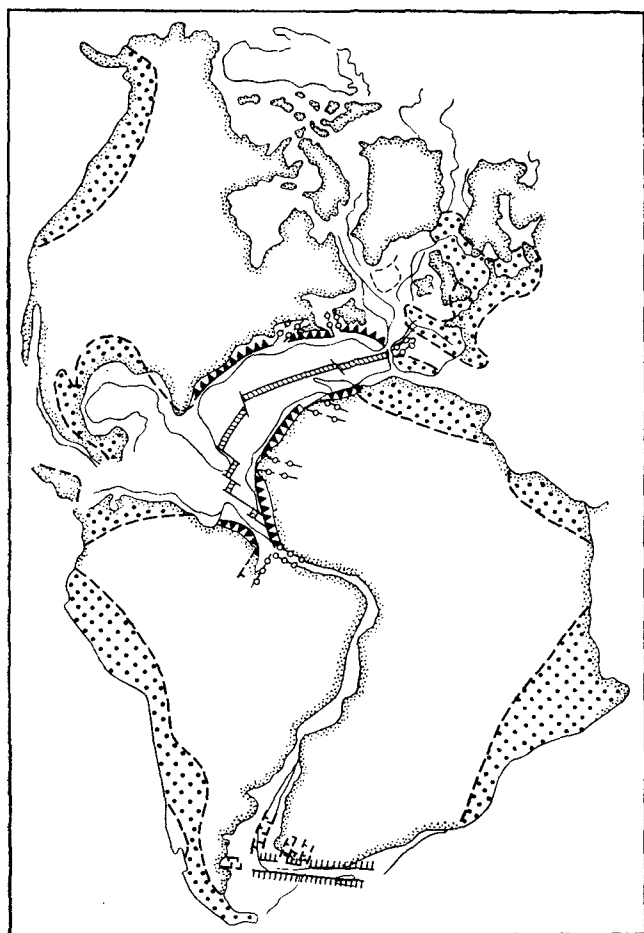


Рис. 38. Материковые окраины в раннюю стадию раскрытия Атлантического океана (поздняя юра, ~145 млн. лет назад). По Дж. Слейтеру, С. Хеллинггеру и Ч. Тапскотту (1977 г.)

Условные обозначения к рис. 38—40, 42—44

1 — местоположение крупных рифтовых грабенов; 2 — участки выхода к океану континентальных рифтов и/или авлакогенов в областях преимущественно карбонатной седиментации; 3 — участки выхода к океану континентальных рифтов и/или авлакогенов в областях преимущественно терригенной седиментации; 4 — окраины эпиплатформенных орогенных сооружений; 5 — зарождающиеся окраины платформенных пенепленов; 6 — эпиконтинентальные моря; 7 — срединноокеаническое поднятие; 8 — глубоководные скважины, пробуренные с «Гломар Челленджера» и вскрывшие отложения соответствующего возраста; 9 — положение современной береговой линии и изобаты 2000 м. Стрелками показано положение древних зон апвеллинга

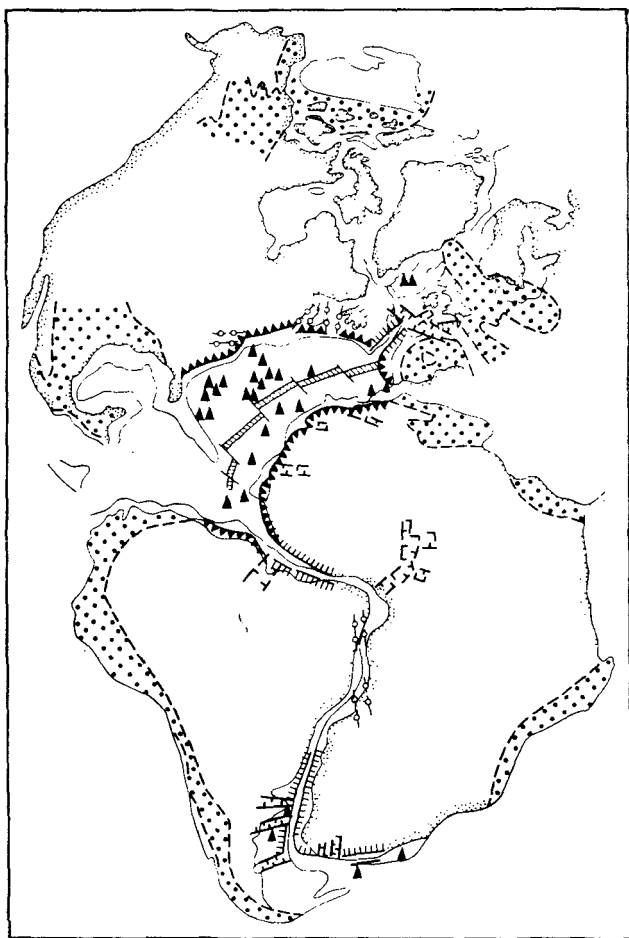


Рис. 39. Материковые окраины в Западном полушарии в неокомское время (~125 млн. лет назад). По А. И. Конюхову (1982 г.)
Условные обозначения см. рис. 38

ский) и атлантической окраине Северной Америки (прогибы банки Джорджес и Балтиморского каньона). В большинстве случаев здесь располагались мощные карбонатные банки — обширные шельфовые отмели, находившиеся вне воздействия терригенного сноса с суши. Эти прогибы были разделены участками с узкой континентальной отмелью и коротким, но, по-видимому, довольно крутым склоном (рис. 39).

Таким образом, позднеюрская эпоха в Северной Атлантике была временем широкого распространения окраин эпирифтовых сооружений, а также окраин авлакогенов — крупных зон опускания, представлявших собой глубоко врезанные в сушу заливы, с

которыми в низких и умеренных широтах была связана аккумуляция карбонатов прибрежно-шельфового и лагунного типа. Лишь в южном секторе атлантической окраины Северной Америки (южнее мыса Гаттерас) денудация прибрежных поднятий привела к образованию широкой континентальной отмели, в прибрежной части которой, как и на побережье Южной Англии, формировались приливно-отливные комплексы карбонатных осадков. Не только на окраинах, но и повсеместно в Центральной Атлантике преобладали процессы карбонатакопления. В южной части Гондваны в этот период уже существовали грабеноподобные структуры, в конце юры трансформировавшиеся во внутриконтинентальные рифтовые впадины. В терригенных отложениях средне- и позднеюрского возраста, пройденных бурением в 71-м рейсе «Гломар Челленджера» в приконтинентальных районах Аргентинской котловины и на Фолклендском (Мальвинском) плато, глинистые минералы представлены хлоритом, иллитом и смешаннослойными образованиями, т. е. ассоциацией, генетически связанной с разрывом выветрелых пород, слагающих прибрежные поднятия. Конец юры ознаменовался обогащением осадков монтмориллонитом, что Х. Робер и А. Майо объяснили в 1983 г. пенецпленизацией рельефа прилегающей суши и развитием коры выветривания и почв в пределах расширявшихся прибрежных равнин. Нижнемеловые осадки снова характеризуются присутствием хлорит-иллит-смешаннослойного комплекса глинистых минералов, что вызвано оживлением тектонических подвижек в Фолклендской (Мальвинской) зоне глубинных разломов и раскрытием Капской котловины.

Впрочем, раннемеловая эпоха ознаменовалась активизацией тектонических движений и, в частности, спрединговых процессов также в центральных районах Атлантики. С нею было связано омоложение рельефа на уже сформировавшихся окраинах материков. Это было время широкого распространения континентальных рифтов и окраин эпиплатформенных орогенных сооружений (рис. 40). Система длительно развивавшихся рифтов протягивалась вдоль полосы раскола западной части Гондваны, огибая с востока Бразильский щит и опускаясь на юг вплоть до широт хребтов Китовый и Рио-Гранде. Здесь в довольно обширных эпиконтинентальных бассейнах накапливались преимущественно пролювиально-аллювиальные и озерно-болотные осадки. Примером последних могут служить битуминозные глины Букомази (Ангола).

Рифты заложились и по северной границе молодого океана, например в зоне сочленения Иберийского массива и Большой Ньюфаундлендской банки. Развитие рифтов, как установили в 1973 г. В. Е. Ханн и Б. А. Соколов, сопровождалось образованием оперяющих прогибов, особенно крупных в зонах так называемого тройного сочленения. Эти прогибы заполнялись мощными толщами пролювиально-аллювиальных и дельтовых осадков (например, грабен Бенуэ). Омоложение рельефа привело к оживлению процессов аккумуляции отложений на окраинах в восточной части

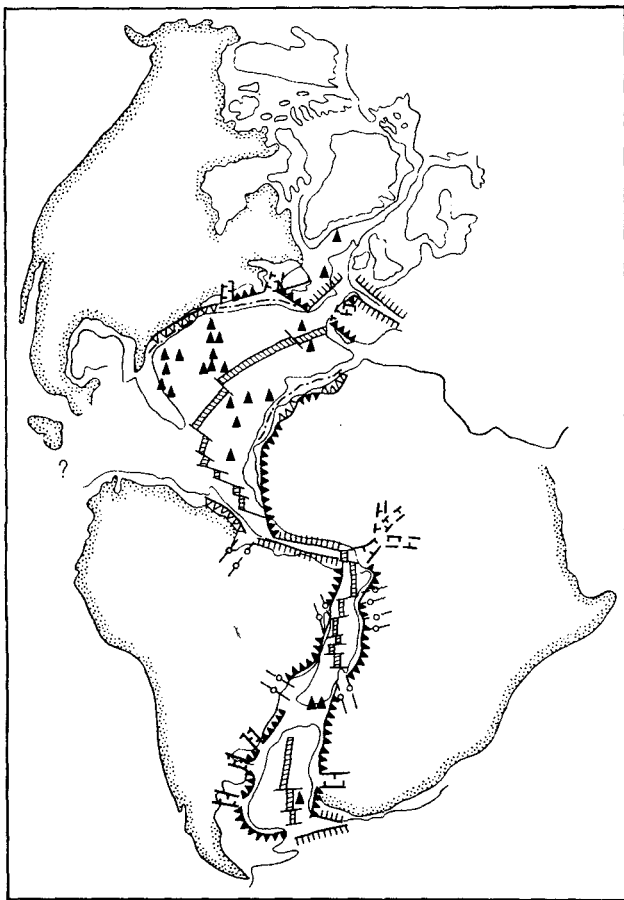


Рис. 40. Материковые окраины в Западном полушарии в конце аптского и начале альбского веков (~110 млн. лет назад). По А. И. Конохову (1982 г.)
Условные обозначения см. рис. 38

Центрально-Атлантической впадины. Здесь в связи со значительным смягчением климата карбонатная седиментация сменилась терригенной. В неокоме в периконтинентальных прогибах Северо-Западной Африки и Западной Европы сформировались мощные комплексы отложений аллювиальных и дельтовых равнин, а также подводных конусов выноса, приуроченных к участкам выхода в океан авлакогенов и континентальных рифтов (см. главу 6). Аккумуляция осадков в этих районах характеризовалась едва ли не самыми высокими скоростями за всю историю развития Атлантического океана: 100—120 м за млн. лет [41].

Если в восточном секторе Центральной Атлантики на окраинах главную роль стали играть процессы терригенного осадконакопления, то на атлантической окраине Северной Америки по-прежнему

формировались в основном карбонатные рифовые осадки, причем рифостроительство продолжалось в широкой полосе от Новой Шотландии до Багамской платформы. В периферийных прогибах (например, прогибе Ньюарк), которые по данным Р. Шеридана, опубликованным в 1976 г., получили в это время субаппалачскую ориентацию, накапливались прибрежно-морские терригенные пески.

Ранний мел можно назвать эпохой широкого развития гравитационных подводно-склоновых процессов. Впервые с начала существования атлантических окраин в их глубоководных частях в столь широких масштабах стали накапливаться оползневые и турбидитные серии осадков. Отложения подводных конусов выноса этого времени приурочены главным образом к участкам материкового подножия, примыкавшим к окраинам авлакогенов, где в неокоме, видимо, располагались устья крупнейших рек того времени (бассейны Тарфая-Люн, Марокканский, Сенегальский, Балти-морского каньона и др.).

В барремский век произошли очередная активизация рельефа и омоложение. Климат, вероятно, все более приближался к гумидному тропическому, а на некоторых поднятиях и возвышенных плато образовались достаточно мощные коры выветривания, размыв которых привел к интенсивному выносу тонкодисперсной взвеси, обогащенной оксидами железа и кремнеземом. Благодаря этому в центральных районах Атлантического океана, но главным образом на материковом подножии отложились горизонты пестроцветных глин. Бокситы этого возраста известны в пределах так называемой суши Эбро на Иберийском полуострове и в пределах Тулузской суши. В апте активизировался спрединг оксанического дна в южной впадине Атлантического океана. Южные хребтов Китовый и Рио-Гранде на месте рифтовых прогибов и оперяющих их грабенов еще в неокоме возникла впадина океанического типа, в которой по данным В. Людвиг, В. Крашениникова и И. Басова, полученным в 1980 г., установился режим морской терригенной седиментации и накапливались глинистые осадки, обогащенные органическим веществом. В антский век здесь сформировались проградационные комплексы подводно-дельтовых песчано-алевритово-глинистых отложений, наращивавших шельф и склон Африки в Капской котловине. Наличие структурного порога по линии хр. Китовый — хр. Рио-Гранде затрудняло водообмен между этой морской впадиной и расположенными севернее обширными эпиконтинентальными бассейнами, возникшими на месте рифтовых грабенов. Здесь в условиях прибрежных и континентальных сабкх началось интенсивное соленакопление, чему способствовала обширная регрессия моря, достигавшая, по данным Д. Реймента, полученным в 1979 г., максимума в позднем апте.

К этому времени в периферийных частях южного сектора Центральной Атлантики длительная денудация эпиплатформенных поднятий привела к тому, что они отступили далеко в глубь суши. Существовавшие ранее заливы превратились в прибрежные равни-

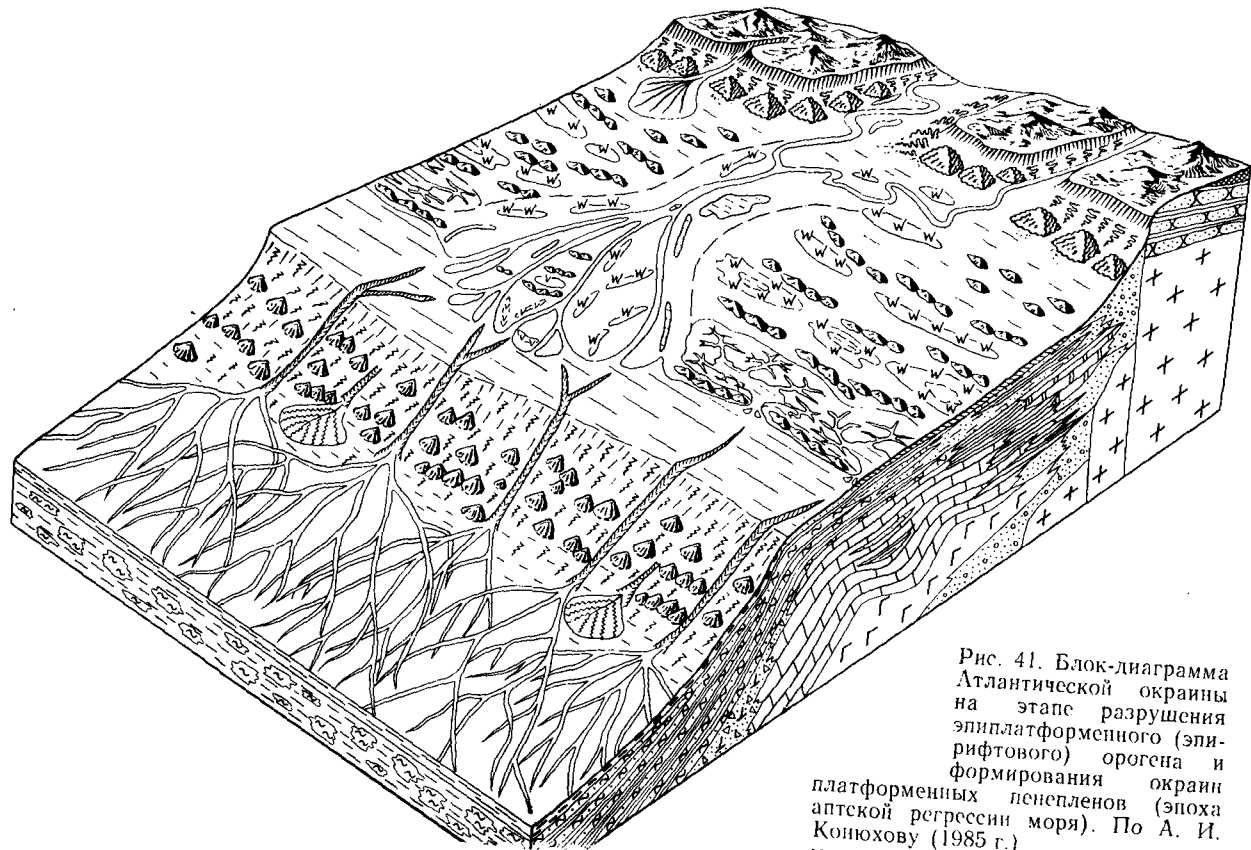


Рис. 41. Блок-диаграмма
 Атлантической окраины
 на этапе разрушения
 эпиплатформенного (эпи-
 рифтового) орогена и
 формирования окраин
 платформенных пенепленов (эпоха
 аптской регрессии моря). По А. И.
 Колюхову (1985 г.)
 Условные обозначения см. рис. 10

ны, отделенные от области шельфа полосой баров и лагун, во внутренних частях которых в обстановках соляных маршей, болот и небольших озер стали формироваться терригенные и терригенно-карбонатные комплексы отложений, в значительной степени обогащенных органическим веществом. На фоне крупной регрессии береговая линия постепенно смещалась в сторону океана, оставляя за собой полосы реликтовых баров и осушенные приливо-отливные равнины (рис. 41). В позднем апте, когда берег, видимо, приблизился к краю шельфа, в верхней половине палеосклона начали накапливаться проградационные дельтовые серни. Реки, протекавшие по прибрежной равнине, размывали торфяники и недавно отложенные углеродистые глинистые и глинисто-карбонатные образования приливо-отливных зон. Взвесь уже не оседала в прибрежно-морских обстановках, но поступала в пелагиаль, где впервые началась аккумуляция темноцветных тонкозернистых отложений, открывшая эпоху формирования так называемых «черных» океанских глин.

