

АКАДЕМИЯ

НАУК

СССР

А.А. Пронин

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ИСТОРИЯ ОКЕАНОВ
И ПРОБЛЕМЫ
СТАНОВЛЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ЛИТОСФЕРЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

А. А. ПРОНИН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ИСТОРИЯ ОКЕАНОВ
И ПРОБЛЕМЫ
СТАНОВЛЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ЛИТОСФЕРЫ

3944



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1982



Тектоническая история океанов и проблемы становления земной коры и литосферы. Пронин А.А. Л., "Наука", 1982. 248 с.

В работе охарактеризованы геологические результаты глубоководного бурения с корабля "Гломар Челленджер" в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах по состоянию на середину 1977 г. Установленные в кернах скважин перемены осадконакопления и структурные несогласия свидетельствуют об абсолютных поднятиях дна океанов и проявлении складчатостей в те же эпохи тектонической активизации земной коры мезозоя и кайнозоя, которые были выделены в более ранних книгах автора на континентах. Основной вывод сводится к утверждению существования единого ритма движений коры Земли в океанах и на материках и как следствие - единой тектонической структуры материковой и океанической коры. Изложен материал, касающийся сейсмической и геологической структуры коры Земли и высказано мнение о природе сейсмических границ в коре и верхней мантии, а также об основной тенденции становления литосферы Земли. Лит. - 710 назв., ил. - 21, табл. - 8.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А.Н. ХОДАЛЕВИЧ

Рецензенты: Л.В. АНФИМОВ, Н.К. БУЛИН

Труд А.А. Пронина (издающийся посмертно) посвящен дальнейшей разработке проблемы вещественного состава и структуры земной коры и их изменения в ходе геологического развития. В работе характеризуются геологические результаты глубоководного бурения с корабля „Гломар Челенджер“ в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, произведенного до середины 1977 г. Коррелируются перерывы и несогласия, установленные в кернах скважин, с синхронными перерывами, отмечающимися в мезозойских и кайнозойских образованиях на островах и приокеанских районах всех континентов. Приводятся данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в океанах по результатам работ 680 станций, а также большой материал, касающийся структуры земной коры как на платформах, так и в складчатых областях, возникших в различные этапы развития Земли.

На основе анализа и синтеза всех геологических и геофизических материалов А.А. Пронин приводит многочисленные и, как нам кажется, аргументированные данные, подтверждающие его представления о принципиальном сходстве состава и строения литосферы в пределах всей поверхности Земли и о неправомочности выделения самостоятельного „океанического типа“ земной коры.

Доказывая свои выводы, автор опирается на огромное количество фактов, указывающих на широкое развитие в коре океанических впадин на больших глубинах (включая глубоководные впадины) терригенных грубообломочных, угленосных и других образований, несомненно формировавшихся в мелководных (прибрежных) морских и континентальных условиях. Не менее важными аргументами в защиту точки зрения автора являются сведения о наличии ряда перерывов в позднемезозойских и кайнозойских отложениях коры океанов, синхронных перерывам на континентах, и о широком распространении пород кислого состава в глубинных частях океанов.

В противоположность мобилистическим представлениям А.А. Пронин приходит к выводу не только об однородности и однотипности земной коры в океанических впадинах и на континентах, но и о периодических поднятиях и погружениях дна океанов, причем наиболее устойчивые погружения, подтвержденные фактическим материалом, имели место в послетриасовое, послемеловое и послепалеогеновое время.

Вполне естественно, что не со всеми частными и общими выводами и утверждениями автора можно согласиться. К таким, например, относятся высказывания А.А. Пронина об отсутствии действительных границ разделов между разными по составу крупными слоями земной коры (границы „Мохо“ и „Конрада“); утверждение о первично расплавленном состоянии Земли и т.д. Однако отмеченные и некоторые другие, часто недоказуемые, а лишь постулируемые концепции автора не снижают ценности работы как сводки колоссального фактического материала по важнейшим дискуссионным проблемам планетарной геологии.

11 января 1980 г.

А.Н. Ходалевич

Современные океаны с их окраинными морями занимают около 71% площади земной поверхности, поэтому вполне естествен тот интерес, который в последние годы проявляется к геологии океанического дна и, в частности, к проблеме состава и структуры земной коры под океанами. Подавляющая часть геологов и геофизиков твердо убеждена в существовании особых — „континентального” и „океанического” — типов земной коры, обладающих принципиальными отличиями в составе и структуре образующих кору горных пород. Характеризовать эти различия, по-видимому, нет надобности — они общеизвестны.

Представление о геофизическом различии структуры коры на континентах и под океанами сформировалось в середине XIX в., когда Дж.Г. Пратт (Pratt, 1855, 1859a, 1859b, 1861) и Дж.Б. Эйри (Airy, 1855) при проведении триангуляции в Индии обнаружили отклонение отвеса от теоретического (расчетного) положения у подножия Гималаев и на уровне Индийского океана. В первом случае было установлено отсутствие положительной гравитационной аномалии, обусловленной влиянием массы Гималайских гор, а во втором — отсутствие отрицательной аномалии, вызванной различием плотности воды Индийского океана, близкой к единице, и высокой плотности горных пород, развитых на его дне. Эти два наблюдения послужили Пратту и Эйри основанием для выдвижения гипотезы изостатической уравновешенности коры Земли под континентами и океанами. Предположив такую уравновешенность, Эйри решил, что под Гималаями имеются „корни гор”, т.е. компенсирующий выступ коры внутри мантии, состоящий из легкого сиалического материала, Пратт же считал, что „корней гор” под Гималаями не существует, но сами горы сложены блоками горных пород, имеющих разную плотность. Схемы изостазии Пратта и Эйри позднее вошли во все учебники геологии и геофизики.

В первой четверти XX в. А. Вегенер (1925), исходя из гипотезы изостазии, разработал свою концепцию дрейфа сиалических глыб континентов по ложу океанов, состоящему из более плотных базальтовых пород. Гипотезы изостазии и дрейфа континентов пользуются признанием среди значительного числа геологов и геофизиков и в наши дни.

Автор настоящей работы на основании фактических геофизических и геологических материалов и некоторых общих принципов и методов исследования естественных наук, подобно А.Д. Архангельскому (1933), не считает гипотезы изостазии и дрейфа континентов необходимыми с точки зрения историко-геологического подхода к анализу всей совокупности известных на сегодняшний день фактических геологических данных и материалов глубинного сейсмического зондирования.