Таким образом в апте в Центральной Атлантике появились окраины, по своему облику и фацциальному спектру осадков близкие к современным окраинам пенепленизированных областей кратонов. Такие же окраины возникли по периферии южно-атлантической впадины (современные Аргентинская и Капская котловины). Об этом свидетельствуют изменения в составе ассоциаций глинистых минералов, изученных в 1980 г. А. Майо и Х. Робером в кернах скв. 360—364 и 14—19 ДСДП. В нижних горизонтах, вскрытых этими скважинами, преобладают иллит (30—50 %) и каолинит (20—45 %) с примесью хлорита и смешаннослойных образований (в составе последних доминирует вермикулитовая фаза). В отложениях раннеаптечного возраста фиксируется та же ассоциация. Однако вверх по разрезу в ней постепенно увеличивается содержание монтмориллонита (от 5 до 85 %). В позднеаптечных и альбских осадках преобладает хорошо окристаллизованный монтмориллонит (85—95 %). Интересно, что в качестве примеси в этих же слоях находится палыгорскит. Подобная смесь минералов по разрезу может указывать на тектоническую активизацию, захватившую переходные зоны в первую половину раннего мела, с последующей нивелировкой рельефа и образованием обширных прибрежных равнин, в глубине которых располагались остаточные поднятия с формировавшимися на них корами выветривания. Таким образом, изучение глинистых минералов в осадках пассивных окраин позволяет реконструировать не только климат прошлого, но и тектоническое состояние того или иного их участка.

В целом можно сказать, что в раннем мелу закончился один из этапов эволюции атлантических окраин — период разрушения эпирифтовых или эпиплатформенных орогенов — и начался другой: этап образования окраин слабо активизированных (пенепленизированных) областей кратонов.

Полное раскрытие Южной Атлантики, которое произошло в конце раннемеловой эпохи, сопровождалось обширной трансгрессией, начавшейся во второй половине среднего альба. Трансгрессия постепенно охватила обширные периконтинентальные районы. Море продвигалось в глубь материковых окраин, размывая на своем пути реликты баровых и лагунных комплексов, а также дельтовые отложения и торфяники. Тонкий глинистый и растительный детрит был основным материалом, поступавшим в океан того времени. Следствием этого стало широкое распространение по всей акватории Центральной и в ряде районов Южной Атлантики углеродистых тонкозернистых осадков: терригенных или терригенно-карбонатных пелитово-алевритовых илов. Там, где на суше размывались лагунные и баровые отложения, сформировавшиеся в гумидном климате и содержавшие торф или рассеянное органическое вещество аркозового типа, преобладающим видом осадков в прилегающих к окраинам районах абиссали становились «черные» илы (глины) с перемытым органическим веществом аркозового состава. Это альбские отложения в Бискайском заливе, на окраине Португалии и на окраинах Африки в Капской, Марокканской и частично Канарской котловинах.

Там же, где трансгрессия уничтожила аридные комплексы приливно-отливных равнин с сапропелитами или рассеянным органическим материалом алинового типа, на прилегающих участках ложа океана аккумулировались карбонатные или терригенно-карбонатные отложения, обогащенные алиновым или смешанным органическим веществом. Никаких свидетельств резкого повышения биологической продуктивности вод океана в то время в настоящий момент не существует. Преувеличенными оказались и представления о застойных условиях, якобы установившихся повсеместно в глубоких частях океана и охватывавших даже придонный слой водной толщи. Против этого говорит установленный Б. Тиссо и другими исследователями, Дж. Хантом, а также Д. Робертсом и Л. Монтадером факт, что в составе органической части большинства изученных глубоководных осадков апт-альбского или альб-сеноманского возраста преобладает растительный углефицированный детрит, переотложенный из континентальных или мелководных отложений. Близ тех участков окраин, которые обрамляли области красных эпиплатформенных или эпирифтовых поднятий, «черные» глины либо не накапливались вообще, либо резко обеднены органическим углеродом.

Альбская трансгрессия завершилась довольно быстро. Однако в сеномане началась новая, захватившая (рис. 42) обширные пространства на континентах. Интересно, что и в это время на участках океанского ложа, примыкавших к окраинам платформенных пенепленов, продолжалась аккумуляция отложений, обогащенных органическим веществом. В составе последних, однако, стало преобладать вещество алиновой породы, что было связано с распространением явления регионального апвеллинга на материковых окраинах. То же самое повторилось и в эпоху по-

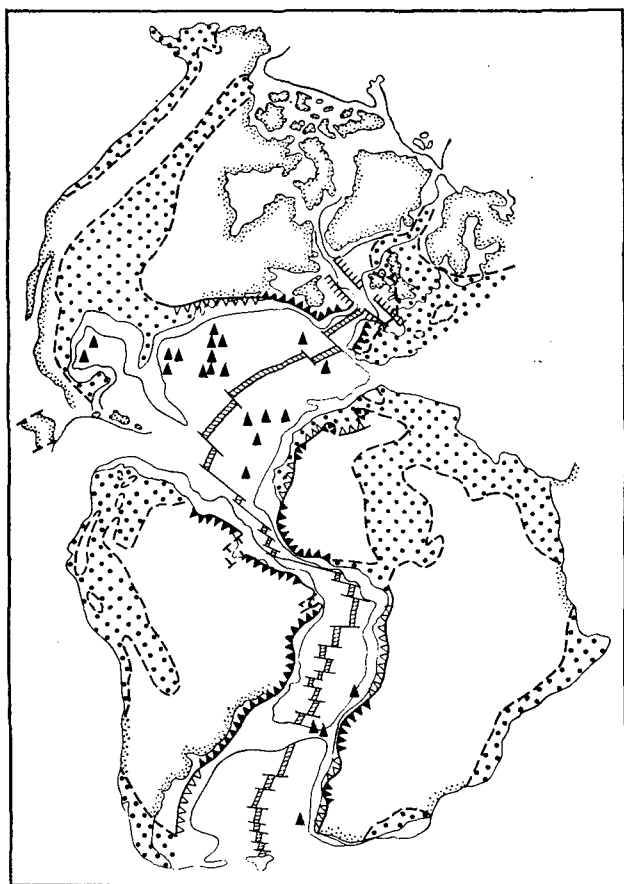


Рис. 42. Материковые окраины в Западном полушарии в период глобальной сеноман-туронской трансгрессии (~95 млн. лет назад). По А. И. Конюхову (1982 г.)

Условные обозначения см. рис. 38

следней меловой трансгрессии, пришедшейся на коньякский век и первую половину кампана. Именно поэтому образования, относимые к геоформации «черных» глин, имеют в разных районах Атлантики различный возраст. По-видимому, они отсечают древние окраины платформенных пепленов. Отсюда следует, что появление в Атлантике темноцветных, содержащих углеродистый материал отложений совсем не обязательно является следствием особых условий, якобы сложившихся на рубеже раннего и позднего мела в пелагиали океана. Можно предположить, что длительное существование зон с ограниченным водообменом и обстановками сероводородного заражения было характерно лишь для некоторых районов Центральной Атлантики, например, для Ангольской котловины в ранний период ее заложения (поздний апт —

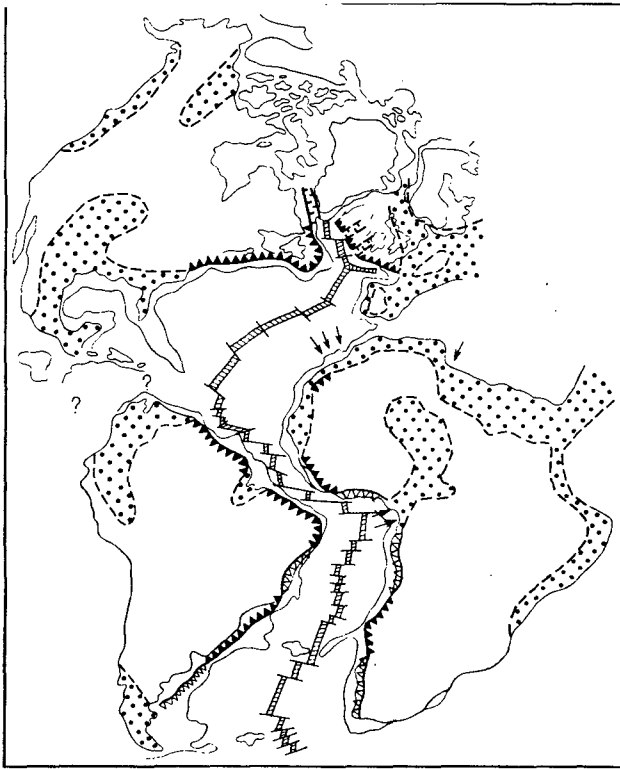


Рис. 43. Материковые окраины в Западном полушарии в эпоху последней меловой трансгрессии (~80 млн. лет назад). По А. И. Конюхову (1982 г.)
Условные обозначения см. рис. 38

альб), а также в окраинных бассейнах за Антильской островной дугой (впадина Кариако).

Эпоха среднемиловых трансгрессий интересна также тем, что большинство окраин в Атлантическом океане в периоды максимального развития трансгрессий оказались затопленными морем. Впрочем, остатки эпирифтовых или эпиплатформенных сооружений еще существовали, хотя и на довольно значительном удалении от перегиба шельфа в материковый склон (рис. 43). Они препятствовали проникновению морских вод во внутренние районы континентов со стороны Атлантики. Море заняло центральные области в глубине Североамериканского континента, распространившись из района Мексиканского залива и арктических бассейнов. В область современной Сахары оно проникло со стороны Тетиса и по крупному прогибу — трогу Бенуэ. Следовательно, крупнейшие авлакогены и континентальные рифты того времени превратились в пути продвижения трансгрессий. Области развития и отсутствия высокоуглеродистых сеноман-туронских и коньяк-кампанских отложений в периферийных частях современной абис-

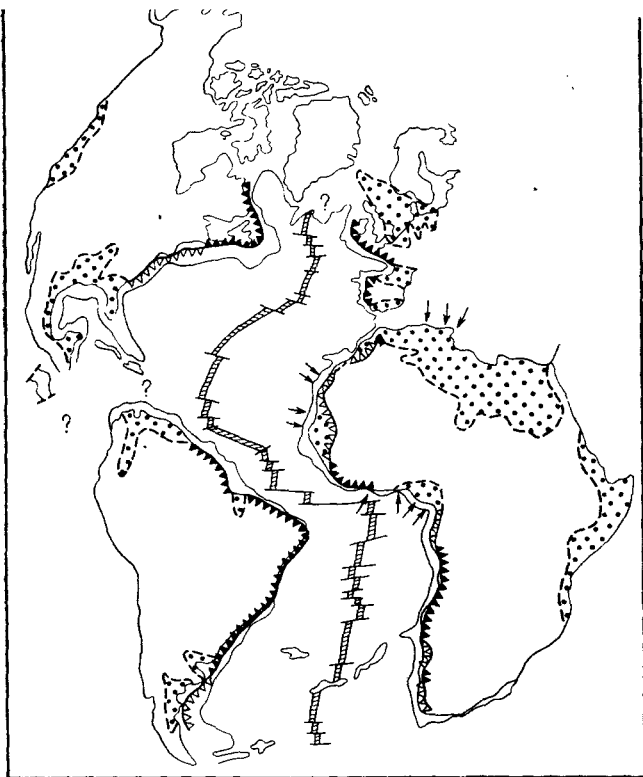


Рис. 44. Материковые окраины в Западном полушарии в палеоцене и раннем эоцене (~55 млн. лет назад). По А. И. Кошохову (1982 г.)

Условные обозначения см. рис. 38

сали как бы запечатлели для нас картину размещения окраин платформенных пенспленов и участков, охваченных в позднеэоценовое время эпиплатформенным орогенезом. Пути же движения морских вод обозначили местоположение очень древних платформенных пенспленов и континентальных рифов того времени.

В эпохи регрессий существовали иные ландшафтные и климатические условия, что отразилось в формировании специфических образований: магнезиальных сениолит-пальгорскитовых глин, впервые появившихся, по данным Ж. Милло, приведенным в 1968 г., в туронских отложениях окраин Северо-Западной и Западной Африки (Западная Сахара и Габон), а затем в маастрихтский век широко распространившихся по окраинам Гвинейского залива, а также в Марокко и Мавритании. Это — регрессивные комплексы, накапливавшиеся в остаточных морях и отшурованных от океана заливах в обстановках семиаридного климата с затяжными сухими сезонами (рис. 44). Вероятно, что регрессии сопровождалась неравномерными перикратонными опусканиями,

когда аккумуляция осадков происходила главным образом в прибрежных частях континентальной отмели, но не на открытом шельфе и склоне. На южноамериканской окраине в Аргентинской котловине в позднем мелу господствовала аккумуляция терригенно-карбонатных осадков, заключавших большое количество монтмориллонита. Лишь в альб-туронский и коньяк-сантонский интервалы времени в глинистой части осадков его вытеснили иллит и хлорит, что связано с затоплением прибрежной равнины и поступлением терригенного материала из Южных Анд, где в это время уже проявились орогенез и складкообразование.

Образование протяженных аридных зон в красных частях Африканского континента способствовало установлению режима пассатной циркуляции и формированию единой системы океанических течений, охватывавшей весь Атлантический океан. В свою очередь это привело к появлению зон регионального подъема глубинных вод, приуроченных к материковым склонам и внешнему шельфу тех районов, где в глубине эпиконтинентальных водоемов происходила садка магнезиальных силикатов глини. Парагенез или сонахождение горизонтов апвеллинговых образований с пачками и толщами сеннолит-пальгорскитовых глин в различных бассейнах Западной и Северо-Западной Африки свидетельствует о том, что причина их возникновения была общей — формирование новой системы атмосферной и океанической циркуляции в Атлантическом океане. Эта система некоторыми чертами уже напоминала современную. Анализ имеющихся в настоящее время данных позволяет ограничить в первом приближении районы, где в течение длительного времени отмечался подъем глубинных вод. В основном этот феномен запечатлелся в виде фосфоритоносных отложений. Однако его можно фиксировать также по присутствию гидробиотит-шамозитовых, хлорит-монтмориллонитовых оолитов, глаукоцитовых песков, кремнистых пород и горючих сланцев. Последние, к сожалению, в большей степени, чем другие отложения из зон регионального апвеллинга, подвержены позднему размытию и переотложению. Литификация (окаменение) этих и других осадков из апвеллинговых зон происходит весьма быстро, даже под слоем позднейших наносов небольшой мощности.

На рис. 43 и 44 показано местоположение зон регионального апвеллинга на материковых окраинах в Атлантическом океане и западной части Тетиса в позднемеловую и палеогеновую эпохи. Вплоть до позднего мела на древних окраинах Атлантики не фиксируются отложения апвеллинговых фаций. Последнее, по-видимому, связано с отсутствием развитой системы поверхностных и придонных течений, осуществлявших перенос водных масс из низких широт в высокие и обратно. Подобная система, сформировавшаяся после расхождения Африки и Южной Америки, являлась, вероятно, продолжением макроциркуляционной системы западной части Тетиса. Апвеллинговые фации в рассматриваемые эпохи были приурочены к окраинам слабо активизированных областей древних кратонов или к участкам выхода к океану континенталь-

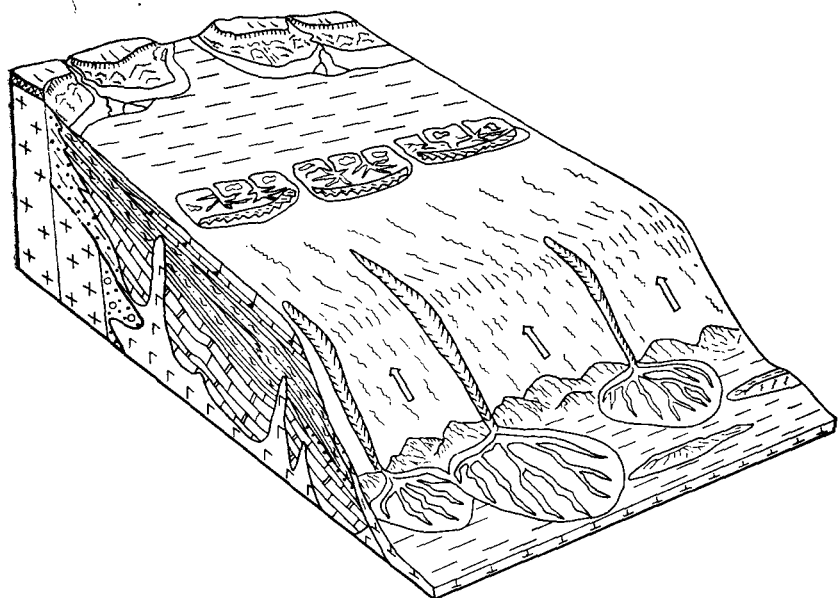


Рис. 45. Блок-диаграмма Атлантической окраины в период существования эпиконтинентальных окраинных морей и формирования комплексов магнезиальных глин (стрелки — направление подъема глубинных вод)

Условные обозначения см. рис. 10

ных рифтов. В условиях аридного климата соленость вод в остаточных эпиконтинентальных водоемах значительно повышалась. В этой обстановке отлагались преимущественно магнезиальные глины. По другую сторону от ограждавших эпиконтинентальные водосмы (обширные лагуны) отмелей и баров (см. рис. 45) формировались апвеллинговые осадки. Время от времени морские воды по системе приливных русел проникали в эти водоемы. Они содержали богатый набор биогенных элементов, что вызывало бурное развитие планктона и бентоса. В результате накапливались карбонатные или кремнистые осадки, обогащенные фосфором и органическим веществом. С другой стороны, при общей тенденции к падению уровень вод в океане испытывал определенные ундуляции. При этом периоды кратковременного подъема уровня сопровождались смещением карбонатных банок и баров в сторону суши, тогда как опускания уровня — продвижением их в кромке шельфа. Подобные ундуляции должны были запечатлеться в разрезе в виде регионально выдержанных карбонатных горизонтов, в которых уже в раннем диагенезе стал концентрироваться фосфор. Результатом описываемых процессов было формирование толщ магнезиальных силикатов, прослоенных фосфоритоносными известняками либо фосфоритами с кремнями. В позднемеловую эпоху зоны апвеллинга локализовались главным образом в западной части Тетиса, у северной окраины Африкано-Аравийского

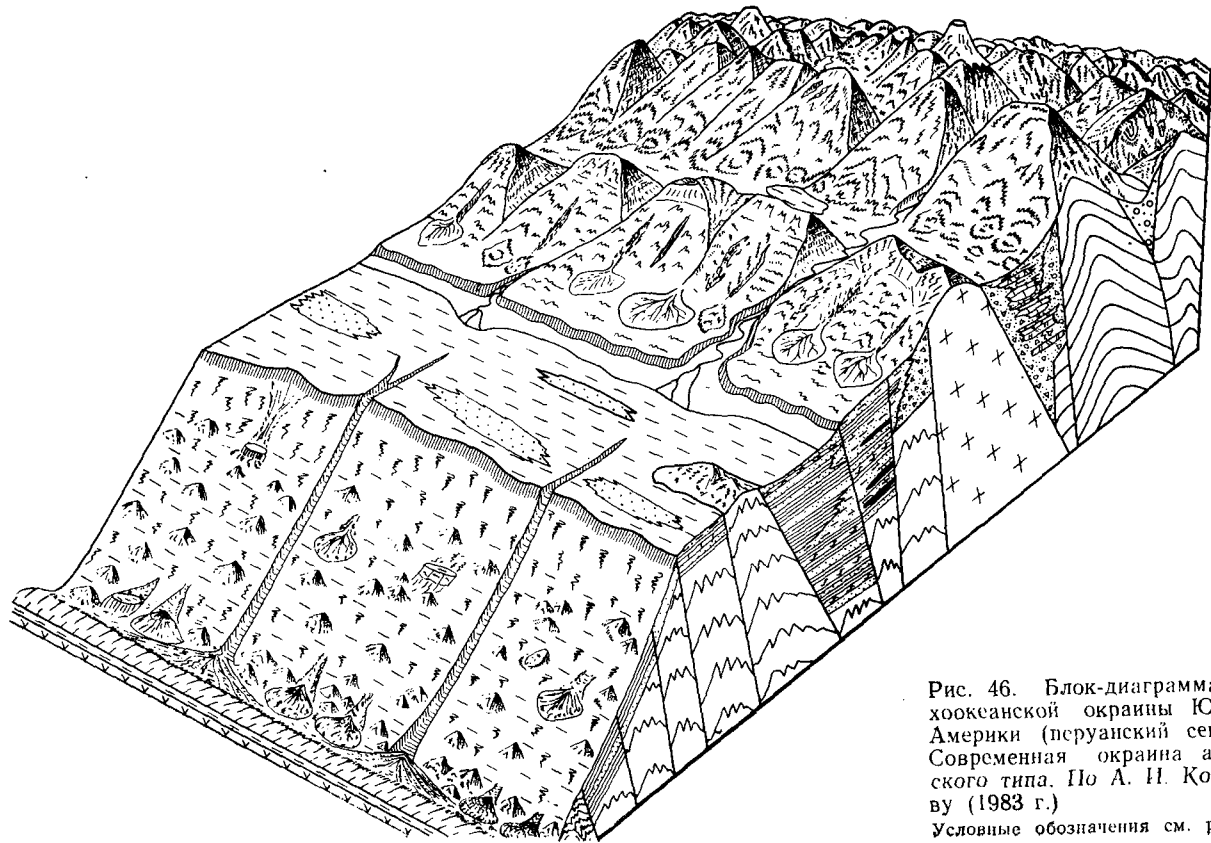


Рис. 46. Блок-диаграмма Тихоокеанской окраины Южной Америки (перуанский сектор). Современная окраина андийского типа. По А. И. Кошюкову (1983 г.)
Условные обозначения см. рис. 10

мегаблока. В Атлантическом океане известна пока лишь одна зона у северо-западной оконечности Африки, на окраине Марокко и Западной Сахары. В зачаточном виде подъем глубинных вод имел место и на окраине Габона.

В раннем кайнозое (поздний палеоцен—средний эоцен) положение зон регионального апвеллинга сильно изменилось. В области Тетиса одна из них располагалась у окраины Алжира и Туниса. В Атлантическом океане образовались две обширные области подъема глубинных вод: одна у побережья Северо-Западной Африки (Марокко, Западная Сахара, Сенегал), другая — в Гвинейском заливе (Бенин, Нигерия, Того). Активизация подъема глубинных вод в раннем кайнозое была, вероятно, связана с начавшимся похолоданием климата и возникновением мощных поверхностных течений, в том числе над окраиной Перу (рис. 46).

Хотя основные апвеллинговые зоны в описываемое время были приурочены к окраинам платформенных палеопленов и континентальных рифтов (авлакогенов), отложения этого типа были распространены безусловно значительно шире. Однако на окраинах, опоясывавших районы эпиплатформенного орогенеза, они почти не сохранились. Тектоническая активизация в позднем эоцене — олигоцене привела к трансформации атлантических окраин Африки в окраины орогенов, отличавшихся узким шельфом и довольно крутым склоном. Несмотря на то что зоны апвеллинга существовали на востоке Атлантического океана и в позднем кайнозое, о чем свидетельствуют находки шамозит-гидробнотитовых и хлорит-монтмориллонитовых образований, а также фосфоритов в олигоценовых и миоценовых слоях на окраине Камеруна, Габона и Анголы, сделанные в 1976 г. П. Жирессом и Г. Корненом, условия для сохранения апвеллинговых формаций были в целом мало благоприятными. В большинстве своем они подверглись размытию. Кайнозойские фосфориты в изобилии представлены на банке Агульяс у южной оконечности Африки, хотя спорадически их находят на шельфе всей Юго-Западной Африки.

Таким образом, на рубеже мезозоя и кайнозоя началась существенная перестройка климата, сильно изменившая сложившуюся к этому времени картину седиментогенеза. Помимо широтных факторов важное значение приобрели циркумконтинентальные океанографические факторы. Насколько разительными оказались перемены становится ясным из сравнения разрезов, характеризующих подводные окраины континентов, расположенных по разные стороны Срединно-Атлантического хребта. Мезозойская часть разрезов в противолежащих Канарской и Североамериканской котловинах содержит почти идентичную вертикальную последовательность осадков, отличающихся близкими мощностями. Особенно сходны по составу залегающие в основании чехла комплексы отложений позднеюрского и раннемелового возраста. Начиная же с палеоцена картина седиментогенеза в этих двух регионах значительно меняется, и чем дальше, тем больше. В южной части Атлантического океана дивергенция седиментационных процессов

на противоположных окраинах материков началась гораздо раньше. О кайнозой можно говорить, как о времени, когда проявилась, вследствие особой структуры циркуляционных процессов в поверхностных и глубинных водах океана, западная и восточная асимметрия осадкообразования на подводных окраинах материков в Атлантическом океане [8]. Начиная же с позднего эоцена и олигоцена к этой климатической, океанографической и седиментологической асимметрии добавилась асимметрия тектоническая. В это время перикратонные опускания, особенно сильно проявившиеся в Африке, сменились движениями противоположного знака, что привело к воздыманию целого пояса эпиплатформенных орогенных сооружений. Тектоническая активизация сопровождалась в отдельных районах вулканизмом, оживлением движений по древним системам глубинных разломов. Аналогичные события затронули окраины Бразильского щита, а также окраину Индостана и частично окраину Иберийского полуострова. Эти области, ставшие теперь окраинами эпиплатформенных орогенных поясов, протянулись на огромные расстояния и были разделены лишь участками выхода к океану крупных и мелких зон дробления, которые стали во многих случаях районами формирования крупнейших дельт и глубоководных конусов выноса (р. Амазонка, Нигер, Конго, Лимпопо, Замбези, Кванза и др.).

На западной периферии Атлантического океана помимо окраины Бразильского эпиплатформенного сооружения и вновь образованной эширфтовой окраины Гренландии, продолжали существовать окраины платформенных пенепленов. Более того, перикратонные опускания, начавшиеся вслед за раскрытием Северной Атлантики, захватили побережье и внутренние районы Франции и Испании, где в это время происходило формирование так называемых сидеролитовых толщ и пачек магнезиальных глин. Рельеф большинства окраин, расположенных в Атлантическом и Индийском океанах, стал приближаться к современному.

Воздымание эпиплатформенных орогенных сооружений сопровождалось резким усилением процессов химического и физического выветривания в тропическом гумидном климате, следствием чего было образование мощных латеритных кор выветривания и аккумуляция у подножий склонов поднятий и на прибрежной равнине толщ ожелезненных континентальных осадков, известных в Западной Африке под названием красноцветного терминального комплекса. Латеритные коры, остатки кирас и аллювиальные покровы позднеэоцен-олигоценового и миоценового возраста известны в пределах Западного Индостана и на Бразильском щите.

Продолжавшееся на фоне этих событий глобальное похолодание климата привело ко все большему распространению в высоких широтах кремнистых осадков, а также усилению действия контурных и холодных компенсационных течений.

В истории развития большинства атлантических окраин различаются несколько стадий, каждой из которых должен отвечать определенный набор (ряд) геологических формаций (табл. 1).

Однако так как тектоническая история той или иной зоны перехода носит индивидуальный характер, то изменения климата от эпохи к эпохе в ее пределах не совпадают, как правило, с изменениями на соседних или противолежащих окраинах, то разрез осадочного чехла в каждой зоне перехода отличается своими неповторимыми чертами, которые особенно ярко проступают на фоне общности происхождения и строения.

Мезо-кайнозойская история андийских и невадийских активных окраин в Тихом океане

Реконструировать геологическую историю зон перехода в областях с активным тектоническим режимом довольно сложно. Это связано как со слабой изученностью активных окраин материков, так и с отсутствием надежных тектонических и литологических критериев, которые позволяли бы выделить важнейшие этапы развития этих окраин.

Наиболее интересные из выдвинутых в настоящее время гипотез, призванных объяснить эволюцию активных переходных зон, изложены в работах Д. Карига, У. Диккинсона, Дж. Паккема и Д. Фалви в книге «Новая глобальная тектоника» или статьи Б. Хизена, Д. Шолла и Д. Хейса в книге «Геология континентальных окраин». Поэтому нет необходимости останавливаться на них. В приведенном ниже анализе геологической истории андийских и невадийских окраин автор исходил из данных прежде всего о составе и строении осадочных геотемпаций (см. главу 7) и на тех признаках пород, которые могут облегчить понимание геоморфологии и строения переходной зоны в тот или иной отрезок геологического времени.

История андийских окраин в мезозое и кайнозое. История андийских окраин на первый взгляд может показаться довольно односложной. Западная зона андийских геосинклиналей, существовавших на западной периферии Гондваны, а с конца раннего мела Южной Америки (на протяжении большей части мезозоя) оставалась областью активной вулканической и магматической деятельности и периодического накопления мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Восточная же, так называемая мюгосинклинальная зона развивалась как область постоянного прогибания без проявлений вулканизма и другой магматической деятельности. В историко-геологических исследованиях Южноамериканских Анд, как правило, ничего не говорится о собственной окраине материка, в состав которой должны были входить шельф, материковый склон и глубоководный желоб. Так как данных по этим районам весьма мало, приходится рассматривать эволюцию собственно окраин через призму истории всей Андийской геосинклинали.

Помимо анализа состава пород важные сведения для расшифровки морфологии андийских и других активных окраин дает исследование ареалов распространения морских отложений в пе-

Осадочные геотформации на различных этапах эволюции пассивных материковых окраин

Этап	Геотформации в разрезах окраин		Климатические зоны
	Пенепленизированных областей кратонов	Эпищлатформенных орогенов (А) и авлакогенов (Б)	
Развития континентального рифта	Терригенная, алевролитово-глинисто-песчаниковая, угленосная (пролювиально-аллювиальных отложений) Карбонатно-терригенная, известняково-глинистая с сапропелями (лимническая)		Гумидная
	Терригенная, алевролитово-песчаниково-конгломератовая, красноватая молассовидная (конусов выноса временных потоков) Вулкано-терригенная, туффито-конгломератовая с покровами базальтов и горизонтами эвапоритов (континентальных сабх и пересыхающих озер) Эвапоритовая, доломитово-ангидритовая (горьких озер)		Аридная
Формирования материковой окраины на фоне заложения впадин с океанической корой	Терригенная, алевролитово-глинистая, угленосная (озер и аллювиальных равнин) Карбонатно-глинистая: с сапропелями и битуминозными глинами (лимническая)		Гумидная
	Карбонатная, водорослевых и рифовых известняков (шельфовая) Эвапоритовая, галитовая или карналлит-тахгидритовая (изолированных рифтовых бассейнов)		Аридная
Первичной дифференциации на окраины эпирифтовых орогенов	Терригенная, песчаниково-алевролитовая с углистыми глинами и аргиллитами (прибрежных равнин и открытого шельфа)	Терригенная, песчаниково-алевролитово-глинистая (дельтовая и подводнодельтовая)	Гумидная

сооружений и авлакогенов	Терригенная, алевроитово-глинистая с углистыми глинами (приливно-отливных равнин и эноконтинентальных морей)	Карбонатно-терригенная, известняково-глинистая (материкового склона и подножия)	➤
	<p>Карбонатно-терригенная, известняково-песчаниковая (прибрежных равнин и прилегающих участков шельфа)</p> <p>Карбонатная, рифовая (внешней части шельфа)</p> <p>Карбонатная, биоморфно-детритусовых и глинистых известняков (материкового склона и подножия)</p>	<p>Карбонатная, строматолитовых и оолитовых известняков (глубоко вдающихся в сушу заливов)</p> <p>Карбонатная, известняково-доломитовая с прослоями ангидритов и красноцветов (вершин заливов)</p> <p>Карбонатная, биоморфно-детритусовых и коралловых известняков (открытой части шельфа)</p>	Аридная
Трансформации окраин орогенных сооружений и авлакогенов в окраины платформенных пенепленов	<p>Терригенная, алевроитово-глинистая, обогащенная органическим веществом (эстуарно-лагунная, аналог гемипелагических «черных» глин)</p> <p>Терригенная, глинистая, пестроцветная (материковых склонов и абиссальных равнин)</p> <p>Терригенная, глинисто-алевроитовая, «черных» глин, турбидитная (подводно-склоновая)</p>	<p>Терригенная, алевролитово-песчаниково-глинистая, обогащенная органическим веществом (дельтовая и подводно-дельтовая)</p> <p>Терригенная, песчаниково-алевролитовая, турбидитная (подводных конусов выноса)</p>	Гумидная
	Карбонатная, известняково-мергелистая, обогащенная органическим веществом сапропелевого типа (материковых склонов и подножий)	Карбонатно-терригенная, известняков, мергелей и «черных» глин (подводных конусов выноса)	Аридная

Продолжение табл. 1

Этап	Геотформации в разрезах окраин		Климатические зоны
	Пенепленцированных областей кратонов	Эпи платформенных орогенов (А) и авлакогенов (Б)	
Расширения окраин платформенных пенепленов на фоне становления единой системы океанической циркуляции	Терригенная, алевроитово-глинистая с глауконитом (открытых участков шельфа) Глинистая, пестроцветная с цеолитами (материкового подножия и абиссальных равнин)	Терригенная, алевроитово-глинистая с известняками (дельтовая и подводнодельтовая)	Гумидная
	Карбонатная, писчего мела (эпиконтинентальных морей и открытых участков шельфа)	Карбонатно-терригенная, песчано-алевритово-глинистая с мергелями и известняками (подводных конусов выноса)	Аридная
	Хемогенная, магниезиальных глин с горизонтами известняков и фосфоритов (обособленных шельфовых бассейнов) Кремнисто-карбонатная, битуминозных известняков, доломитов и кремнистых пород (эпиконтинентальных морей и открытых шельфов) Кремнистая или терригенно-кремнистая, подводнооползневая или турбидитного происхождения (материковых склонов и подножий)	Хемогенная, магниезиальных глин с карбонатами и фосфоритами (глубоко вдающихся в сушу заливов)	Зон регионального апвеллинга

Новой дифференциации на окраины кратонов, эпиплатформенных орогенных поясов и авлакогенов (тектоническая активизация позднего кайнозоя)

Терригенная, глинисто-песчано-алевритовая с прослоями бурых углей (лагун и приливно-отливных равнин)
 Терригенная, алевритово-глинистая с глауконитом (открытого шельфа и склона)
 Терригенная, песчано-алевритово-глинистая, турбидитов и контуритов (материкового подножия)

А. Терригенная, алевритово-песчаниковая (прибрежного шельфа)
 Карбонатно-терригенная, известняково-глинистая (внешнего шельфа и склона)

Б. Терригенная, песчано-алевритово-глинистая (дельтовая и подводнодельтовая)
 (Карбонатно)-терригенная, мергелисто-глинисто-песчаниковая (глубоководных конусов выноса)

Умеренная
 гумидная

Карбонатная, водорослевых, пеллетовых и оолитовых известняков с гипсами и органическим веществом типа куронгита (лагун и приливно-отливных равнин)