Прежде всего обращает на себя внимание наличие в земной коре под океанами слоев со скоростью распространения продольных сейсмических волн 5.5–6.5 км/с, т.е. таких, как в „гранитном” слое континентальной коры. В коре Атлантического океана такие слои, согласно ГСЗ, установлены нами в 66.3% общего числа станций наблюдений, а в Тихом океане – в 69.3%; мощность таких „гранитных” слоев в океанах местами достигает 17 км.

Нельзя также не учитывать данных седиментологических исследований, проводившихся в бассейнах осадконакопления мезозоя и кайнозоя, расположенных на океанических побережьях континентов и небольших островах в океанах, о поступлении со стороны всех современных океанов богатого кремнекислотой обломочного материала при образовании в этих бассейнах песчаников и конгломератов. В лавах и туфах вулканов некоторых океанических островов в ксенолитах в изобилии встречаются кислые глубинные магматические породы. Примерами таких островов в Атлантическом океане могут служить о-ва Вознесения и Исландия, на которых также широко развиты кислые вулканические породы *in situ*, в Индийском океане – о-ва Кергелен и Герд, в Тихом – о-ва Воскресения и Пасхи. Конкретные данные о слоях с „гранитными” скоростями в коре океанов, сведения о сносе обломочного сиалического материала и о ксенолитах кислых пород в лавах и туфах вулканов океанических островов приведены в более ранних работах автора (Пронин, 1973б, 1977, и др.).

Что касается гипотезы дрейфа континентов, то она в свете данных гравиметрии казалась безупречной в начале нашего века, когда еще не существовало методов определения радиологического возраста базальтовых пород ложа современных океанов, по которому якобы могут плавать континенты. В самые последние годы определение радиологического возраста базальтовых океанического дна показало, что: 1) из 376 определений радиологического возраста базальтов океанических островов и дна океанов 79.5%, по данным автора, относится к плиоцену и плейстоцену (Пронин, 1977) и 2) потоки, покровы лав и пирокласты на дне океана, так же как и на континентах, приурочены к различным стратиграфическим уровням разреза (от позднего триаса до плейстоцена) и чередуются с осадочными породами и осадками, а не образуют единой базальтовой плиты или „баземента” (по терминологии американских геологов и геофизиков), возраст которого увеличивается по мере удаления от срединно-океанических хребтов и приближения к окраинам материков или островным дугам.

Предлагаемая вниманию читателей работа посвящается также дальнейшей разработке проблемы периодичности тектонической активизации земной коры. Эта проблема рассматривалась автором в ряде публикаций (Пронин, 1969а, 1969б, 1971, 1973а, 1973б и др.). В них для фанерозоя было установлено 13 эпох тектонической активизации земной коры, имеющих на площадях континентов планетарное распространение. Когда писались упомянутые книги, данные по геологии дна океанов были весьма ограниченными и не позволяли переносить результаты исследований тектонических эпох континентального блока земной коры на акватории океанов. В настоящее время в связи с возросшим за последние годы интересом к геологии океанического дна информация о составе горных пород и структуре земной коры под океанами увеличилась, особенно резко с 1968 г., когда было начато глубоководное бурение со специально оборудованного корабля США „Гломар Челленджер“. В некоторых морях и во всех океанах, исключая Северный Ледовитый, к середине 1977 г. было проведено 54 рейса, в течение которых на дне океанов и морей пробурено около 430 скважин (с частичным поднятием керна) глубиной от немногих десятков до 1700 и более метров.

Изучение предварительных отчетов по каждому рейсу, а также первичных информации, публикуемых в журнале „Geotimes“, позволило сделать заключение о том, что в стратиграфических колонках отложений мезозоя и кайнозоя на дне океанов выделяются перерывы осадконакопления и структурные несогласия, включая и угловые, на тех же самых уровнях стратиграфических разрезов, на которых они установлены на материках. Следовательно, можно сделать вывод, что и на некоторых участках океанического дна имели место движения земной коры тех же эпох тектонической активизации, какие проявлялись и были описаны нами на площадях континентов. Это обстоятельство свидетельствует об едином ритме тектонических движений на всей поверхности планеты, а следовательно, противопоставлять состав и тектоническую структуру земной коры на материках и под океанами неправомерно.

При выделении эпох тектонической активизации в коре океанов мы принимаем следующие априорные предположения, которые, однако, обосновываются опубликованными данными по геологии и глубинному сейсмическому зондированию.

1. Географические черты лика Земли, такие как рисунок береговых линий морей и океанов, а также гипсометрическая и батиметрическая кривые земной поверхности в масштабе геологического времени довольно эфемерны и меняются в относительно короткие (с позиций геологии) временные интервалы.

Миоценовые отложения дна „океана“ Тетис – гаджская серия Индии, представленная толщей известняков с фауной аквитанского

и бурдигальского ярусов нижнего миоцена, — по свидетельству М.С. Кришнана (1954), ныне „вознесены” на вершины Гималайских гор.

„Великое средиземное море Тетис, — пишет М.С. Кришнан, — в третичном времени сначала обмелело, а затем его дно было приподнято и сжато с образованием горных хребтов. Третичные горные системы протягиваются от Пиренеев на западе до Гималаев и Малайской дуги на востоке.

Поднятие Гималайских гор происходило в течение четырех крупных периодов горообразовательных движений, разделенных промежутками покоя. Первый период поднятий, который может быть датирован поздним эоценом, проявился после отложения киртарских слоев. После того как были отложены гаджские и муррийские слои, в среднем миоцене был второй период поднятий. Эти поднятия были, вероятно, наиболее мощными из всех, так как в результате именно этих движений Гималаи приобрели свои основные черты” (1954, с. 316).

Авторы книги „Геологическое развитие Японских островов” (1968) на приложенной к работе палеогеографической карте раннего плейстоцена (рис. 27) на месте Цусимского пролива показывают перешийек, соединявший острова Японии с континентом Азии, а на карте конца плейстоцена (рис. 29) о-в Хоккайдо еще составляет с остальными островами Японии один большой остров, отделенный, однако, от Азиатского континента проливом. На севере о-в Хоккайдо (на том же рис. 29) соединен с Сахалином широкой полосой суши — прол. Лаперуза еще отсутствовал, он образовался только в голоцене. Эти проливы образовывались и закрывались на складчатом горном основании; так, п-ов Канин на побережье Баренцева моря был островом в историческое время.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что для превращения морского дна в высочайшие горные вершины потребовался промежуток времени в 5–10 млн лет, для изменения береговой линии Японии — в 1–2 млн лет, а для замыкания пролива, отделявшего о-в Канин от материка, — в сотни лет. Все это с достаточным основанием позволяет предполагать, что дно современных океанов в некоторые промежутки мезозойского и кайнозойского времени могло местами неоднократно превращаться в сушу и снова быть погруженным. Нет поэтому никаких оснований полностью отрицать вертикальные движения поверхности земной коры через уровень моря и в то же время допускать горизонтальные перемещения коры на тысячи километров, как это делается в некоторых построениях сторонников мобилизма.

2. Автором отрицается перманентность океанов и соответственно существование особого „океанического” типа земной коры.

Это положение проистекает из того логического вывода, что в геологической истории Земли был очень длительный период, когда на ее поверхности не существовало ни океанов, ни морей, а формирование первичной земной коры было обусловлено процессом гравитационной дифференциации вещества Земли в ее гравитационном поле.

Механизм разделения вещества планеты по плотности сводился к погружению тяжелых компонентов радиально вниз, в направлении центра земного шара, и к выносу легких — гранитофильных — компонентов в его самую периферическую часть, где они формировали первичную, сиалическую („континентальную“), кору. Этот механизм, вероятно, активно действовал только на ранних этапах геологической истории, а в замедленном темпе он действует, по-видимому, и до настоящего времени, поскольку ньютоновский закон всемирного тяготения является универсальным. Распределение материала Земли по плотности, вероятно, обусловило слоистую структуру твердого тела планеты в целом, и в частности образование в ее периферической сфере „гранитного“ и „базальтового“ слоев коры и верхней мантии, выделяемых методом ГСЗ и по данным сейсмологии.

Изучение материалов скважин глубоководного бурения, а также стратиграфических колонок островов и океанических побережий континентов позволило не только выделить по структурным несогласиям в кернах скважин те же эпохи тектонической активизации коры, которые, как уже упоминалось, были установлены нами на континентах, но и путем сравнения разрезов под дном океанов, на островах и на океанических побережьях континентов произвести надежную корреляцию структурных несогласий, обусловленных проявлением тектонической активности той или другой тектонической эпохи, и тем самым показать единый ритм во времени тектонических движений на суше и под дном океанов.

Пока что более или менее надежно удалось выделить только три из пяти эпох, объединенных нами в альпийский тектонический цикл (Пронин, 1973а, 1973б): 1) позднеальпийскую — по преднеогеновому или внутринеогеновым структурным несогласиям; 2) ларамийскую — по несогласию на границе верхнего мела и палеогена; 3) австрийскую — по несогласию или перерыву в осадконакоплении на рубеже раннего и позднего мела и (в значительной мере дедуктивно, по единичным колонкам скважин) 4) позднекиммерийскую (невадийскую) — по несогласию между верхней юрой и нижним мелом.

Напомним хронологические рамки каждой из перечисленных эпох тектонической активизации, как они были определены в книге автора (Пронин, 1973а), но с учетом тех уточнений, которые содержатся в работах Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова (1975), У.А. Берггрена (Berggren, 1972) и Дж.Е. ван Хинте (Hinte, van, 1976а, 1976б).

Позднекиммерийская (невадийская) эпоха продолжалась с начала титонского (портландского) века позднеюрской геологической эпохи до конца готеривского века раннего мела. В абсолютном летоисчислении это выразится примерно в 17–18 млн лет (приблизительно со 138 до 121 млн лет тому назад).

Австрийская эпоха соответствовала приблизительно времени с начала альбского века раннего мела до начала или середины туронского века позднего мела. Продолжительность в абсолютном лето-

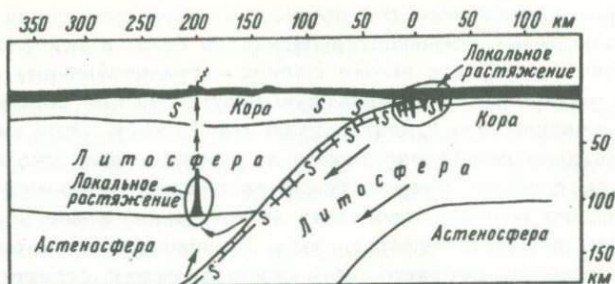


Рис. 1. Погружение океанической литосферы под континентальную в зоне Беньофа (Isaacks et al., 1968).

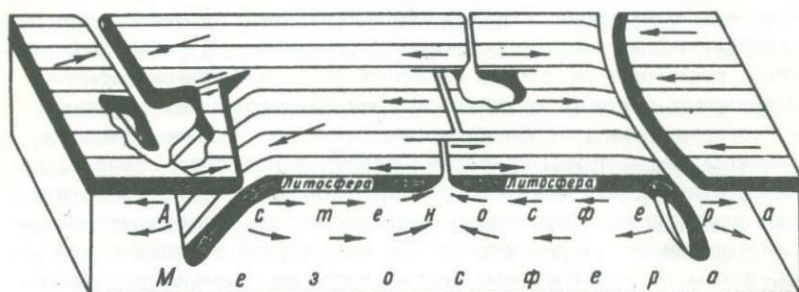


Рис. 2. Блок-диаграмма зон Беньофа и движения литосферы, астеносферы и мезосферы (Isaacks et al., 1968).

счислении - 16-18 млн лет (со 108 до 90 млн лет тому назад).

Ларамийская эпоха продолжалась со второй половины или начала маастрихтского века позднего мела до конца раннего эоцена. Продолжительность эпохи в абсолютном летосчислении оценивается в 20-21 млн лет (с 70 до 49 млн лет тому назад).

Позднеальпийская эпоха началась в среднем олигоцене и продолжается до настоящего времени. Продолжительность в абсолютном летосчислении около 35-32 млн лет. Возможно, что эту эпоху было бы целесообразно разделить на две - позднеальпийскую и гималайскую, включив в первую движения конца олигоцена и конца миоцена, а во вторую - движения плиоцена, плейстоцена и голоцена, и тем самым уравновесить длительность эпох со всеми остальными эпохами альпийского геотектонического цикла.