Карбонатная или терригенно-карбонатная, глинисто-известняковая (внешних участков шельфа и склона)
 Терригенно-карбонатная, глинисто-известняковая (материкового склона и подножия)

А. Терригенно-карбонатная, песчаниково-известняковая с бичроками (шельфовая)

Карбонатная или терригенно-карбонатная, глинисто-известняковая (внешнего шельфа и склона)
 Терригенно-карбонатная, песчаниково-алевритово-известняковая или глинисто-мергелистая (материкового подножия)

Б. Карбонатная, доломитово-известняковая со строматолитами и гипсами (лагун и глубоко вдающихся в сушу заливов)

Аридная

Этап	Геотформации в разрезах окраин		Климатические зоны	
	Пенепленизированных областей кратонов	Эпициатформенных орогенов (А) и авлакогенов (Б)		
Новой дифференциации на окраины кратонов, эпициатформенных орогенных поясов и авлакогенов (тектоническая активизация позднего кайнозоя)	Не описаны	<p>А. Глинистая, обогащенная органическим веществом с прослоями шамозитовых и гидробитовых песков (шельфовая)</p> <p>(Кремнисто)-карбонатно-глинистая с прослоями «черных» глини (материкового подножия)</p>	<p>Б. Терригенная, песчано-глинистая, пестроцветная (дельтовая и подводнодельтовая)</p> <p>Карбонатно-глинистая (внешнего шельфа и склона)</p> <p>Терригенно-песчано-алевритово-глинистая (глубоководных конусов выноса)</p>	Тропическая гумидная
	<p>Хемогенная, известняково-доломитовая с сепиолитом, палыгорскитом и фосфоритами (лагун и прилегающих участков шельфа)</p> <p>Терригенно-карбонатная, глинисто-известняковая (материкового склона и подножия)</p>	<p>А. Терригенно-кремнистая с горизонтами высокоуглеродистых осадков и фосфоритов (шельфовая)</p> <p>Кремнисто-глинистая с глауконитовыми и хлорит-монтмориллонитовыми песками (внешнего шельфа и прилегающей части склона)</p> <p>Терригенно-карбонатная, глинисто-известняковая (материкового склона и подножия)</p>	Б. Не описаны	Зон регионального апвеллинга

риоды крупных трансгрессий. Расширение площади молодых, относительно мелководных океанов сопровождалось сокращением площади глубоководных впадин в Тихом океане и Тетисе, что неоднократно приводило (особенно в позднем мезозое) к обширным трансгрессиям моря на континенты, в том числе в те его районы, которые входили в состав окраины. Как можно видеть на рис. 38, в позднюрскую эпоху море покрывало значительные площади в области Андийской геосинклинали. Значительно меньший ареал оно занимало в период крупнейшей сеноман-туронской, а также палеоцен-эоценовой трансгрессий. Распространение морских отложений в эти эпохи позволяет оценить рельеф материковой окраины, а также взаиморасположение зон орогенеза и преимущественных опусканий. Наконец, при исследовании активных окраин следует иметь в виду, что существовала определенная синхронность геологических событий, происходивших на восточной и западной окраинах Южной Америки. Так, например, не случайно, что именно в апт-альбское время, когда завершался распад Гондванского мегаблока и началось расхождение Южноамериканского и Африканского континентов, в западном, эвгеосинклинальном прогибе Перу происходили интенсивные излияния базальтов и извержение огромных количеств вулканического пепла, приведшие к накоплению отложений группы Касма. Перечисленные выше критерии позволяют в первом приближении охарактеризовать состояние андийских окраин для того или иного промежутка времени в мезозое и кайнозое.

Широкое распространение на андийских окраинах андезитовых вулканитов с возрастом от позднетриасового до раннеюрского свидетельствует о том, что уже в раннем мезозое эти переходные зоны развивались в активном тектоническом режиме. В Перу вулканические породы этого возраста приурочены к толщам массивных кремнистых известняков группы Занья и Пукара [27]. Они перекрываются известняками и битуминозными глинами лейаса. Слабое развитие терригенных кластических пород указывает на отсутствие в это время крупных областей сноса в пределах самой окраины и прилегающих районов континента. Лишь в Южном Перу в это время существовала суша и накапливались маломощные серни красноцветов. Можно думать, что в триасе—ранней юре тихоокеанская окраина Южной Америки представляла собой покрытую морем область с относительно слабо расчлененным рельефом, в приокеанической части которой протягивались цепочки островов — вулканов. Впрочем, по данным В. Д. Чеховича, Л. П. Зоненшайна и Л. Н. Волковой, полученных в 1975 г., в отдельных районах Аргентино-Чилийской геосинклинали уже в этот интервал времени формировались довольно мощные пакки терригенных кластических пород, находящиеся в составе вулканогенно-осадочных толщ.

Позднетриасовый — раннеюрский этап седиментогенеза завершился в Перу общим воздыманием в среднеюрскую эпоху, когда значительная часть окраины превратилась в область денудации.

Период неотложения осадков продолжался до титона. В это время в аргентино-чилийском секторе окраины в западной эвгеосинклинальной зоне продолжалось формирование толщ вулканогенно-осадочных пород значительной мощности, а в восточной зоне и на плато Неукен отложились красноцветы и эвапориты.

Следующий седиментационный цикл, продолжавшийся с титона по саптон, начался формированием 1,5-километровой толщи битуминозных глин Чпкама, содержащих горизонты алевролитов, песчаников и вулканитов, за которым последовал длительный период накопления дельтовых и авандельтовых образований, в основном кварцевых песчаников формаций Чиму, Каруаз и Фаррат берриас-аптского возраста (общая мощность более 2500 м). Вулканическая активность этого времени отмечалась в районе г. Лима (группа Пуэнте-Пьедра) и в районе г. Чиклайо в Северном Перу (формация Тинахонес). Авандельтовые и вулканогенно-осадочные породы содержат многочисленные углефицированные остатки растений, свидетельствующие о близости суши. Терригенный материал поступал в основном с востока, со стороны древнего кратона, о чем говорит кварцевый состав песчаного материала. Облик самой окраины с раннеюрской эпохи, по-видимому, мало изменился, так как западнее основной области аккумуляции осадков располагалась островная вулканическая дуга (на континентальном субстрате), отделявшая собственно шельф от расположенного в тылу дуги эпиконтинентального бассейна. Можно думать, что рельеф окраины того времени был значительно более мягким по сравнению с современным.

В южной части Аргентино-Чилийской геосинклинали уже в конце позднеюрской эпохи возникли барьеры на пути распространения морских трансгрессий. Они располагались в пределах современной окраины и, вероятно, представляли собой участки островной суши, образованные поднятиями Береговой Кордильеры. В некоем размере этой суши, а главное ее протяженность постепенно увеличивались. Она стала разрастаться в северном направлении. Одновременно сужались внутренние миогеосинклинальные прогибы (эпиконтинентальных морей). Однако значительные участки тихоокеанской окраины все еще находились под водой. В северной части аргентино-чилийского сектора окраины (западная, эвгеосинклинальная зона) в титон-неокомское время сформировалась толща битуминозных известняков мощностью до 800 м. В восточной, миогеосинклинальной зоне продолжалась садка эвапоритов: известняков, гипсов и ангидритов с горизонтами красноцветных глин — типичный комплекс приливно-отливных равнин, характерный для побережий платформенных пенепленов в аридном климате.

Таким образом, если на триас-раннеюрском этапе развития тихоокеанской окраины Южной Америки в перуанском секторе преобладало накопление карбонатов, а в аргентино-чилийском — терригенных кластических пород, то в титоне и раннем мелу сложились обратные отношения: терригенные кластиты стали харак-

терны для внутренних районов окраины Перу, тогда как в аргентино-чилийском секторе, в его северной половине, формировались известняки (в многосинклинальной зоне — эвапориты). Появление дельтовых комплексов в Западно-Перуанском трого, сформированных реками, которые текли, вероятно, с востока на запад, можно интерпретировать как свидетельство начавшейся в берриасе активизации процессов рифтогенеза в глубинных районах Гондваны, приведших вскоре к ее распаду. Эти процессы сопровождались воздыманием обширных внутриконтинентальных областей, находившихся в полосе развития рифтовых грабенов, и одновременным опусканием западного края материка Гондваны, в результате чего реки потекли на запад, а в полосе древних окраин обособились крупные зоны прогибания, одной из которых был Западно-Перуанский трог.

Изменение тектонического состояния тихоокеанской окраины Южной Америки, начавшееся еще в баррем-алптское время, когда море ушло из многих районов Аргентино-Чилийской геосинклинали и получили распространение континентальные серии вулканоогенных и вулканогенно-осадочных отложений, продолжалось и в среднем альбе. Как указывалось в главе 7, в это время в западной части Западно-Перуанского трого сформировались мощнейшие толщи вулканических пород мощностью до 6500 м (группа формаций Касма). При этом большая часть вулканокластов накопилась в субаквальных относительно глубоководных условиях, на что указывают наличие подушечных лав, а также следы гравитационного оползания и течения осадков. Таким образом, несмотря на огромные скорости накопления вулканических и осадочных образований, глубина бассейна седиментации на протяжении всего альба оставалась довольно значительной, что свидетельствует о чрезвычайно высоком темпе прогибания дна в Западно-Перуанском трого. Поражают воображение огромные масштабы вулканической деятельности в пределах перуанского сектора андийской окраины. Эти события на окраине Перу совпадают с временем окончательного разделения Африки и Южной Америки.

Глобальная сеноманская трансгрессия уже развивалась на фоне подымавшихся горных хребтов, которые протягивались в тыловых районах аргентино-чилийского сектора тихоокеанской окраины Южной Америки. Как можно видеть на рис. 42, даже в условиях резкого повышения уровня океана размеры эпиконтинентальных водоемов, существовавших в северо-западной части Южноамериканского континента, существенно сократились по сравнению с позднеюрской и неокомской эпохами. В аргентино-чилийском секторе морской режим сохранился только на крайнем юге, где начиная с раннего мела существовала Патагонская островная вулканическая дуга, обрамлявшая окраинную впадину с океаническим типом коры. В перуанском секторе, где с позднего альба по сантон накапливались толщи известняков и глин, содержащих в отдельных районах горизонты песчаников и алевроли-

тов, уже существовала протяженная суша, которая отделяла приокеаническую часть окраины от постепенно сужавшегося эпиконтинентального бассейна (Западно-Перуанский трог). Вулканическая деятельность угасла в позднеальбское время и не возобновлялась здесь вплоть до конца мелового периода.

Начиная с сеноманской каждая последующая трансгрессия захватывала в Южной Америке, в том числе и на тихоокеанских ее окраинах, все меньшую площадь, причем морские воды проникали во внутренние районы континента не со стороны Тихого океана, а из Карибского региона. Трансгрессия коньякского века распространилась лишь до южных районов Перу, при этом море заняло внутренние (миogeосинклинальные) районы. От океана его уже отделяла горная страна.

Таким образом, в конце мелового периода облик андийских окраин претерпел серьезные изменения. Воздымание многих участков окраины и последовавший за ним размыв привел к накоплению континентальных красноцветов, отлагавшихся в районе бывшей Мараньонской геосинклинали. Западно-Перуанский трог прекратил существование. В аргентино-чилийском секторе с концом мела связаны вулканогенные и терригенные образования континентального генезиса. Морские отложения здесь накапливались лишь в разобщенных между собой впадинах шельфа и представлены песчано-глинистыми осадками незначительной мощности. Очевидно, великие позднемеловые трансгрессии не проявились на андийских окраинах. Данный этап можно назвать этапом формирования собственно андийских окраин, сопровождавшемся отмиранием морского режима как в эв-, так и в миogeосинклинальных прогибах. Однако волна деформаций еще не затронула районы за пределами собственно окраины. Высота поднимавшейся Кордильеры была незначительной, если судить по малому объему терригенных продуктов, выносившихся в районы собственно шельфа и, вероятно, склона. Конец мезозоя и начало кайнозоя ознаменовались формированием пояса мощных гранитоидных плутонов, которое завершилось в палеогене (внедрение основных магматических расплавов произошло, по данным Дж. Маэrsa, полученным в 1975 г., на рубеже мела и палеогена).

Если в начальную фазу рост плутонов происходил в недрах окраины и сопровождался излияниями магм и выбросами пепла, то затем в результате синхроничных складчатых деформаций они были выведены на поверхность и стали важнейшим элементом рельефа материковой окраины, во многом определившим положение береговой линии и конфигурацию крупнейших горных сооружений. Со временем пояс андезитовых вулканов переместился в глубь континента и продукты эрозии гранитоидных массивов во многих районах стали основным материалом, поступавшим на шельф и в межгорные впадины. По данным М. Г. Ломизе, полученным в 1980 г., латеральная миграция краевой вулканической дуги в аргентино-чилийском секторе составила 150—200 км за мезозой и кайнозой. Поэтому вулканогенно-осадочные образова-

ния в приоксанических районах окраины на этом этапе стали играть подчиненную роль. Здесь же преобладало накопление терригенных отложений: морских во впадинах шельфа и материкового склона, угленосных — в межгорных впадинах Береговой и Западной Кордильеры. Карбонатные и кремнистые осадки в этот период (конец мела — палеоген) почти совершенно выпадают из разрезов (исключение — экваторо-колумбийский сектор). Указанную стадию эволюции андийских окраин М. Г. Ломизе выделяет в качестве позднеандийской. В Аргентино-Чилийских Андах она продолжалась с кимериджа по средний миоцен, в Перуанских Андах — с позднего мела по эоцен.

В эоцене в связи с перестройкой системы срединноокеанических хребтов в Тихом океане произошла значительная активизация тектонического режима на ряде андийских окраин (например, в Центральном Перу). Мощный импульс складчатые и другие деформации получили в позднем миоцене, что Э. Фаррар и Д. Нобль связывали в 1976 г. с глобальным по важности событием: столкновением Индостанского мегаблока с Азиатским. Указанный этап характеризовался возобновлением вулканизма и широким распространением вулканогенно-осадочных толщ континентального генезиса с участием озерных известняков, диатомитов и горючих сланцев. Эти процессы были характерны для многих межгорных впадин. На шельфе продолжалось накопление терригенных осадков, в отдельных впадинах достигших большой мощности. Этот, неоандийский, по М. Ломизе, этап помимо вулканизма ознаменовался общим воздыманием и складчатыми деформациями [16].

Каждый из описанных выше этапов развития современных андийских окраин Южной Америки характеризуется определенным геотектоническим спектром отложений. На раннем, триасюрском (в Перу триас-аптском) этапе существования этой активной окраины накапливались разнообразные морские осадки: вулканогенные, терригенные, карбонатные и смешанные в пределах собственно окраины (так называемые эвгеосинклинальные прогибы) и карбонатные, эвапоритовые, красноцветные терригенные в смежных районах континента (миогосинклинальные прогибы). Облик окраины определяла островная вулканическая дуга, развивавшаяся на континентальном субстрате. Основной областью седиментации был эпиконтинентальный бассейн, располагавшийся за этой дугой. Состояние окраины можно определить как погруженное, ибо на протяжении большей части описываемого временного интервала почти вся она находилась ниже уровня океанских вод.

Подобный ход развития был прерван мощной вспышкой вулканизма, сопровождавшейся интенсивным прогибанием в тыловой части островной вулканической дуги. В Перу этот короткий, но чрезвычайно важный этап датируется средним альбом и может быть определен как островодужно-рифтовый, так как он чуть не завершился образованием глубокой рифтовой впадины наподобие окраинных бассейнов в западной части Тихого океана. С этим

этапом связаны мощнейшие вулканогенно-осадочные формации, сменяющиеся по латерали толщами битуминозных глин, известняков и кремнистых пород, накопившихся в условиях ограниченного водообмена с океаном (застойный режим). На данном этапе началось замыкание андийской геосинклинали, которое завершилось в Перу в позднем альбе—сантоне. Этот этап трансформации островодужной окраины в окраину орогенного типа был отмечен прекращением вулканизма и формированием мощных толщ известняков и известковых глин мелководно-морского генезиса.

Следующий, собственно андийский этап развития тихоокеанской окраины Южной Америки начался в аргентино-чилийском секторе еще в поздней юре — раннем мелу, а в перуанском секторе — в конце мела. Для него характерно формирование пояса мощнейших гранитоидных плутонов, накопление континентальных красноцветов в тыловых районах окраины и морских терригенных осадков во впадинах шельфа и на прибрежной равнине. В межгорных котловинах в гумидных условиях формировались угленосные комплексы континентальных отложений, в аридных — мало-мощные соленосные серии. Наконец, пеоандийский этап развития окраины ознаменовался новой вспышкой вулканизма, появлением мощнейшей горной страны — Кордильеры и формированием терригенных шельфовых и континентальных вулканогенно-осадочных комплексов отложений, содержащих горизонты озерных известняков и диатомитов (межгорные впадины). Лишь в плейстоцене терригенные морские осадки уступили на шельфе место терригенно-кремнистым и глауконитовым в зонах регионального подъема глубинных вод (Перу — северные районы Чили). Глубоководные отложения, главным образом турбидиты, этого возраста накапливались в Перуано-Чилийском желобе. Более древние образования этого типа, видимо, не сохранились в структуре континентальной окраины вследствие длительно протекавшей коррозии края континента и затягивания глубоководных осадков желоба в зону Заварицкого—Беньюфа. Современный облик андийской окраины (перуанский сектор) и островодужных зон показан на рис. 46 и 47.

История невадийских окраин Северной Америки. Если проводить аналогию между геологическими событиями на тихоокеанских окраинах Северной и Южной Америки в период раскола Панген и Гондваны и расхождения образовавшихся фрагментов, то наиболее логичным было бы искать следы той же этапности в развитии невадийских окраин (в раннюю фазу), которая выявляется при изучении зон перехода андийского типа. Однако раскрытие Центрально-Атлантической впадины произошло на несколько десятков миллионов лет раньше, чем южной ее части и происшедшие с тех пор геологические события, в частности складчатость, орогенез и продолжительная эрозия стерли большинство свидетельств запечатленных в породах, которые могли бы пролить свет на развитие невадийских окраин в позднетриасово-среднюрское время. Меньше всего данных об особенностях

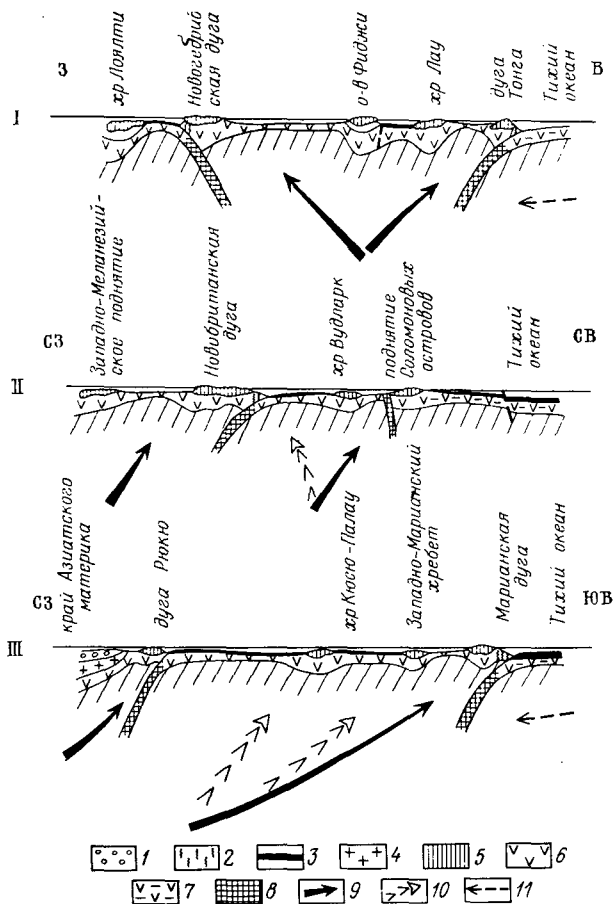


Рис. 47. Строение и эволюция островодужных переходных зон в западной части Тихого океана. По А. И. Конюхову (1979 г.)

I — фиджийский сегмент переходной зоны (область развития одновозрастных мантийных диапиров одной генерации); II — меланезийский сегмент переходной зоны от Новогвинейско-Австралийского континентального мегаблока к Тихому океану (область развития одновозрастных мантийных диапиров из разных очагов генерации); III — сегмент Филиппинского моря (область развития разновозрастных мантийных диапиров из разных очагов генерации). 1 — породы платформенного чехла; 2 — отложения аккреционного комплекса; 3 — осадочный чехол окраинных впадин и океана; 4 — гранито-метаморфический слой; 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг; 6 — базальтовый слой; 7 — древняя океаническая кора Тихого океана; 8 — зоны Заварицкого-Беньофа; 9 — направление роста мантийных диапиров позднотретичного возраста; 10 — направление роста более древних мантийных диапиров; 11 — направление движения тихоокеанской плиты

седиментогенеза в пределах древнего шельфа и континентального склона. Несколько лучше сохранились отложения периконтинентальных прогибов.

Как уже говорилось в главе 7, в эвгеосинклиналином прогибе Сьерра-Невады в позднеэриосовое—раннеюрское время сформировался мощный (до 8,5 км) комплекс вулканогенно-осадочных пород, в основном туфов, лав и игнимбритов с горизонтами вул-

каномиктовых песчаников, алевритов, известняков как континентального, так и морского генезиса. По составу эти толщи весьма близки к эвгеосинклинальным комплексам позднеюрско-альбского возраста в Аргентино-Чилийских и Перуанских Альпах. О тектонической, седиментологической и климатической ситуации в приокеанической части Северной Америки можно судить также по разрезам осадочных геотемпаций тех областей, которые, видимо, развивались подобно так называемым миогеосинклинальным прогибам (по аналогии с подобными зонами в пределах Аргентино-Чилийской и Перуанской геосинклиналей). Надо сказать, что по составу и условиям формирования (насколько можно судить по имеющимся данным) триас-нижнеюрские отложения Колорадо и Невады (формация Мознокони) действительно напоминают миогеосинклинальные образования плато Неукен, Мараньонской геантиклинали и др. Первые представлены известняками, доломитами и красновцветами позднего триаса (юго-западные районы США), вторые — известняками, эвапоритами и красновцветами оксфорд-кимериджа и несоком-баррема (плато Неукен).

Судя по обилию ипгнимбритов и вулканогенно-осадочных пород континентального генезиса в разрезах Сьерра-Невады, уже в раннеюрскую эпоху в калифорнийской переходной зоне завершился этап, отвечающий периоду развития островной вулканической дуги на континентальном субстрате (погруженное состояние окраины), и стали расти складчатые горные сооружения. Этот этап аналогичен поздне меловому в Перуанских Андах. Интересно, что зона развития эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексов Сьерра-Невады и область распространения позднеюрских вулканитов и метаосадочных пород с тектоническим меланжем и офиолитами, по данным Р. Швейкерта и Д. Коуэна, разделены западно-невадийским блоком метаморфизованных палеозойских пород. Здесь отсутствуют образования мезозойского возраста. Нетрудно заметить определенное сходство с современной зональностью на тихоокеанской окраине Южной Америки, где собственно эвгеосинклинальный комплекс Западной Кордильеры граничит со стороны океана с областью распространения преимущественно палеозойских образований, которые, видимо, слагают ядро окраины в районе шельфа и верхней половины материкового склона (табл. 2).

Таким образом, коррозия внешнего края континента с разрушением отдельных блоков коры вместе с осадками склона и подножия в зонах Заварицкого—Беньофа, как это предположил в 1980 г. в отношении андийской окраины М. Г. Ломнзе, происходила в юрское время в зоне перехода от Тихого океана к Североамериканскому континенту. Все это свидетельствует об одностороннем ходе развития тихоокеанских окраин Северной и Южной Америки в раннем мезозое.

В среднеюрскую эпоху произошли события, в корне изменившие, по мнению У. Дикинсона и Д. Сили, облик тихоокеанских окраин Северной Америки. Этим событием могло быть столкнов-

ние вулканической дуги (дуг) с краем этого континента. По мнению Дж. Максвелла, высказанному в 1978 г., это было внедрение мантийного диапира, повлекшее за собой раскрытие окраинного бассейна типа тех, что широко распространены на западе Тихого океана. Ни одно из этих объяснений, по нашему мнению, не может считаться удовлетворительным. Первое — потому что предполагает подход вулканической дуги со стороны Тихого океана, т. е. сближение Северной Америки с каким-то другим континентом (как известно, вулканические красные дуги сами по себе по океану не плавают, а приурочены к краю континента). Предположить столкновение с краем Североамериканского континента «собственной» вулканической дуги, отделившейся от этого материка значительно раньше, также трудно, учитывая, что в позднюрском вулканическом поясе Сьерра-Невады отсутствуют фрагменты древней континентальной коры и продукты вулканизма более ранних эпох (так называемый цоколь, или реликт предполагаемой дуги). Так как районы развития позднюрских вулканитов в западном поясе Сьерра-Невады разделены несколькими зонами тектонического меланжа и офиолитами, что и без того усложняет неясную картину строения этого региона, то Р. Швейкерт и Д. Коуэн должны были предположить существование в юрский период нескольких дуг, в том числе и остаточных, которые впоследствии одна за другой были присоединены к тихоокеанской окраине Северной Америки [44].

В настоящее время трудно ответить на вопрос, существовала ли островная вулканическая дуга у края Североамериканского континента в Тихом океане. Достоверно, однако, что в позднюрское время происходило быстрое разрастание аккреционной призмы, представленной в Калифорнии породами францисканского комплекса. В титонский век не только материковая окраина, но и аккреционное сооружение были захвачены орогенезом. В титоне же начался длительный период активной терригенной седиментации в районе Калифорнии, продолжавшийся свыше 100 млн. лет.

Не исключено, что западный пояс Сьерра-Невады также представляет собой аккреционный ороген, но сформировавшийся в среднеюрскую эпоху. На рубеже средней и поздней юры в связи с разрастанием окраины и изменением наклона сейсмофокальной поверхности зоны Заварицкого—Беньюфа сюда начали проникать магматические расплавы, а в конце концов переместился и пояс андезитово-базальтового вулканизма. Впоследствии, как и в восточном блоке Сьерра-Невады, здесь сформировались гранитоидные плутоны. Если это предположение верно, то в позднюрское время калифорнийская зона перехода развивалась по типу аккреционной окраины (см. главу 2), когда вулканическая дуга смещается во времени не в глубь континента, а, напротив, в сторону океана, размещаясь на относительно молодых образованиях аккреционной призмы.

В конце поздней юры, в мелу и палеоцене накопление основной массы осадочного материала в калифорнийском секторе

Таблица 2

Осадочные и вулканогенно-осадочные геотформации тихоокеанской окраины Южной Америки (перуано-чилийский сектор) в мезозое и кайнозое

Этап	Впадины и прогибы внешней (приокеанической) части окраины	Впадины и прогибы внутренних районов окраины	
		Эвгеосинклинальные	Миогеосинклинальные
Ранний островодужный (развитие вулканической дуги на континентальном субстрате)	—	Вулканогенно-осадочные геотформации: (кремнистые) известняки, аргиллиты, лавы и туфы андезитового состава (мелководноморские)	Терригенно-карбонатные, аргиллитово-известняково-мергелистые (мелководноморские) Кремнисто-карбонатно-терригенные битуминозные аргиллиты и известняки с прослоями кремнистых пород и фосфоритов (мелководноморская апвеллинговая)
Островодужный (период активизации внутриконтинентального рифтогенеза)	—	Вулканогенно-осадочные: андезитовые туфы с аргиллитами и песчаниками, обогащенными углистыми частицами (мелководноморские)	Терригенные, алевролитово-песчаниковые с горизонтами аргиллитов и пластами углей (дельтовые и подводнодельтовые)
Островодужно-рифтовый (период резкого углубления задуговых прогибов)	—	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные: подушечные лавы и андезитовые туфы с горизонтами алевролитов, известняков и кремней (относительно глубоководные)	Кремнисто-карбонатно-терригенная: битуминозные аргиллиты с прослоями известняков и кремнистых пород (мелководноморская, апвеллинговая?)

Раннеорогенный	Карбонатно-терригенная, известняково-песчаниковая с глинами и глауконитовыми песками	—	Карбонатно-терригенная, известняково-песчаниковая с горизонтами глины, конкреционных известняков и доломитов (мелководноморская)
Орогенный (андийский)	Терригенные глинисто-алевролитово-песчаниковые (дельтовые и подводнодельтовые)	Терригенные, алевролитово-песчаниковые, красноцветные, с прослоями конгломератов и водорослевых озерных известняков (континентальные) Вулканогенно-осадочные: туфы и лавы кислого и среднего состава с конгломератами и брекчиями	Хемогенная эвапоритовая, доломитово-известняковая с гипсами и ангидритами (лагунная)
Неоорогенный (неоандийский)	Терригенные, песчаниково-глинистые с прослоями углей и туффитов (прибрежных равнин и прилегающих участков шельфа) Терригенные, глинисто-алевролитово-песчаниковые (дельтовые и подводнодельтовые) Хемогенно-терригенная: кремнистые глины, глауконитовые песчаники с горизонтами туфов и фосфоритов (шельфа и склона)	Вулканогенно-осадочные: пинимбриты, туфы, туфобрекчии с горизонтами песчаников, конгломератов и диатомитов (континентальные)	Терригенные, песчаниково-конгломератовые, красноцветные с прослоями водорослевых известняков (континентальные молассы)

Этап	Впадины и прогибы внешней части окраины (глубоководные желоба и подножие)	Впадины и прогибы аккреционного орогенного сооружения	Впадины и прогибы тыловых районов окраины	
			Эвгеосинклинальные	Многеосинклинальные
Ранний островодужный	—	—	<p>Вулканогенно-осадочные: подушечные лавы, туфы и брекчии (относительно глубоководные)</p> <p>Кремнисто-терригенные: черные аргиллиты с кремнями и известняками (апвеллинговые?)</p>	<p>Хемогенно-терригенная красноцветная: аргиллиты и песчаники с гипсами, известняками и доломитами (лагунная)</p>
Островодужный и раннесорогенный (начального периода формирования аккреционного поднятия)	<p>Вулканогенно-осадочные: подушечные лавы, туфы и вулканические брекчии с прослоями песчаников и аргиллитов</p> <p>Карбонатно-терригенные: переслаивание известняков, аргиллитов с песчаниками и алевролитами</p>	—	<p>Вулканогенно-осадочные: переслаивание андезитовых лав, туфов, глинистых сланцев и песчаников</p> <p>Вулканогенно-осадочные: игнимбриты и туфы с горизонтами песчаников и алевролитов</p> <p>Терригенные, конгломератово-песчаниково-аргиллитовые с линзами известняков</p>	—

Орогенный (периода) существования крупных преддугтовых впадин	Терригенные и кремнисто-карбонатно-терригенные: переслаивание песчанков, кремнистых пород с линзами известняков	Терригенные, конгломерато-песчанниковые с прослоями аргилитов и алевролитов (подводных конусов выноса) Терригенные, песчаниково-алевролитово-аргиллитовые (глубоководных конусов выноса)	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные: игнибрииты и туфы с прослоями красноватых песчанков и конгломератов	
Изоорогенный (периода гипертрофированного развития аккреционного орогена)	Карбонатно-терригенные: переслаивание глин, известняков и глинистых алевролитов (геомислаические)	Терригенные: переслаивание песчанков, аргилитов и алевролитов (дельтовые и подводно-дельтовые) Кремнистые и терригенно-кремнистые: диатомиты и кремнистые глины с прослоями глин и фосфоритов (апвеллинговые)	Терригенные, конгломерато-песчанниковые (пролювиальных конусов выноса) Терригенные, конгломерато-песчанниковые (дельтовые и подводно-дельтовые)	Хемогенные, эвапоритовые: доломиты, гипсы, сложные соли (горьких озер)

тихоокеанской окраины США происходило в бассейне Грейт-Вэлли (Большая Долина). Базальная формация Ноксвилл сложена породами, обогащенными обломками серпентинитов — пород мантийного происхождения, залегающих в основании оксанической коры. Подобный состав терригенного материала свидетельствует о том, что этот бассейн заложился в пределах аккреционного орогена, причем в прилегающей части материковой окраины размывались породы океанического генезиса. Накопление юрских терригенных осадков началось в западной части впадины Грейт-Вэлли. В меловое время впадина стала расширяться за счет опускания соседних участков суши. В связи с этим блоки, в которых размывались офиолиты, погрузились, а в составе выносимых с суши и шельфа продуктов стали преобладать, по данным Р. Оджакенгеса, обломки вулканических пород и полевые шпаты. Таким образом, в это время размывались в основном вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы пород, слагающие уже отмершую к тому времени вулка-

ническую дугу, осложнявшую некогда край континента. Произошло и заметное углубление дна преддуговой впадины Грейт-Вэлли. Об этом говорит преобладание в разрезах отложений турбидитов, аккумуляция которых была связана с разрастанием мощных подводных конусов выноса. По размерам позднемезозойская впадина Грейт-Вэлли сравнима с современным Калифорнийским заливом. Огромные мощности накопленных в мезозое и палеогеновое время осадков неизвестны в других преддуговых бассейнах активных материковых окраин.

Другой областью интенсивной седиментации долгое время оставался глубоководный желоб, который когда-то опоясывал край Североамериканского континента с запада. Здесь формировались в основном также турбидиты. За счет них и участков, погружавшейся в зону Заварицкого — Беньофа океанической литосферы на протяжении рассматриваемого диапазона времени (поздняя юра — эоцен), происходило формирование францисканского комплекса, который, по мнению У. Дикинсона и Д. Сили, высказанному в 1979 г., слагает современную аккреционную призму. Указанный временной интервал можно назвать этапом разрастания аккреционного орогена на фоне развития крупного преддугового бассейна.

В эоцене произошла еще одна крупная структурно-тектоническая перестройка в пределах калифорнийского сегмента невадийской окраины. Она была связана, по мнению Т. Этуотера и Г. Молнера, высказанному в 1973 г., с погружением под край Северной Америки обширного сегмента тихоокеанского рифта. Плита Фараллон перестала существовать как единое целое, распавшись на два или три крупных фрагмента, постепенно исчезнувших в кайнозое в зонах Заварицкого — Беньофа. Погружение срединноокеанического хребта под край континента изменило геодинамическую обстановку в северо-восточной части Тихого океана. Калифорнийская переходная зона с этого времени стала преимущественно областью сдвиговых дислокаций, приуроченных к древнему трансформному разлому Сан-Андреас. Началось смещение отдельных блоков, входящих в состав окраины и аккреционной призмы, относительно друг друга. В неогене с этими движениями было связано образование многочисленных небольших, но довольно глубоких впадин в подводной части переходной зоны. Впадины были приурочены к крупным разломам и долгое время оставались областями активного прогибания и накопления терригенных осадков большой мощности. На суше — это образования пролювиальных конусов выноса, в подводной части окраины — отложения гравитационных потоков, в основном турбидитов. В позднем миоцене окраина Калифорнии находилась в зоне интенсивного подъема глубинных вод, под влиянием которого прекратилось накопление терригенных осадков на значительных по площади участках шельфа и во впадинах бордерленда. В ряде районов в течение нескольких миллионов лет сформировались мощные серии кремнистых и кремнисто-терригенных осадков (формация Монтерей). Этот по-

следний этап можно назвать этапом пассивного развития бордерленда Калифорнии и некоторых других участков тихоокеанской окраины Северной Америки. Характерные для разных этапов эволюции невадийских материковых окраин формационные ряды приведены в табл. 3.