Кроме двух главных априорных допущений, положенных в основу настоящей работы, автор считает нереальным некоторые гипотезы "тектоники плит", сторонники которых убеждены, что это уже не гипотезы, а полностью и твердо доказанные теории. Для этого подчас подгоняются некоторые факты и полевые наблюдения.

Именно поэтому в построениях и выводах автора не находит места, во-первых, гипертрофированная роль туфидитовых, или суспен-

зионных, потоков, к услугам которых во всех затруднительных случаях прибегают геологи моря и геофизики за рубежом, приписывая им и эрозию океанического дна, и перенос на большие расстояния грубообломочного материала, и отложение „турбидитовых“ осадков, обладающих градиентной текстурой слоев. Во-вторых, автор отрицает существование одной из важнейших деталей механизма „тектоники плит“ — „зон Беньофа“ с наличием в них напряжений сжатия в земной коре и „всасывания“ в эти зоны литосферных океанических плит в целом с рыхлыми осадками дна океанов. Изучение литературных источников показывает, что глубоководные желоба в океанах, сопутствующие островным дугам или некоторым побережьям континентов (например, Перуанско-Чилийский жёлоб), под которые якобы проектируются зоны Беньофа, представляют собой многоступенчатые грабены, т.е. структуры, обусловленные силами растяжения в верхней части земной коры. Кроме того, длина глубоководных желобов, под которые проектируются зоны Беньофа, в несколько раз короче литосферных океанических плит, так что последние для „всасывания“ в мантию на отрезках побережий континентов, где глубоководные желоба отсутствуют, должны стучаться „в наглухо замурованные двери“. Не случайно, по-видимому, сторонники „тектоники плит“ избегают иллюстрировать идею „зон Беньофа“ на физико-графических картах океанов и изображают эти зоны на схематических профилях, подобных приведенному на рис. 1, или (в крайнем случае) на блок-диаграммах, как на рис. 2.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Предшествующие исследования

Проблема наличия перерывов и несогласий под дном глубоких частей современных океанов в литературе почти не освещалась. В тех немногих литературных источниках, которые в той или иной форме касались этой проблемы, имеются только отрывочные данные.

Впервые перерыв между миоценовыми и более древними отложениями в Атлантическом океане установили Т. Сайто и др. (Saito et al., 1966), которые опробовали грунтовыми трубами верхнемеловые (в 7 пробах — маастрихтские и в 1 — сеноманские), миоценовые (в 4 пробах) и плейстоценовые (в 18 пробах) отложения на площади океанического дна, ограниченной координатами 23–27° с.ш. и 71–75° з.д. Пункты отбора проб приведены в более ранней работе автора (1973б, с. 62, рис. 8). Т. Сайто с соавторами так характеризуют четыре упомянутые пробы миоценовых отложений: „Проба 21–229 (23°40' с.ш., 73°51' з.д.) с глубины 4782 м (длина колонки 399 см) состоит из чередующихся слоев фораминиферо-вого песка, лютита и слоев галечника; большинство галек — известняковые полуокатанные, многие покрыты корочкой окиси марганца; комплекс фораминифер определяет возраст отложений как тортонский; наличие переотложенных видов мела и эоцена и отсутствие олигоценых представителей среди фораминифер может свидетельствовать о налегании тортонских отложений в пункте взятия пробы на эоценовые.

Проба 21–243 (24°21' с.ш., 73°01' з.д.) с глубины 2564 м (длина колонки 426 см) сложена палево-бурыми лютитами, перекрывающимися чередующиеся слои фораминиферо-вых песков и палево-оливковых лютитов; в фораминиферо-вых песках встречаются также обломки пеллеципод и в небольшом количестве угловатые обломки известняка. Комплекс фораминифер определяет возраст отложений как бурдигальский (ярус миоцена). В пробе содержатся также планктонные фораминиферы мела и многочисленные мелководные бентонные фораминиферы эоцена.

Проба 22–10 (24°43' с.ш., 73°46' з.д.) с глубины 5130 м (длина колонки 900 см) содержит темно-бурые до серо-оранжевых лютиты, лежащие на палево-оливковых фораминиферо-вых песках и гравии. Ассоциация фораминифер определяет возраст отложений как нижнемиоценовый (аквитанский); присутствуют также виды фораминифер эоцена и мела (маастрихта), свидетельствующие, так же как

и в предыдущей пробе, о наличии под миоценом перерыва в осадконакоплении и стратиграфического несогласия.

Проба 22-11 (24°03' с.ш., 73°33' з.д.) с глубины 5158 м (длина колонки 834 см) состоит из темно-желто-бурых до светло-оливково-серых лютитов, перекрывающих чередующиеся слои грубо-зернистых песков, песчанистых лютитов и фораминиферовых песков. Комплекс фораминифер определяет возраст опробованных слоев как тортонский; встречаются также перетолженные фораминиферы маастрихта и эоцена" (1966, с. 1174).

Основные особенности всех четырех проб миоценовых отложений упомянутые авторы характеризуют так: „Одной характерной чертой этих четырех миоценовых проб является присутствие перетолженных *Pararotalia mexicana mecatepecensis* Nuttall - эоцено-олигоценовой бентонной фораминиферы. Расположение нижнемиоценовых проб и их сходный литологический состав показывают, что осадки, представленные в пробах, переносились в северном направлении из источника, расположенного южнее" (Saito et al., 1966, p. 1175).

Уместно отметить, что другой, не менее важной чертой миоценовых отложений для обсуждения проблемы тектонической истории океанов является наличие в составе фауны фораминифер нижнего миоцена многочисленных представителей перетолженных фораминифер эоцена и мела при полном отсутствии видов и родов олигоцена. Это обстоятельство позволяет предполагать, что в районе взятия проб в палеогене существовал мелководный морской бассейн, в котором обитали *Pararotalia mexicana mecatepecensis* Nuttall и другие мелководные формы и происходило накопление соответствующего мелководного типа осадков. К концу палеогена некоторые участки дна бассейна представляли собой сушу и после начала раннемиоценовой трансгрессии поставляли обломочный материал в образовавшиеся в результате трансгрессии морские бассейны, пока еще также мелководные.