ГЛАВА 9

ПУТИ ЭВОЛЮЦИИ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Особенности тектонического развития пассивных и активных материковых окраин в мезозое и кайнозое

Несмотря на близкую направленность развития пассивных окраин в мезозое и кайнозое, история многих из них отличалась своеобразием. Наиболее последовательной была эволюция атлантических окраин Северной Америки. Зародившись в ранне- и среднеюрскую эпохи на обрамлении крупных рифтовых впадин с океанической корой, они в течение длительного времени, вплоть до поздне меловой эпохи, оставались окраинами эпиоплатформенных орогенных сооружений, служивших преградой на пути распространения трансгрессий моря в глубинные районы континента. Неоднократные тектонические подвижки, вызванные рифтогenezом и спредингом, в соседних районах Центральной Атлантики, протекали параллельно с эрозией прибрежных хребтов и высоких плато, которые постепенно отступали от кромки мезозойского шельфа. Уже к концу мезокама — началу анта вдоль атлантического края Северной Америки существовала довольно обширная континентальная отмель (шельф + прибрежная равнина), ограниченная со стороны океана мощными барьерными рифами, которые в аптальбе, а в отдельных районах в позднем мелу, были заполнены песчано-алевритовыми либо глинистыми осадками. В течение кайнозоя атлантические окраины Северной Америки, в том числе возникшая в конце мела — палеогена окраина в Лабрадорском море, окончательно трансформировались в окраины пенепленизированных областей кратона.

В этой части континентального обрамления Центральной Атлантики на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя существовала только одна крупная система континентальных рифтов: рифты Св. Лаврентия, один из которых (рифт Белл-Айл) выходил к океану севернее о-ва Ньюфаундленд, другой — к югу от него. Несколько крупных прогибов располагались в глубине окраины и имели субаппалачскую ориентацию: прогиб банки Джорджес, Каролинский прогиб. К типичным авлакогенам, вероятно, может быть отнесен трог Балтиморского каньона, в пределах которого, по последним данным, находится огромная по мощности линза осадочных пород (свыше 15 км). Активное развитие этого проги-

ба, видимо, связано с ранними этапами существования североамериканской атлантической окраины. В ядре последней находятся мощные карбонатные комплексы (платформы), сформировавшие уступ материкового склона. В кайнозое преобладала эрозия мезозойского склона, в результате чего он отступил в разных районах на 5—20 км от края мезозойского шельфа, а максимум осадконакопления сместился на материковое подножие.

Более сложный путь эволюционного развития прошли атлантические окраины Африки. Поначалу они мало отличались от рассмотренной выше окраины Северной Америки. В позднеюрское и неокомское время это были зоны, обрамлявшие эпиплатформенные поднятия, оставшиеся от эпохи рифтогенеза. Эти сооружения, однако, были разделены крупными зонами дробления, континентальными рифтами и авлакогенами, в пределах которых сохранялись высокие темпы прогибания и накопления осадков, в том числе дельтовых и авандельтовых. В конце раннемеловой эпохи именно на участках выхода к океану рифтов и авлакогенов образовались обширные шельфы, имевшие проградационное строение. В позднем мелу значительная часть африканских окраин трансформировалась в окраины платформенных пенепленов, в пределах которых в периоды крупных меловых и палеогеновых трансгрессий существовали довольно обширные эпиоконтинентальные моря. Тектоническая активизация в позднем палеогене (конец эоцена—олигоцен) привела к тому, что большие участки древнего шельфа были охвачены воздыманием, в то время как в районе материкового склона произошли крупные обрушения. Последний отступил в сторону суши на 30—50 км и более. Помимо эпиплатформенных орогенных поднятий, образовавшихся на месте платформенных пенепленов, произошло омоложение ряда прогибов и рифтов, к числу которых относятся грабен Бенуэ, Конголезский и Кванза-Камерунский прогибы, рифты Лимпопо, Замбези и др. В целом последний, позднекайнозойский этап был для многих африканских окраин инверсионным.

Своеобразием отличалась и тектоническая эволюция окраины Европы, которая еще в период раскрытия Атлантики испытала интенсивное дробление и распалась на ряд континентальных массивов, разделенных глубокими грабеноподобными прогибами, заполнившимися преимущественно терригенными осадками. Позднее в пределах этой сильно расчлененной переходной зоны прогибанием были охвачены преимущественно тыловые районы, где, в частности, заложилась Североморская впадина субокеанического типа, а также впадина Англо-Парижского бассейна. Передовые приподнятые массивы разделялись крупными прогибами рифтового происхождения. К их числу принадлежали Пиренейский трог, Западно-Ла-Маншский грабен, Лузитанский прогиб. Прогибы служили путями трансгрессии морских вод. Сильная расчлененность этой переходной зоны сохранилась до настоящего времени, о чем свидетельствует существование таких структур, как Западно-Ла-Маншский, Кельтский, Бристольский грабены и др.

Своеобразна эволюция и других пассивных окраин в Атлантическом и Индийском океанах. Вместе с тем, в их истории прослеживаются и определенные общие черты, что позволяет выделить ряд этапов, которые были типичны для большинства рассматриваемых пассивных окраин. Так, возникнув как обрамление крупных рифтовых грабен, превратившихся в конце концов в молодые океанические впадины (см. табл. 1), они долгое время существовали в качестве окраин эпиплатформенных (остаточных эпирифтовых) орогенных поднятий, разделенных зонами интенсивного дробления и прогибания (рифтами и авлакогенами), а затем трансформировались в окраины платформенных пенепленов. В эпохи глобальных позднемиоценовых и палеогеновых трансгрессий в их пределах существовали обширные эпиконтинентальные моря. Современный облик эти окраины приобрели в позднем кайнозое, когда мощная тектоническая активизация в ряде районов привела к дифференциации переходных зон с пассивным тектоническим режимом на окраины эпиплатформенных орогенных поясов, авлакогенов (и рифтов), пенепленизированных областей кратонов. Так как каждый из перечисленных выше этапов отвечал определенной стадии эволюции молодых океанов, в данном случае Атлантического, а в более общем плане и конкретному этапу геологической истории с характерными климатическими особенностями и направленностью тектонических процессов, то этим этапам отвечает специфический ряд осадочных формаций, представленных в табл. 1. Многие из этих формаций развиты на сравнительно небольших участках материковых окраин, другие получили региональное распространение. Весьма вероятно, что истинный спектр осадочных образований, встречающихся в недрах пассивных окраин, гораздо шире приведенного выше и будет уточняться по мере развития геологических исследований.

Как было показано в предыдущей главе, для окраин в областях преимущественной деформации и сгущивания континентальной коры в мезозое и кайнозое была характерна совершенно иная последовательность геологических событий. Так, тихоокеанский край Гондваны в первую половину мезозоя был почти полностью погружен под уровень океанских вод, над которым возвышались лишь отдельные вулканические постройки, цепочкой протягивавшиеся в районах, занятых современной прибрежной равниной. Активность этих андезитовых вулканов (образовавших островные вулканические дуги на континентальном субстрате), то усиливалась, то ослабевала. Море временами покидало окраину, чтобы вскоре снова занять обширные пространства в ее пределах. Этот островодужный (по В. Д. Чеховичу) этап выделяется в истории большинства тихоокеанских окраин Южной Америки. В перуанском секторе за ним последовал островодужно-рифтовый, с которым было связано интенсивное прогибание в тыловой части окраины и накопление огромных по мощности толщ вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. С начавшимся вскоре отмиранием геосинклинального режима было связано формирование

окраины орогенного типа, ознаменовавшиеся внедрением кислых интрузий и появлением мощного пояса гранитоидных плутонов. С этого момента начинается история собственно андийской окраины — окраины кордильерного типа. Современный облик она приобрела в позднем кайнозое (неоандийский этап, по М. Г. Ломизе), с которым связаны особенно сильные складчатые дислокации, а также резкое усиление вулканической активности.

Таким образом, если для развития атлантического края Южной Америки была характерна пенепленизация, выравнивание рельефа (прежде всего в наземной части перехода), что привело к появлению на месте краевых эпирифтовых поднятий окраин пенепленизированных (слабо активизированных) областей кратона, то эволюция тихоокеанской переходной зоны имела обратную направленность: от пивелированной, погруженной под уровень океанских вод окраины (временами осложненной вулканической островной дугой) до края континента, на котором находятся мощнейшие складчатые сооружения.

Интересно, что крупные тектонические события, происходившие на ведущем (тихоокеанском) и тыловом (атлантическом) краях континента, отличались определенной синхронностью. Так, рифтогенез в центральной части Гондваны сопровождался поднятиями в смежных районах континента, что в неоком-апте привело к пересформированию древней речной сети: крупные реки повернули на запад и стали сгружать терригенный материал на тихоокеанской ее окраине. Здесь в это время сформировались мощные дельтовые комплексы отложений. Последовавший затем распад Гондваны, который завершился на рубеже ранне- и позднемеловой эпох и привел к отделению Южной Америки от Африки, сопровождался на окраине Перу интенсивным вулканизмом среднеальбского времени. И позднее превращение тихоокеанской окраины этого континента в окраину кордильерного типа шло параллельно с пенепленизацией рельефа на атлантической окраине Южной Америки. Таким образом, воздымание на одном крае континента нередко сопровождалось опусканиями в пределах другого, и наоборот. Последнее, правда, не относится к южно-бразильскому участку атлантической окраины, которая с момента зарождения и по настоящее время существовала как окраина эпиплатформенного горного сооружения, осложненного рядом небольших грабенов и впадин (Серджипе-Алагоас, Сан-Луис, Барейриньяс и др.).

Близкие соотношения выявляются при анализе развития атлантических и тихоокеанских окраин Северной Америки. В период континентального рифтогенеза (триас—среднеюрское время), приведшего к распаду Лавразии, в переходной зоне со стороны Тихого океана существовали довольно обширные эпиконтинентальные бассейны, которые были отделены от открытого океана островными вулканическими дугами, заложившимися на континентальном субстрате. Молодые атлантические окраины, образовавшиеся после распада Лавразии, обрамляли области эпиплатформенного оро-

генеза. На западе Северной Америки вулканическая дуга в позднеюрскую эпоху мигрировала в сторону океана, переместившись на аккреционное поднятие, сформировавшееся к этому времени. Вскоре в пределах последнего заложилась крупные преддуговые прогибы: Сакраменто, Сан-Хоакин и др., заполнявшиеся терригенными кластическими осадками, в том числе и турбидитами. Орогенез в пределах тихоокеанского края и образование батолитов Сьерра-Невада совпадает со временем пенеппенизации атлантических окраин Северной Америки (поздний мел — палеоген), хотя впервые комплексы приливно-отливных отложений и появились здесь в апт-сеноманское время, когда размыв обогащенных органическим веществом маршевых осадков вызвал формирование горизонтов «черных» глин в абиссальных районах Атлантики. Окончательному превращению атлантической переходной зоны Североамериканского континента в окраину слабо активизированной области кратона препятствовали долгое время тектонические подвижки, вызванные процессами рифтогенеза в соседних районах Северной Атлантики (Лабрадорское море) и в тылу Аппалачей (рифтовая система Св. Лаврентия). Свой современный облик атлантическая окраина приобрела в конце палеогена. В тихоокеанской зоне перехода все это время существовала окраина кордильерного типа.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные позволяют говорить о том, что зарождение окраин материков, пути их эволюции и состояние на тот или иной отрезок геологического времени во многом определялись глобальными тектоническими событиями: распадом древних континентальных мегаблоков, спредингом в пределах молодых океанов, развитием крупных систем континентальных рифтов. В этом отношении окраины — зеркало геологической истории ближайших к нам эпох. Представляется, что широкое распространение окраин пенеппенизированных (слабо активизированных) областей кратонов на западном обрамлении Атлантики (окраины Канады, США, Уругвая, Аргентины, Суринама) в позднем кайнозое и в современную геологическую эпоху не является случайным. Оно обусловлено тем, что на противоположном крае Северной и Южной Америки возникли и развивались в течение длительного времени активные окраины, испытывавшие мощнейшие деформации сжатия. Вероятно, мы вправе говорить о существовании закономерных сочетаний, своего рода сопряженных пар: 1) окраина эпиплатформенного (эпирифтового) орогена — погруженная под уровень океанских вод островодужная окраина с вулканической дугой на континентальном субстрате, 2) окраина пенеппенизированного кратона — окраина андийского или невадийского типа, 3) пассивная окраина, сложенная или перекрытая комплексами глубоководных осадков или офиолитов — окраины эпиплатформенных орогенных сооружений. Примерами последнего сочетания в пределах одного и того же континента или микроконтинента являются современные окраины Африки, Иберийского и Аравийского континентальных мегаблоков.

Наиболее загадочной представляется эволюция современных островодужных окраин, которую Д. Кариг в 1971 г. связывал с внедрением мантийных диапиров на границе континент — океан. История этих окраин запечатлелась в системах подводных вулканических хребтов, активных и остаточных, разделенных молодыми впадинами с океанической корой. Анализ тектонической обстановки в каждом конкретном регионе, в частности по западной периферии Тихого океана, приводит к выводу о существовании одного или нескольких очагов (центров генерации) разуплотненного мантийного вещества, подъем которого к поверхности приводил к разрыву сплошности древней и формированию новой океанической, а затем и континентальной коры. В большинстве случаев в пределах одного, достаточно крупного сегмента переходной зоны находится лишь один такой очаг, с которым связано развитие единичного мантийного диапира. Его внедрение сопровождается возникновением относительно небольших вулканических дуг, отделенных от края материка впадиной океанического типа. Примером может служить Никобарская дуга Андаманского моря, а также Эгейская дуга, развитие которой, по-видимому, только еще начинается.

Подъем разуплотненных подкоровых масс не всегда постоянен во времени. Его ослабление приводит к затуханию спрединга в окраинной океанической впадине и снижению вулканической активности фронтального хребта, отделяющего эту впадину от океана. Напротив, внедрение новых крупных масс подкорового вещества вызывает не только оживление этих процессов, но часто расщепление старой фронтальной дуги на новую вулканическую дугу и неактивный остаточный хребет. По существу, в данном случае можно говорить о внедрении нового мантийного диапира, связанного со старым очагом генерации. Исходя из этой концепции, можно утверждать, что количество остаточных хребтов в переходной зоне говорит о числе повторных «инъекций» мантийного материала, а возраст коры в разделяющих эти хребты впадинах — о времени внедрения [10]. В этом смысле сегмент Филиппинского моря можно рассматривать как область развития разновозрастных мантийных диапиров, поднимавшихся из одного очага. С первым было связано формирование западной части моря, со вторым — впадины Паресе-Вела, с третьим — Западно-Марианского трога (современной междуговой впадины). Эти впадины разделены хребтами Кюсю-Палау и Западно-Марианским.

В Соломоновом море также известны два остаточных хребта Вудларк и Поклинтон, расположенных за активной Новобританской вулканической дугой. Последняя разделяет впадины Соломонова и Новогвинейского моря. Растяжения во впадине Новогвинейского моря сопровождаются поглощением более древних участков коры во впадине Соломонова моря. В то же время спрединг зафиксирован в находящейся южнее впадине Вудларк. В данном случае можно говорить о подъеме мантийного материала из двух независимых очагов генерации. Очаг, находящийся в районе впа-

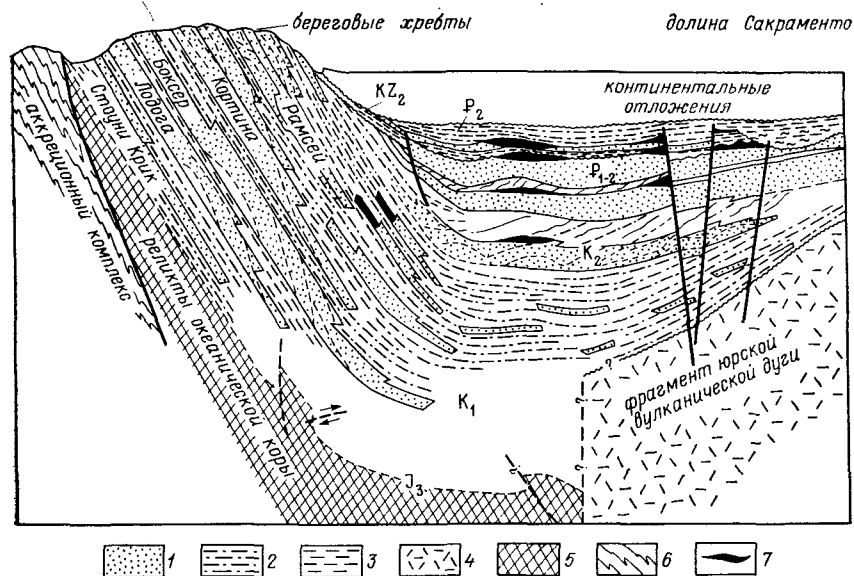


Рис. 48. Строение окраины Калифорнии в районе Береговых хребтов и долины Сакраменто. По У. Дикинсону и Д. Сили (1979 г.)

1 — песчаные породы; 2 — алевролиты; 3 — глины и аргиллиты; 4 — вулканогенные образования; 5 — метаморфические породы фундамента; 6 — породы аккреционной призмьы; 7 — залежи углеводородов

дины Вудларк, более древний. С его существованием связано несколько «иньскций» подкорового материала, что нашло отражение в появлении остаточных дуг: хребтов Вудларк и Поклинтон (см. рис. 47 и 48). Последний обрамлен с юга древним глубоководным желобом, ныне заполненным осадками.