Информация о перерывах и структурных несогласиях в отложениях под дном океана резко возросла после того, как в 1968 г. было начато глубоководное бурение с корабля „Гломар Челленджер". Первое обобщение данных о перерывах и структурных несогласиях под дном Атлантического океана было проведено А.К. Пиммом и Д.Е. Хейсом (Pimm, Hayes, 1972) в предварительном отчете о 14-м рейсе „Гломара Челленджера". На страницах отчета они так характеризуют установленные ими в кернах скважин перерывы и несогласия: „Крупные перерывы отмечены в скважинах глубоководного бурения во многих рейсах (1, 2, 3, 4, 11, 12, 13, 14). В итоге авторы пришли к заключению, что перерывы в Северной Атлантике явились результатом эрозии дна океана придонными океаническими течениями, а в Южной Атлантике они были обусловлены растворением карбонатного материала ниже уровня компенсации карбонатов кальция, отсутствием осадконакопления на Срединно-Атлантическом хребте и эрозией на поднятии Рио-Гранде" (Pimm, Hayes, 1972, p. 959). Результаты своих исследований А.К. Пимм

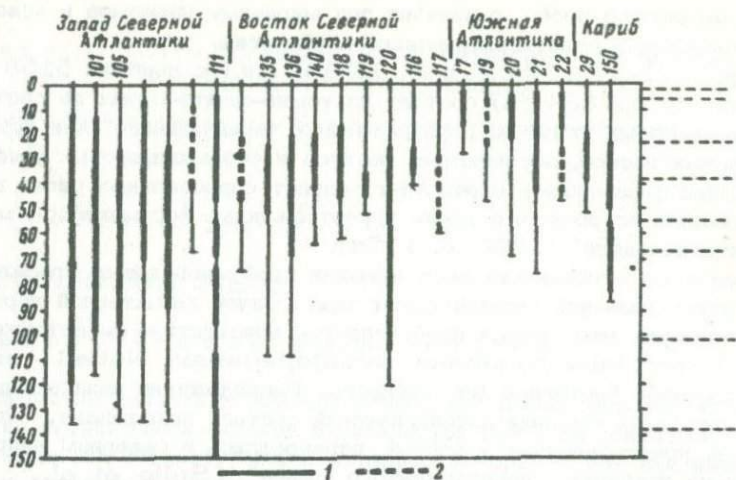


Рис. 3. Перерывы осадконакопления и структурные несогласия в кернах скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане (Pimm, Hayes, 1972).

Перерыв: 1 - установленный, 2 - предполагаемый.

и Д.Е. Хейс резюмировали в виде диаграммы, воспроизведенной нами на рис. 3.

На этой диаграмме выявляются следующие особенности перерывов в кернах скважин.

1. Перерывы имели различную длительность даже в скважинах, расположенных по соседству, в одном и том же регионе Атлантического океана, как, например, в скв. 17, 19, 21 и 22 в южной части океана.

2. В проявлении перерывов отсутствуют какие-либо следы или признаки синхронности не только в скважинах, удаленных на большие расстояния, но и в соседних скважинах, пробуренных в одном и том же районе его акватории.

Эти особенности перерывов обусловлены тем, что авторы связывают их возникновение не с тектоническими движениями земной коры в океанах, а, как было высказано ими выше, с глубоководной эрозией океанического дна, растворением карбонатного материала ниже поверхности компенсации карбонатов кальция и отсутствием осадконакопления на площади Срединно-Атлантического хребта.

Ни одна из причин образования перерывов, как это будет показано нами в следующем параграфе этой главы, не может быть, по нашему мнению, признана состоятельной.

Значительно более реалистически подошли к выяснению причин возникновения перерывов осадконакопления в отложениях кайнозойского возраста на дне Атлантического океана советские исследователи. Впервые обратил внимание на соответствие стратиграфических уровней перерывов осадконакопления и структурных несогласий

в кайнозойских отложениях под дном Атлантического океана момента проявления фаз складчатости альпийского тектонического цикла академик А.В. Пейве, который писал: „Хотя генезис перерывов в океанических осадках и неясен, но они удивительно совпадают по времени с фазами складчатости в Тетисе (разрядка моя, — А.П.). Да и сам хребет в сущности является, как я предполагаю, своеобразным складчатым сооружением альпийского возраста, возникшим в океанической коре” (1975, с. 11).

М.С. Бараш и В.М. Лавров (1976, 1977) связывают образование перерывов под дном Атлантики с проявлением тектонических движений, некоторых фаз складчатости альпийского геотектонического цикла. В первой из указанных статей они пишут по этому поводу следующее (Лавров, Бараш, 1976, с. 11, 12): „Таким образом, авторы полагают, что совпадение во времени некоторых этапов тектонического развития Срединно-Атлантического хребта, некоторых других районов океана и геосинклинальных областей суши свидетельствует о единой направленности развития земной коры. Возможно, Срединно-Атлантический хребет представляет собой мегаструктуру океанической стадии развития геосинклинали, ...последовательно объединенную в единый хребет кайнозойскими тектоническими фазами. Пиренейская фаза, интенсивно затронувшая лишь самую западную часть альпийского пояса Западной Европы, широко проявилась в северной и экваториальной частях Атлантического океана и привела к формированию Северо-Атлантического и Экваториального отрезков Срединно-Атлантического хребта.

В районах Южно-Атлантического хребта интенсивные тектонические движения проявились несколько позже, в олигоцене. Следует сказать, что не наблюдается временной корреляции неогеновых фаз тектонического оживления Срединно-Атлантического хребта с савской и штирийской фазами альпийского пояса Западной Европы, что согласуется с выводом А.Л. Яншина (1973) об отсутствии глобальной универсальности всех тектонических фаз”.

Из аннотации ко второй работе (Бараш, Лавров, 1977, с. 82) очевидно, что авторами „излагаются результаты биостратиграфического исследования известняков, поднятых в центральной части Срединно-Атлантического хребта. По фауне планктонных фораминифер устанавливается среднеэоценовый возраст пород. Показана связь обнажений эоцена с особенностями структуры. Предполагается, что обнажения эоцена либо связаны с «остаточными» блоками, не участвовавшими в спрединге, либо свидетельствуют о проявлении здесь кайнозойских тектонических фаз”.

Этими работами в сущности и исчерпываются литературные источники по проблеме перерывов и структурных несогласий в отложениях мезозоя и кайнозоя под дном Атлантического океана, в которых авторы рассматривают эти явления с историко-геологической, а не с геофизической точки зрения.