Подток мантийного вещества к поверхности, даже если он осуществлялся из одного очага, нередко происходил по нескольким пространственно разобщенным каналам, что вело к разрыву сплошности коры не на одном, а на нескольких участках и возникновению нескольких центров формирования новой океанической коры. Примером подобного региона, эволюция которого связана с внедрением множественных разновозрастных мантийных диапиров одной генерации, является, на наш взгляд, Северо-Фиджийская впадина. В этом сегменте обширной зоны перехода от Новогвинейско-Австралийского мегаблока к Тихому океану сложилась система конвергентно падающих зон Заварицкого—Беньофа, одна из которых связана с дугой Тонга-Кермадек, а другая — с Новогебридской островной дугой. В регионе, расположенном между вышеназванными активными вулканическими дугами, установлено несколько участков, в пределах которых в современную геологическую эпоху или в недалеком прошлом происходило формирование молодой океанической коры. Прежде всего — это впадина Лау, заключенная между хр. Тонга на востоке и хр. Лау на

западе. Рельеф дна, геофизические и геотермические характеристики, отсутствие осадочного покрова — все это свидетельствует о продолжавшемся здесь активном спрединге дна. Этот типичный междуговой бассейн связан с восточной ветвью фиджийского мантийного диапира. Центральная его ветвь обнаруживается к востоку и северо-востоку от островов Фиджи, где в 1977 г. А. Вэттом, Дж. Вейсселом и Р. Ларсоном были выявлены признаки недавнего раздвижения дна. Наконец, к западу от плато Фиджи К. Чейзом в 1971 г. был установлен еще один центр спрединга, связанный с западной ветвью того же диапира. Таким образом, налицо три независимых центра спрединга дна, обусловленных подъемом подкорового вещества из одного и того же очага генерации.

Еще одну группу островодужных переходных зон составляют области сопряженного мантийного диапиризма. Они связаны с внедрением единичных мантийных диапиров на соседних участках окраины, в результате которого образуется система фронтальных и тыловых активных вулканических дуг, сочлененных наподобие наложенных чешуй. Как правило, в подобных зонах перехода отсутствуют остаточные дуги и междуговые впадины. Стрессе их довольно однотипно: глубоководная котловина — фронтальный хребст с аккреционной осадочной линзой — глубоководный желоб. Сопряженные мантийные диапиры связаны с различными очагами, о чем свидетельствует отсутствие единой фронтальной вулканической дуги и возникновение небольших активных тыловых дуг. Некоторые из них в настоящее время утратили вулканическую активность. Примером подобной зоны перехода может служить охотско-япономорский сектор с Курильской, Идзу-Бонинской, Японской фронтальными дугами и тыловой активной дугой Рюкю. Другая, ныне неактивная тыловая дуга прослеживается от о. Хоккайдо на о. Сахалин.

Сравнительный анализ формационного состава отложений на пассивных и активных материковых окраинах

Накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют об отчетливо асимметричном расположении ряда мезозойских и кайнозойских осадочных формаций в современных зонах перехода с активными и пассивным тектоническим режимом. Действительно, для атлантических окраин характерно широкое развитие соленосных и карбонатных отложений, появление в разрезах на определенных этапах эволюции специфических толщ с магнезиальными силкатами, морских пестроцветных глин, элювиальных бокситоносных покровов, а также глинистых и карбонатно-глинистых отложений с прослоями морских углеродистых «сланцев» (черных глин); терригенных и карбонатных комплексов приливно-отливных равнин, различных по составу толщ турбидитов, а также терригенных глубоководных осадков-контуритов — своего рода глубоководного «аллювия».

Активные окраины менее разнообразны и более близки между собой в отношении формационного состава отложений. Главное, что их объединяет, — это широкое распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов отложений; распространение формаций терригенных кластических отложений, в том числе специфического грауваккового и аркозово-грауваккового состава; повсеместное присутствие в тыловых районах окраины молассовых, угленосных и (или) соленосных образований; широкий временной диапазон развития кремнистых пород, в том числе пресноводного и апвеллингового генезиса (на пассивных окраинах они широко распространились лишь начиная с маастрихта). В то же время следует отметить изменчивую роль карбонатных отложений в разрезах активных окраин различного типа: на одних окраинах они занимают важное место среди осадочных образований (островодужные переходные зоны и окраины андийского типа), на других — были явно подавлены на протяжении большей части мезозоя и кайнозоя (невадийский тип активных окраин). Напомним, что формации рифовых, водорослевых и других известняков сыграли весьма важную роль на определенном этапе эволюции пассивных окраин. Им во многих районах образован первичный уступ материкового склона. Не менее широко они представлены были и в последующие эпохи. Только на ранних этапах мезо-кайнозойского цикла развития тихоокеанские окраины Северной и Южной Америки были близки между собой в отношении формационного состава отложений. Наиболее же разнообразный спектр осадочных образований встречается в зонах перехода, осложненных островными вулканическими дугами. Именно с ними связан тот ряд формаций, который довольно часто появляется в древних геосинклинальных поясах и считается классическим. Это — спилито-диабазо-кератофировая формация и сланцево-граувакковая (аспидная) формация ранних этапов развития геосинклинали — флишевые формации «зрелых» геосинклинальных прогибов — нижние и верхние молассы орогенных этапов [22]. Первые две формации, вероятно, характерны для стадии внедрения мантийного диапира и заложения вулканической дуги и впадины окраинного моря. Флишевые формации отвечают стадии существования глубоководной окраинной впадины и глубоководного желоба. Наконец, накопление моласс связано с этапом замыкания окраинного океанического бассейна и присоединения островной вулканической дуги к краю континента (в случае аккреционной окраины — периоде замыкания преддугового прогиба и орогенеза в пределах аккреционной призмы).

На андийских окраинах флишевые формации совершенно выпадают из разреза. Аналогом аспидной формации на окраине Перу, по-видимому, можно было бы считать отложения группы Пукара. Однако данные, полученные в 1982 г. Д. Лоуманом и Л. Халлэмом, свидетельствуют о том, что они представляют собой типично апвеллинговые образования (обогащенные органическим веществом глины, кремнистые породы и фосфориты), т. е. их происхождение

ние обусловлено не столько региональными тектоническими, сколько глобальными климатическими причинами. Из классического сочетания формаций здесь встречаются лишь верхние красноцветные молассы, которые распространены на андийских окраинах в широком временном диапазоне, на значительных пространствах и отличаются большой мощностью. Напротив, на окраинах невадийского типа, начиная с юры, большое значение приобретают флишевые и флишеподобные образования — отложения подводных конусов выноса в преддуговых впадинах и древних желобах. В то же время отложения типа моласс встречаются здесь довольно редко и приурочены к небольшим впадинам в тыловой части окраины.

Осадочные полезные ископаемые материковых окраин

Современные материковые окраины являются богатой кладовой разнообразных полезных ископаемых, среди которых важное место занимают полезные ископаемые осадочного генезиса. Прежде всего это фосфориты, бокситы, осадочные железные и марганцевые руды, месторождения полиметаллов в виде россыпей и оруденений, связанных с процессами постседиментационного перераспределения вещества. К минеральным ресурсам окраин относятся также разнообразные соли и строительные материалы. Одними из основных богатств зон перехода от континента к океану по праву считаются горючие ископаемые: нефть, газ, уголь, горючие сланцы, асфальтиты и др.

Пассивные окраины

Среди широкого разнообразия осадочных формаций, получивших развитие в зонах перехода с пассивным тектоническим режимом, некоторые представляют особый интерес, так как с ними регионально связаны те или иные виды полезных ископаемых. Так, красноцветные молассоидные отложения, слагающие базальные горизонты и толщи в осадочном чехле многих пассивных окраин, довольно часто вмещают залежи полиметаллических руд как в виде россыпей, так и главным образом в форме орудений, связанных, по-видимому, с постседиментационным перераспределением (растворением и переотложением) различных минеральных компонентов пород. Месторождения полиметаллических руд в красноцветных отложениях триаса, юры или нижнего мела открыты, по данным Дж. Кэя (1976 г.), во многих приокеанических районах Африканского континента (Марокко, Алжир, Габон, Заир и др.). Они приурочены к горизонтам песчаников или конгломератов в толщах континентального генезиса, прежде всего к аллювиальным отложениям и образованиям пролювиальных конусов выноса.

Одним из самых распространенных полезных ископаемых материковых окраин являются фосфориты. Не вызывает сомнения

связь этих образований с отложениями древних апвеллингов. Подтверждается существование тесной связи между фосфоритами, развитыми в пределах материковых окраин, и горючими сланцами, кремнистыми породами, а также магниезальными силикатами. Особенно интересно сонахождение фосфоритов и магниезальных глин в разрезах верхнего мела и палеогена.

С отложениями зон регионального апвеллинга связаны помимо залежей фосфоритов также скопления редких и рассеянных элементов, в частности урановых и ванадиевых руд, геохимически тесно ассоциированных с органическим веществом.

Благоприятные условия для образования крупных залежей фосфоритов, вероятно, складывались в геологическом прошлом на окраинах платформенных пенепленов, характеризовавшихся широкими шельфами и слабым поступлением терригенного материала. Именно на окраинах этого типа сформировались в позднем кайнозое и раннем мезозое наиболее крупные месторождения фосфоритов.

К пассивным материковым окраинам приурочен и другой важнейший тип осадочных полезных ископаемых — бокситы. Анализ распространения и времени образования основных месторождений бокситов показывает, что они встречаются в основном в приокеанических районах континентов, непосредственно примыкающих к пассивным окраинам, причем к тем из них, которые в позднем, реже в раннем кайнозое и мезозое испытали тектоническую активизацию и в течение долгого времени располагались в поясе тропического гумидного климата. Следует добавить, что большинство этих районов примыкает или входит в состав окраин эпплатформенных орогенных сооружений. Месторождения бокситов широко распространены в приокеанических районах Западной и Восточной Африки, в периферийных областях Бразильского щита (Суринам, Бразилия), на Индостанском субконтиненте, на о-ве Шри-Ланка. В основном — это позднекайнозойские образования (в Западной Индии — эоценовые). Бокситопоявления известны также и в областях более раннего эпплатформенного орогенеза, например, по данным Б. Пейбернэ, в мезозойских отложениях «суши Эбро» в Испании.

Истощение месторождений во многих традиционных районах добычи нефти и газа стало причиной резкой активизации геолого-поисковых работ в прилегающих к суше акваториях. В последние десятилетия именно здесь были открыты большинство новых крупных месторождений. В настоящее время уже доказана нефтегазоносность многих осадочно-породных бассейнов материковых окраин. На пассивных окраинах районами добычи нефти и газа стали бассейны Суэцкого залива, Красного моря, Св. Лаврентия, Западно-Английский, Эспириту-Сантус, Камбейский, Сан-Хорхе, Баия, Нигерийский, Усть-Конголезский, Лабрадорский, Ньюфаундлендский, Новошотландский, Джорджес, Габонский, Ангольский, Сержипе-Алагоас, Карнарвон, Мексиканского залива, Бофорт-Маккензи и др. Не останавливаясь на характеристике каждого

бассейна в отдельности, открытых в них месторождений и продуктивных комплексов отложений, так как их описание дано в других, специальных работах [19, 20], проанализируем приуроченность уже обнаруженных скоплений углеводородов к различным типам материковых окраин. Обращают внимание: 1) высокая перспективность бассейнов, находящихся в пределах относительно молодых окраин (Суэцкий залив, Красное море, Лабрадорское море), а также бассейнов на окраинах авлакогенов и континентальных рифтов (бассейны Нигерийский, Усть-Конголезский, Камбейский, Баня, Сан-Хорхе и др.); 2) большое количество месторождений, открытых в областях соляного диапиризма (Ангольский, Габонский, Сержинс-Алагоас, Новошотландский, Джорджес и др.). Первое обстоятельство обусловлено, по-видимому, высокими скоростями осадконакопления, характерными для молодых окраин (зон недавнего рифтогенеза), а также для окраин континентальных рифтов. Причем в разрезах этих окраин преобладают толщи, характеризующиеся переслаиванием дельтовых и прибрежно-морских, терригенных и карбонатных отложений. Второе обстоятельство связано с благоприятными структурными условиями для формирования залежей в осадочном чехле окраин, где наблюдаются явления соляного диапиризма: наличие большого числа ловушек и флюидуупоров. Следует отметить, что и многие другие нефтегазоносные бассейны расположены в тех зонах перехода с пассивным тектоническим режимом, где на ранних этапах эволюции существовали окраинные континентальные рифты или авлакогены (Балтиморский, Ньюфаундлендский, Марокканский, Сенегальский и др.), крупные грабеноподобные структуры (Западно-Английский, Шотландский, Кельтский грабены) либо впадины, наложенные на погребенные рифтовые системы (Северо- и Южно-Североморская).

Меньше всего месторождений было открыто на окраинах непленнизированных областей кратонов. Так, на огромной по протяженности атлантической окраине США скопления углеводородов обнаружены либо в зонах развития мезозойских солей (Новошотландский бассейн и бассейн Джорджес), либо в районах выхода к океану древних авлакогенов (Балтиморский трог). На остальных участках поиски нефтегазовых залежей до сих пор не увенчались успехом. Аналогичное положение и на атлантической окраине Аргентины, где месторождения нефти и газа известны только в бассейнах, связанных с древними грабеноподобными структурами, такими, как Сан-Хорхе и Пелотас. На окраинах эпплатформенных орогенных сооружений находятся преимущественно небольшие осадочно-породные бассейны, для которых характерны мелкие, одиночные месторождения (бассейны Комоз, Эспирито-Санто, Сьерра-Леоне и др.).

Таким образом, размещение скоплений нефти и газа на пассивных окраинах материков свидетельствует об их различной перспективности. Большой интерес представляют окраины авлакогенов и окраинных континентальных рифтов, а также молодые по

возрасту окраины, что определяется благоприятным сочетанием генетических типов отложений: дельтовых и подводно-дельтовых терригенных комплексов, характеризующихся переслаиванием глин, песчаников и алевролитов, либо карбонатных лагунных образований, перекрытых горизонтами глин прибрежно-морского или континентального генезиса.

Менее перспективны пассивные окраины в отношении угля. Здесь известно всего два крупных угленосных бассейна, в которых развиты угли мезозойского или кайнозойского возраста. Это бассейн Энугу в Нигерии и бассейн Нейвели в Восточной Индии. Многочисленные горизонты бурых углей и торфа, встречающиеся на разных пассивных окраинах, не представляют практического интереса из-за их малой мощности и невыдержанности на площади.

Активные окраины

Основным богатством активных материковых окраин являются месторождения рудных полезных ископаемых магматического, гидротермального и метаморфического происхождения. Среди полезных ископаемых осадочного генезиса ведущее место занимают уголь, нефть и газ, а также фосфориты, марганцевые руды, россыпные месторождения металлов и строительные материалы. Бокситы практически отсутствуют на активных окраинах, встречаясь главным образом на островах остаточных (неактивных), реже фронтальных вулканических дуг.

Чрезвычайно широко распространены угленосные отложения. Нефтяные скопления чаще всего приурочены к преддуговым бассейнам (например, Гуаякильский бассейн Перу и Эквадора), либо к бассейнам бордерлендов (бассейны Лос-Анджелес, Вентура, Грейт-Вэлл и другие на калифорнийском бордерленде США). Последние обычно выполнены толщами терригенных, отчасти кремнистых отложений, отличаются значительным диапазоном нефтеносности и большими запасами. Наиболее яркий пример — месторождения в бассейнах Вентура и Санта-Барбара. В этих, как и других бассейнах активных окраин продуктивны в основном верхнекайнозойские терригенные отложения, являющиеся на бордерлендах образованиями подводных конусов выноса (турбидиты и отложения зерновых потоков). Переслаивание песчаников с горизонтами глин и алевроитовых глин (флюидоупоров), частую обогащенность органическим веществом алинового или смешанного состава, высокий темп прогибания и накопления отложений и достаточно высокий тепловой поток — все это создает благоприятные условия для формирования богатых месторождений углеводородов. Перспективы открытия новых скоплений последних в морских впадинах бордерлендов, подобных калифорнийскому (где к настоящему времени открыто более 300 месторождений нефти), очень велики. Крупные аккреционные сооружения (бордерленды) известны и в других зонах перехода с активным тек-

тоническим режимом, например перед дугой Рюкю во впадине Сикоку, дугой Поклинов в Коралловом море, Малой Антильской дугой в Карибском регионе (о-в Барбадос). По-видимому, восточные районы о-ва Сахалин также можно рассматривать в качестве древнего бордерленда, осложненного крупными седиментационными впадинами. Развитые здесь толщи кайнозойских терригенных отложений имеют во многих районах подводно-склоновое, турбидитное происхождение.

Значительными запасами характеризуются и некоторые преддуговые бассейны, приуроченные к окраинам андийского типа. Менее изучены бассейны междугового типа и окраинных морей. Большой интерес здесь представляют впадины в погруженной части континента.

Окраины материков, а в более широком смысле зоны перехода от континента к океану, стали в настоящее время одним из важнейших объектов геологических исследований. Несмотря, однако, на значительное расширение поисковых и разведочных работ как в наземных, так и подводных зонах окраин, до сих пор отсутствуют детально обоснованные представления о строении этих зон и об их эволюции. Не разработана классификация материковых окраин, далеко не везде определены их границы. Особенно большой пробел, на наш взгляд, существовал в изучении строения осадочного чехла и состава слагающих его геологических формаций. Данная работа в какой-то мере должна восполнить этот пробел. В ней рассмотрены три группы современных материковых окраин и сложно построенных зон перехода от континента к океану.

Среди пассивных окраин, приуроченных к областям преимущественной деструкции и погружения континентальной коры, впервые выделены и охарактеризованы автором окраины эпиплатформенных орогенных сооружений, континентальных рифтов и авлакогенов, пенепленизированных областей кратонов.

Другую группу составляют окраины, в большинстве активные, в зонах преимущественного сжатия и скучивания коры. Их особенностью является наличие мощных аккреционных сооружений (невадийский тип), краевых вулканических дуг (индийский тип), либо комплексов глубоководных отложений с реликтами океанической коры, выведенных на поверхность (средиземноморский тип).

К третьей группе отнесены зоны перехода в областях мантийного диапиризма, где деструкция древней континентальной коры на одних участках сочетается с формированием новой коры на других. Многие из них осложнены островными вулканическими дугами:

- 1) активной,
- 2) фронтальной активной и остаточными неактивными,
- 3) активными фронтальной и тыловой и др.