Выше отмечалось, что с объяснениями причин возникновения в Атлантическом океане перерывов и структурных несогласий, которые приводят А.К. Пимм и Д.Е. Хейс (Pimm, Hayes, 1972, p. 459), нельзя согласиться в силу нескольких обстоятельств. Во-первых, во многих районах расположения глубоководных скважин с перерывами в кернах непосредственно над поверхностью перерыва или под ней распространены мелководные осадки, а также фауна и флора. Например, в пробе А167-38 в районе скв. 99 и 101 с глубины 4630 м восточнее о-ва Большого Абако (координаты станции $26^{\circ}23'$ с.ш., $76^{\circ}14'$ з.д.) Д.Б. Эриксоном с соавторами (Ericson et al., 1952) подняты и описаны зеленые рифообразующие водоросли рода *Halimeda*, которые могут существовать только в просвечиваемой солнцем воде на глубинах в первые десятки метров; сомнительно, что на таких глубинах могут возникать мощные придонные течения, эродующие дно, тем более, что едва ли район скв. 99 и 101 с раннего мела и до миоцена (время, на которое по интерпретации Пимма и Хейса приходится перерыв в скв. 99 и 101) мог обладать условиями открытого океана, а не мелководного полузамкнутого моря. Во-вторых, во многих скважинах, например, в скв. 20 с координатами $28^{\circ}31.57'$ ю.ш., $26^{\circ}50.58'$ з.д., ниже поверхности несогласия присутствует мощная кора выветривания базальта, над которой залегает 20-метровый слой брекчии с остроугольными обломками базальта, стекла и мергеля. В-третьих, в скв. 22 с координатами $30^{\circ}00.31'$ ю.ш., $35^{\circ}35.15'$ з.д. глубоко под дном океана установлена кавернозная поверхность выщелачивания твердого пясчег мела, которая могла возникнуть только в субаэральных условиях. В-четвертых, наличие в осадке пластичного аргиллита в скв. 27 с координатами $15^{\circ}51.39'$ с.ш., $56^{\circ}52.76'$ з.д., где глубина океана достигает 5251 м, и на глубине 249 м ниже дна океана — пирита, глауконита и обрывков древесины также может свидетельствовать об отложении включающего их аргиллита только в условиях мелководья и о близости суши.

По-видимому, четыре перечисленных факта свидетельствуют о том, что перерывы осадконакопления и структурные несогласия в отложениях под дном Атлантического океана обусловлены не подводной эрозией океанического дна в его северной части и на поднятии Рио-Гранде, не растворением карбонатного материала и не отсутствием осадконакопления в южной части океана, как предполагают Пимм и Хейс, исходя из идеи перманентности океанов, а периодическими поднятиями и складчатостями мезозоя и кайнозоя в течение эпох тектонической активизации земной коры (так же как это было и на континентах). В предыдущих публикациях автора (Пронин, 1973б, 1977 и др.) неоднократно подчеркивалось, что Атлантический океан в его современной конфигурации сформировался только в неогеновое и четвертичное время, а в мезозое и палеогене на его месте располагались крупные массивы суши и мелководные

моря с нормальной, пониженной или повышенной соленостью (включительно до солеродных).

Перерывы в отложениях мезозоя и кайнозоя под дном современных океанов, в особенности длительные перерывы, охватывающие промежутки времени в десятки миллионов лет, в течение которых на других участках дна океанов накапливались мощные толщи морских осадков, являются одним из основных феноменов морской геологии. Эти перерывы и несогласия проявляются в разрезах (кернях) скважин в следующих формах: 1) выпадение из разреза некоторой биостратиграфической единицы (биозоны, горизонта или более крупных); 2) присутствие среди гомогенного комплекса фауны, руководящей для того или другого стратиграфического подразделения, элементов фауны более древней, но не из соседнего снизу стратиграфического подразделения, например присутствие среди миоценового ансамбля фауны представителей эоцена, палеоцена или мела; 3) наличие под поверхностью несогласия некоторых физических признаков, свидетельствующих в пользу проявления перерыва и несогласия, таких, например, как развитие кор выветривания под несогласным контактом или зоны выщелачивания или брекчирования, а выше перерыва — мелководных осадков и таких же организмов; 4) сочетание этих трех форм, что наблюдается в керне одной скважины крайне редко. Наиболее надежным, разумеется, является первый признак, но и остальные часто представляют достаточно убедительные примеры наличия перерывов и несогласий.

Позднеальпийское (преднеогенное) несогласие

При характеристике эпох тектонической активизации земной коры на континентах (Пронин, 1969а, 1969б, 1973а, 1973б) автор описывал эти эпохи в их хронологической последовательности — от более древних к более молодым. В океанах предпочтительнее принять обратный порядок, так как следы проявления тектонических движений раннемезозойских и палеозойских тектонических эпох под дном Атлантического океана вскрыты пока только в единичных скважинах.

Преднеогеновые перерывы в океане

Предмиоценовое или преднеогеновое несогласие было установлено во многих скважинах в отложениях под дном Атлантического океана не только при глубоководном бурении с судна „Гломар Челленджер“, но также и в нефтепоисковых скважинах на шельфе Северной Америки.

Наиболее ранняя информация об отложениях мезозоя и кайнозоя в пределах Большой Ньюфаундлендской банки была дана в 1970 г. Р.Д. Хови (Howie, 1970), описавшим разрез глубокой скважины

Мобил Сейбл-Айленд, расположенной приблизительно в 200 км от берегов Новой Шотландии на о-ве Сейбл. В этом разрезе вскрыты отложения от плейстоценовых до нижнемеловых, представленные преимущественно песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими на многих уровнях глауконит, пирит, углистые породы и тонкие пласты каменного угля. Толща верхнего мела (в отличие от многих других разрезов мира, представленных трансгрессивными карбонатными фациями) в этой скважине имеет терригенный состав с упомянутыми аксессуарами (минералы и углистый материал). Палеоцен состоит преимущественно из аргиллитов, но содержит также глауконит и пирит. Сходный состав имеют отложения нижнего эоцена и олигоцена, где помимо глауконита и пирита отмечаются также углистые породы и прослои угля. Толщи олигоцен-миоцена, миоцен-плиоцена и плейстоцена сложены почти целиком песчаниками, но также с глауконитом, пиритом и углистым материалом в виде углистости песчаников и тонких прослоев угля, по одному из которых можно наметить предмиоценовый перерыв, хотя здесь он имеет условный характер, так как по фациальному типу все отложения, вскрытые скважиной, могут быть неморскими.

Дж.А. Бартлетт и Л. Смит (Bartlett, Smith, 1971) приводят описание двух скважин, пробуренных в океане в пределах Большой Ньюфаундлендской банки с нефтепоисковыми целями: это Гранд-Фоллс в пункте с координатами $45^{\circ}28.48'$ с.ш., $52^{\circ}00.03'$ з.д. и Торсхов в пункте с координатами $44^{\circ}11.14'$ с.ш., $52^{\circ}23.42'$ з.д. Глубина первой скважины от поверхности дна около 1600 м, второй — 1500 м. В обеих скважинах вскрыта предмиоценовая эрозионная поверхность: в первой — на глубине около 270 м от дна, а во второй — на глубине 870 м. Установлено, что нерасчлененный, сложенный известковистыми глауконитовыми песчаниками средний и верхний миоцен лежит на эродированной поверхности пород интраэоцена. Самые нижние слои среднего миоцена образовались, по мнению авторов, в континентальных условиях. В частности, они отмечают (с. 65), что как предмиоценовый, так и все другие перерывы осадконакопления (предэоценовый, предпалеоценовый, предверхнемеловой, предсреднемеловой и преднижнемеловой) образовались вследствие субаэральной денудации и эрозии в гумидной климатической зоне.

Подобное представление Дж.А. Бартлетта и Л. Смита серьезно подкрепляет наши предположения об эрозионной природе перерывов и несогласий в ядрах скважин и под дном глубоких частей океанов и находится в противоречии с представлениями Пимма и Хейса о том, что перерывы и несогласия обусловлены глубоководной эрозией и растворением карбонатов ниже уровня компенсации карбонатов кальция.

Л.Г. Кинг с соавторами (King et al., 1974) по скважинам на шельфе Новой Шотландии и профилям сейсмического зондирования установили предпалеогеновое и предплиоценовое несогласия.

В пределах банки Джорджес Дж.А. Кэшмен (Cushman, 1936) еще в 30-х годах отметил отсутствие фораминифер миоцена, что

дало ему повод предполагать, что плиоцен лежит здесь на домиоценовом основании и что в миоцене здесь была суша.

Всего к середине 1977 г. по выборкам из описания рейсов „Гломара Челленджера“ в журнале „Geotimes“ в Атлантическом океане пробурено около 90 скважин; преднеогеновые несогласия с учетом тех критериев их установления, о которых упоминалось выше, более или менее надежно установлены в 54. Для показа степени достоверности наших предположений о синхронности проявления колебательных и складчатых движений в позднеальпийскую эпоху тектонической активизации земной коры на континентах и океанах ниже дается сжатое описание колонок скважин с преднеогеновым перерывом осадконакопления и структурным несогласием по материалам описания скважин в предварительных отчетах или информации в журнале „Geotimes“.

Скважина 10 ($32^{\circ}51.73'$ с.ш., $52^{\circ}12.92'$ з.д., глубина океана 4612 м, глубина скважины 459 м). М.Н.А. Петерсон и другие исследователи (Initial Reports..., 1970, vol. II, p. 213) пишут: „Согласно данным о фауне фораминифер, олигоцен в скв. 10 практически отсутствует“.

Скважина 13 ($6^{\circ}02.40'$ с.ш., $18^{\circ}13.71'$ з.д., глубина океана 4585 м, глубина скважины 145 м). А.Е. Максвелл с сотрудниками (Initial Reports..., 1970, vol. III) так характеризуют интервал скважины, в котором обнаружен премиоценовый перерыв осадконакопления (с. 32): „В образцах найдены радиолярии *Pipittella prismatica* Heackell, *Lychnocanium forcipata* Heackell, *Timpanidium binoctonum* Heackell, *Calocyclas aff. virginis* Heackell, *Orosцена carolae* Friend a. Riedel, *Orodapis spongiosa* Friend a. Riedel, *Oropagis dolium* Friend a. Riedel, а также многочисленные переогложенные радиолярии среднего эоцена. Возраст приведенного комплекса раннемиоценовый (аквитанский). Известковый нанопланктон включает *Cyclococcolithes neogammation* Bramlette a. Wilcoxon, *Discoaster druggy* Bramlette a. Wilcoxon, *D. chalingere* Bramlette a. Wilcoxon, *D. deflandrei* Bramlette a. Riedel, *D. adamantius* Bramlette a. Wilcoxon. Эта флора нижнемиоценовая (аквитанская) и, возможно, представляет верхнюю часть зоны *Triquetrorhabdulus carinatus* Брамлетта и Вилькоксона...“

Ансамбль микрофоссилий и литология свидетельствуют, что он относится к нижнемиоценовым слоям, несогласно покрывающим среднеэоценовый радиоляриевый ил“.

Несмотря на то что скважина расположена в глубокой котловине Сьерра-Леоне, более чем 400 км от берегов этой страны, в ее разрезе, так же как и на побережье Африки, нижний миоцен налегает на средний эоцен с выпадением всего олигоцена и верхнего эоцена.

Скважина 14 ($28^{\circ}19.89'$ ю.ш., $20^{\circ}56.46'$ з.д., глубина океана 4343 м, глубина скважины 107.0 м). В описании скважины заслуживает внимания подстрочное примечание (с. 85), в ко-

тором авторы (те же, что и описания скв. 13) отмечают наличие среди комплекса миоценовой фауны элементов фауны планктонных фораминифер маастрихта.

Скв а ж и н а 18 ($27^{\circ}58.72'$ ю.ш., $8^{\circ}00.70'$ з.д., глубина океана 4018 м, глубина скважины 178.0 м). В 0,4 м от дна скважины вскрыт выветрелый базальт с крупнокристаллическим мрамором (кальцитом), заполняющим жилы в породе. Нижнемиоценовый фораминиферовый писчий мел лежит непосредственно на коре выветривания базальта.