Разные материковые окраины характеризуются своеобразным спектром седиментационных обстановок, в которых реализуются процессы формирования осадков различных генетических типов. Так, например, на окраинах пенепленизированных областей кратона в позднечетвертичное время происходило преимущественное накопление приливно-отливных образований (береговая зона), оползневых осадков, а также отложений подводных суспензионных потоков и контурных придонных течений (материковый склон и подножие). Окраины континентальных рифтов и авлакогенов

характеризовались аккумуляцией дельтовых и авандельтовых осадков, образований глубоководных конусов выноса (в основном турбидиты), а в бессточных аридных областях — строматолитоподобных водорослевых известняков и т. д. На пассивных окраинах литологию осадков контролирует главным образом климат, в активных переходных зонах — климат и тектоническая, в том числе вулканическая активность недр.

Для каждого из этапов эволюции пассивных окраин в мезозое и кайнозое был характерен определенный ряд осадочных формаций. Так, периоду рифтогенеза соответствовали вулканогенно-осадочные, эвалоритовые и красноцветные молассоидные комплексы терригенных отложений. С этапом заложения и первичной дифференциации окраин связаны преимущественно карбонатные формации, в том числе рифовых и водорослевых известняков. На этапе разрушения эпирифтового орогена получили распространение толщи дельтовых и авандельтовых отложений и «черных» глин, а в дальнейшем формации магнезиальных силикатов, фосфоритопосных и кремнистых отложений.

Многие из перечисленных образований совершенно не свойственны активным окраинам. С последними в мезозое и кайнозое было связано формирование вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ, мощнейших серий терригенных подводно-склоновых образований (главным образом невадийские окраины), а также формаций карбонатных, кремнистых, туфокарбонатных и туфокремнистых отложений (зоны перехода с островными вулканическими дугами). В тыловых районах активных окраин накапливались угленосные, соленосные и молассовые комплексы осадков.

Установлено, что положение различных материковых окраин в тектонической структуре Земли во многом закономерно. Так, окраины пенепленизированных областей кратонов приурочены к тыловому краю материков — в современную эпоху Северная и Южная Америка, передовой край которых образован активными (андийскими и невадийскими) окраинами с характерными для них мощнейшими складчатыми сооружениями. Активизированные окраины (эпиплатформенных орогенных поясов и континентальных рифтов) окружают те континентальные мегаблоки (Африканский, Иберийский, Индостанский), которые пришли в столкновение с другими континентальными глыбами в полосе закрытия Тетиса. В прошлом соотношения были иные. В позднем мезозое Южную Америку окаймляли со стороны зарождавшейся Атлантики орогенные окраины (эпирифтовых сооружений). Тихоокеанская же окраина материка располагалась на большом протяжении ниже уровня океана. В то же время на севере Африки находились пенепленизированные области с окраинами соответствующего типа.

Особенности эволюции материковых окраин определили характерные для них полезные ископаемые. Так, месторождения бокситов связаны преимущественно с окраинами эпиплатформенных

орогенных поднятий, фосфоритов — с древними окраинами пепленезированных областей кратонов и континентальных рифтов, марганцевых руд — с невадийскими окраинами. Наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности представляются среди зон перехода с пассивным тектоническим режимом — окраины континентальных рифтов и авлакогенов, а среди активных переходных зон — окраины, имеющие в своем составе мощные аккреционные сооружения с крупными преддуговыми впадинами. Каменные угли широко распространены на активных окраинах (преимущественно в их тыловых частях) и не характерны для пассивных материковых окраин.

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М., Наука, 1978, 231 с.
2. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные геотформации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 107—127.
3. Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Колюхов А. И. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., Наука, 1975, с. 63—80.
4. Гершанович Д. Е., Колюхов А. И. Современное осадкообразование в зоне Перуанского течения.— В кн.: Современные проблемы геологии морей и океанов. М., Наука, 1980, с. 48—57.
5. Гершанович Д. Е., Колюхов А. И., Назаревич И. А. Петрографо-минералогическая характеристика современных отложений Бенгальского залива и Андамского моря.— В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., Наука, 1979, с. 122—131.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 230 с.
7. Колюхов А. И. Фаціальная зональность современных осадков западной подводной окраины п-ова Индостан и особенности размещения органического вещества.— В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., Наука, 1976, с. 111—120.
8. Колюхов А. И. Литология мезо-кайнозойских отложений на современных окраинах материков.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1977, № 3, с. 69—79.
9. Колюхов А. И. Типы материковых окраин и зон перехода от континента к океану.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979 а, № 3, с. 5—18.
10. Колюхов А. И. Зоны перехода от континента к океану в областях развития молодой континентальной и океанической коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 24—37.
11. Колюхов А. И. Зональность осадкообразования на пассивных материковых окраинах.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1980, № 4, с. 32—41.
12. Колюхов А. И. Обстановки накопления осадков и их отражение в геотформациях материковых окраин.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазосносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 69—86.
13. Колюхов А. И., Чочия Г. Л. Особенности строения и осадкообразования на тихоокеанской окраине Камчатки.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1981, № 4, с. 47—55.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— Литология и геохимия. М., Наука, 1978, 392 с.
15. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовского ун-та, 1982, с. 7—64.
16. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983, 195 с.
17. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976, 279 с.
18. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972, 221 с.
19. Соколов Б. А. Эволюция и нефтегазопосность осадочных бассейнов. М., Наука, 1980, 243 с.
20. Строение и нефтегазопосность окраин континентов/А. Н. Волков, А. А. Гельганц, А. Ю. Юнов и др. М., Недра, 1981, 250 с.
21. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. «Черные сланцы» Бискайского залива и условия его образования.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазосносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 118—144.
22. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, 511 с.
23. Чехович В. Д. Тектоническая история Лид в мезозое и кайнозое.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 82—97.

24. Чистяков А. А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. М., Изд. ВИНТИ, сер. общая геология, т. 10, 1980, 164 с.

25. Arthur M., van Huene R., Adelseck C. Sedimentary evolution of the Japan forearc region off Northern Honshu, legs 56 and 57 DSDP, vol. 56-57, 1980, pp. 569-614.

26. Coastal sedimentary environments/R. Frey, P. Basan et al.—New York—Berlin: Springer Verlag, 1978, 420 p.

27. Cobbing E., Pitcker W., Wilson J. The geologic of the Western Cordillera of northern Peru. London: Oversea memoir, 5, 1981, 143 p.

28. Dickinson W. R., Rich E. J. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley, California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, pp. 3007-3024.

29. Embley R. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. Mar. geol., 1980, vol. 38, N 1-3, pp. 23-50.

30. Emery K. O. Stratigraphy and structure of pull-apart margins.—Amer. Assoc. Petrol. geol. Continuing education course note, ser. 5, Washington, 1977, pp. 3-27.

31. Friedman G., Sanders J. Principles of sedimentology. N.-Y.: J. Wiley and sons, 1960, 680 p.

32. Gealey W. Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 8, pp. 1183-1191.

33. Van Houten F. Triassic-liasic deposits of Morocco and Eastern North America, comparison. Bull. Assoc. Amer. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 1, pp. 79-99.

34. Karig D. Remnant arcs. Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 4, pp. 1057-1068.

35. Kelts K., Arthur M. Turbidites after ten years of deep-sea drilling-wringing out the mop?—SEPM spec. publication, 1981, N 32, pp. 91-127.

36. Martin A. K., Goodlad S. W., Salmon D. A. Sedimentary basin in-fill in the northernmost Natal Valley, hiatus development and Agulhas current paleoceanography.—Jour. Geol. Soc., 1982, vol. 139, N 2, pp. 183-201.

37. Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A. Sediments of the continental margin off the eastern United States.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 5, pp. 1315-1333.

38. Nagel U., Müller G., Schumann D. Mineralogy of sediments cored during deep-sea drilling project legs 58-60 in the north and south Philippine sea: results of X-ray diffraction analyses.—Init. rept. deep-sea drill. proj., vol. 60, Washington, D. S., 1982, pp. 415-453.

39. Nardin T., Hein F., Gorsline D., Edwards B. A review of mass-movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and basin-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems.—SEPM spec. public., 1979, N 27, pp. 64-73.

40. Ojakangas R. W. Cretaceous sedimentation Sacramento Valley, California.—Bull. assoc. amer. petrol. geol., 1968, vol. 79, N 8, pp. 973-1008.

41. Von Rad U., Einsele G. Mesozoic-cainozoic subsidence history and paleobathymetry of the northwest African continental margin.—Phil. trans roy. soc. London, 1979, A 294, N 1409, pp. 37-50.

42. Roberts D., Montadert L. Margin paleoenvironment of the northwest Atlantic.—Init. rept. deep-sea drill. proj., vol. 48, 1979, Washington, D. C., pp. 1099-1118.

43. Schlee J., Dillon W., Grow J. Structure of the continental slope off the Eastern United States.—SEPM spec. public., 1979, N 27, pp. 95-117.

44. Schweikert R., Cowan D. Early mesozoic tectonic evolution of the Western Sierra Nevada, California.—Bull. geol. soc. Amer., 1975, vol. 86, N 10, pp. 1329-1336.

45. Scatter J. G., Hellinger S., Tapscott Ch. The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic to present.—Jour. geol., 1977, vol. 85, N 5, pp. 509-553.

46. *Summary* of deep-sea drilling project, leg 67/R. Huene, J. Aubouin, J. Azema et al. La Jolla, California: University of California, 1979, 28 p.
47. *Ucupi E., Emery K., Bowin C., Phillips J.* Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal.—Bull. amer. assoc. petrol. geol., 1976, vol. 60, N 5, pp. 809—878.
48. *White S., Chamley H., Curtis D. et al.* Sediment synthesis: deep-sea drilling project leg 58, Philippine Sea.—Init. deep-sea drill. proj., vol. 58, Washington, D. C., 1980, pp. 963--1013.
49. *Winker Ch., Edwards M.* Unstable progradational clastic shelf margins.—SEPM spec. publ., 1983, N 33, pp. 139--157.
50. *Woods P., Brown R.* Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark bay, Western Australia.—In: Tidal deposits. Berlin, N.-Y., 1975, pp. 274—286.

- Абиссальная котловина** 161, 171
Авлагогены 14, 16—18, 62, 132, 162, 164—166, 172, 200
Аккреционная призма 31, 32, 148, 154, 193, 197
Активные окраины 7—9, 21—33, 69—85, 132
Аллювиальная равнина 103, 111, 166
Аллювиальные осадки 52, 103, 131, 139, 149, 165, 208
Аллювий глубоководный 206
Андрейский тип окраины 22, 75—79, 133, 179
Апвеллинг 77, 78, 91—101, 128, 150, 153, 174—176, 209

Бар устьевой 64
Бары береговые 38, 48, 64, 67, 126, 131, 170
Бичрок 49, 52, 60
Брекчированные осадки 109, 135, 151, 154

Вади 52, 56, 105
Взвесь 42, 60, 66, 155, 160, 167
Внутриконтинентальная сабкха 52, 105, 107, 167, 180
Водорослевые маты 67, 80, 111
Вулканическая островная дуга 8, 30, 31, 89, 151, 158—160, 187—189

Гемипелагические осадки 42, 50, 65, 78, 128, 129, 140, 151, 156
Глубоководный желоб 8, 22, 79, 140, 151, 198
Глубоководные конусы выноса 43, 64, 65, 78, 115, 117, 129, 156
Гравитационные потоки 40, 42, 50, 167, 187, 198, 213
Гравититы 129, 159, 160
Глауконитовые пески и алевроиты 74—75, 77, 78, 94, 98, 117
Глубоко врезанные в сушу заливы 66—68, 162, 164

Дебрис флоу 40, 43, 117, 156
Дельтовые отложения 109, 111, 114, 115, 136, 165, 186
Дефляционные площадки 52
Диатомовые илы и диатомиты 83, 88—90, 99, 100, 149, 153—156
Дюны песчаные 79, 80, 131
 — подводные 38, 64

Знаки ряби 136, 145

Зоны перехода от континента к океану 3, 5—38

Иловые холмы 48
Интеркласты 67

Каьоны подводные 42, 43, 64, 65, 81—83

Карбонатные формации 109—111, 113, 114
 — платформы 108, 115, 175, 200
Кокколитофоридовые илы 51, 150
Континентальные рифты 62, 165, 199, 200
Контурные подводные течения 44, 130, 178
Контуриты 44, 66, 82
Коралловые рифы 53, 103, 112, 113, 167
Косая слоистость 105, 111, 149

Лагуны 45, 48, 79, 80, 111, 124, 175
Лахары 76, 143

Мангры 52, 58
Марши соляные 37, 38, 48, 64, 80, 120, 131
Масс-флоу 40, 130
Магнезиальные глины 106, 124—127, 153, 173
Материковая окраина 5—12, 21—26, 30—32
Материковое подножие 43, 44, 115, 130
Материковый склон 20, 21, 39—43, 109, 113, 160
Мутьевые течения 41, 79, 145, 156

Невадийский тип окраины материков 24, 25, 79, 80, 160, 179
Нефелюидные слои 42
Нефтегазоносные бассейны 209—211

Обстановки осадконакопления 45—47, 213
Окраинные моря 8, 33, 155, 204—206
Оолитовые пески 58, 59, 109, 112, 174
Оползни подводные 40—43, 53, 81, 83, 148, 154
Органическое вещество 48, 92—96, 119—122, 170
Осадочные бассейны 125, 137, 151, 155
Островодужный тип окраины 33, 34, 90, 151

- Палящие тучи 76
Пассивные окраины 11—21, 35—68
Пелагические илы 129, 142, 158
Пеллетовые илы 48, 80
Песчаные валы 53, 67
Подводные долины 54
— песчаные гряды 38, 53
Прибрежные сабхи 167
Приливно-отливные равнины 37, 63, 80, 112, 130, 170, 186
Приливные русла 38, 175
Прирусловые валы 38, 63—65, 155
Птероподовые осадки 50
Пустынный загар 93, 94
- Ракушечники 67, 68
Регрессия 113, 167, 173, 174
Реликтовые осадки 38, 87, 94
Русла подводные 54, 65, 83, 140, 155
- Соловые озера 80, 180
Соленосные формации 106—109
Средиземноморский тип окраины 26—30, 69—75
Строматолитоидные образования 67, 68, 80
Структура осадков 98, 148
- Текстуры осадков 67, 97, 125, 156
Терригенные формации 114, 124, 135, 144
— осадки 93, 124, 131
Трансгрессия 122, 124, 131, 170—172, 177, 178
Трансформный тип окраины материков 11, 12
Турбидиты 39, 41, 44, 71, 111, 113, 115, 129, 147
- Фации 114, 120, 128, 148
Флишевые отложения 207, 208
Фораминиферовые осадки 51, 58, 94, 152
Формации осадочные 102, 178, 180—184, 206—208
Фосфориты 91, 99, 100, 103, 125, 208
- Холодные пограничные течения 92, 150, 178
- Циклит турбидитовый 39, 50, 54, 57, 115, 129, 151
- Шельф 20, 21, 38, 39, 58, 109, 129
Штормовые гряды 37

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Глава 1. Переходные зоны в областях с пассивным тектоническим режимом	5
Материковые окраины, краевые вулканические дуги, окраинные моря	5
Зоны преимущественной деструкции континентальной коры (пассивные окраины)	11
Глава 2. Переходные зоны в областях с активным тектоническим режимом	21
Зоны преимущественной деформации и скупивания континентальной коры	21
Зоны перехода в областях деструкции древней и формирования новой континентальной коры	30

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

НОВЕЙШИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ФОРМАЦИИ) В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Глава 3. Условия осадкообразования и фациальные характеристики осадков на пассивных окраинах материков	35
Окраины слабо активизированных (пенепленизированных) областей кратона	36
Окраины слабо активизированных областей кратона	45
Окраины эпиплатформенных орогенных поясов	51
Осадки на окраинах эпиплатформенных орогенных поднятий	56
Осадки на окраинах континентальных рифтов или авлакогенов	62
Глава 4. Условия формирования и типы осадков в зонах перехода с активным тектоническим режимом	69
Средиземноморский тип активной окраины	69
Андийский тип активной окраины	75
Активные окраины невадийского типа	79
Тихоокеанская окраина Камчатки	82
Условия седиментации на окраинах материков в переходных зонах, осложненных островными вулканическими дугами	85
Зональность осадкообразования на современных активных окраинах (на примере Тихого океана)	89
Глава 5. Осадочные образования в зонах регионального прибрежного апвеллинга	91

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Глава 6. Осадочные формации на пассивных материковых окраинах	102
--	-----

Глава 7. Осадочные формации на активных материковых окраинах в Тихом океане

- Зона перехода от Южноамериканского континента к Тихому океану (андийский тип окраины)
- Невадийские окраины Северной Америки
- Переходные зоны, осложненные островными вулканическими дугами Япономорский сегмент
- Сегмент Филиппинского моря

Глава 8. Геологическая история материковых окраин в позднем мезозое и кайнозое

- История пассивных материковых окраин в Атлантическом океане
- Мезо-кайнозойская история андийских и невадийских активных окраин в Тихом океане

Глава 9. Пути эволюции материковых окраин и формирование полезных ископаемых осадочного генезиса

- Особенности тектонического развития пассивных и активных материковых окраин в мезозое и кайнозое
- Сравнительный анализ формационного состава отложений на пассивных и активных материковых окраинах
- Осадочные полезные ископаемые материковых окраин
 - Пассивные окраины
 - Активные окраины

Заключение

Список литературы

Предметный указатель

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Александр Иванович Колюхов

**ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА
ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ**

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Персплет художника *А. С. Андреева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Н. В. Жидкова*
Корректор *К. И. Савенкова*

ИБ № 6568

Сдано в набор 25.12.86. Подписано в печать 19.03.87. Т-01615. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага кн.-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 14,0.
Усл. кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 15,80. Тираж 1160 экз. Заказ 1485/804-2. Цена 2 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