Скв а ж и н а 19 ($28^{\circ}32.08'$ ю.ш., $23^{\circ}40.63'$ з.д., глубина океана 4677 м, глубина скважины 140,9 м). Миоценовые отложения в разрезе скважины по мнению авторов описания ядра отсутствуют, а над верхним олигоценом левот плейстоценовые темно-красные и серо-красные аргиллиты мощностью около 25 м, содержащие от 15 до 25% гематита и до 5% фосфата. На глубине около 60 м от дна встречен тонкий (около 5 см) прослой мела с *Braarudosphaera rosa*, обитающей, по данным авторов описания, на глубинах около 10 м. Возможно, что поверхность несогласия совпадает со слоем гематитовых аргиллитов, если последние являются латеритной корой выветривания, но тогда несогласие будет не преднеогеновым, а предплейстоценовым; впрочем, так как аргиллиты совершенно лишены органических остатков, то они, так же как и в соседней скв. 20, могут быть и плиоценовыми. Этот вопрос остается открытым.

Скв а ж и н а 20 ($28^{\circ}31.51'$ ю.ш., $26^{\circ}50.58'$ з.д., глубина океана 4500 м, глубина скважины — по дублетной скв. 200 — 72,2 м). В разрезе скважины, так же как и в скв. 19, полностью отсутствуют миоценовые отложения, а на верхний олигоцен налегают мергелистые аргиллиты плиоцена с флорой нанопланктона; выше лежат сходного типа аргиллиты плейстоцена мощностью около 0,4 м. Интерес здесь представляет не только предплиоценовый перерыв осадконакопления с выпадением всего миоцена, но и наличие в нижней части скважины над выветрелым базальтом довольно мощного слоя (до 20 м) брекчии, состоящей из обломков вулканического стекла и мергеля. Возраст базальта, по мнению авторов описания скважины (А.Е. Максвелл и другие; *Initial Reports...*, 1970, vol. III), маастрихтский. Появление на больших глубинах в океанах толщи брекчий с остроугольными обломками пород представляет большую загадку, так как при непрерывном осадконакоплении такого типа брекчии едва ли могут образоваться. На суше брекчии чаще всего свойственны корам выветривания или зонам выщелачивания легкорастворимых пород. Не исключено, что брекчия над базальтом в скв. 20 также может свидетельствовать о субаэральном выветривании базальта с сохранением только стойких к процессам выветривания осколков стекла.

Скв а ж и н а 21 ($28^{\circ}35.10'$ ю.ш., $30^{\circ}35.85'$ з.д., глубина океана 2113 м, глубина скважины 131 м). Миоценовые отложения в скважине также отсутствуют, а на средний эоцен здесь налегают морские осадки нижнего плиоцена.

Таким образом, перерыв осадконакопления в районе расположения скв. 19, 20 и 21 продолжался со второй половины эоцена до конца миоцена. Вероятно, поднятие Рио-Гранде в миоцене представляло собой обширный участок суши (большой остров или архипелаг), разделявший Бразильский и Аргентинский морские бассейны, являющиеся в настоящее время глубоководными котловинами океана. Большой интерес представляет находка в керне скв. 21 в маастрихтских и кампанских слоях многочисленных обломков (призм) раковин иноцерамусов и раковин бентонных фораминифер, свидетельствующих о существовании в конце позднего мела в районе скв. 21 (и следующей 22) условий мелководного моря с глубинами в десятки и, может быть, сотни метров.

Скв а ж и н а 22 (30°00.31' ю.ш., 35°35.15' з.д., глубина океана 2134 м, глубина скважины 242 м). Скважина прошла от 8 до 200 м по нижнемиоценовому нанопланктонному илу. Далее она пересекла основной маркирующий горизонт писчего белого мела с *Braarudosphaera* мощностью около 0,8 м; *Braarudoshiera* была также установлена в 6 м ниже маркирующего слоя в ассоциации с другими формами нанопланктона и слоистыми кремнями. Ниже располагается выщелоченная кавернозная поверхность твердого серого или темного писчего мела среднего эоцена.

Таким образом, предмиоценовый перерыв в районе расположения скв. 22 охватывает весь поздний эоцен и полностью олигоцен. Наличие выщелоченной кавернозной поверхности среднеэоценовых карбонатных пород с несомненностью свидетельствует о том, что эта поверхность подвергалась субаэральному выщелачиванию в течение позднего эоцена и всего олигоцена, т.е. на протяжении 23–24 млн лет.

Все скважины, от 14-й на востоке и до 22-й на западе, пробуренные в течение 3-го рейса „Гломара Челленджера“, расположены на одной субширотной линии, пересекающей Срединно-Атлантический хребет и соседние глубоководные котловины. Как свидетельствуют приведенные данные, предмиоценовое или внутримеоценовое несогласие документируется с различной степенью достоверности почти во всех скважинах этого рейса. В одних оно представлено стратиграфическим перерывом, охватывающим олигоцен или миоцен или верхнюю часть первого и нижнюю часть второго, в других (хотя перерыв и отсутствует) на границе олигоцена и миоцена получают распространение очень мелководные фации с *Braarudosphaera rosa*, формировавшиеся, как упоминалось, на глубинах моря около 10 м.

Учитывая очень широкое латеральное распространение в Атлантике на рубеже олигоценовой и миоценовой эпох условий мелководья или даже континентальных, мы вынуждены допустить, что эти условия могли возникнуть только в связи с поднятием на обширных площадях поверхности земной коры в позднеальпийскую эпоху ее тектонической активизации; предположения, что это несогласие могло быть обусловлено донными течениями, суспензионными потоками или растворением карбоната кальция ниже уровня его компенсации,

кажутся невероятными, если учесть масштабы этого явления. Это не следует понимать в том смысле, что мы предполагаем поднятие дна океана почти на всей его площади. Судя по тому что только около 50% скважин вскрыло предмиоценовое несогласие, необходимо заключить, что на половине площади акватории Атлантики дно либо не испытывало поднятия, либо если и поднималось, то не достигало уровня моря.

Кроме скважин, пробуренных во время 3-го рейса „Гломара Челленджера“, большой интерес для суждения о физико-географических условиях на площади современной акватории Атлантики представляют другие скважины, пройденные здесь в последующие рейсы.

С к в а ж и н а 23 (6°08.75' ю.ш., 31°02.60' з.д., глубина океана около 5079 м, глубина скважины 208 м). Особый интерес в этой скважине представляет наличие в интервале глубин 112.5 и 139.9 м в грубообломочном осадочном материале низов миоцена наряду с планктонными фораминиферами также крупных и мелких многочисленных бентонных мелководных форм, таких как *Miogypsina tani*, *M. „gunteri-tani“*, *Lepidocyclina anellei*, *Heterostegina antellea*, *Amphistegina taberana*. Примечательно, пишут авторы, что *Miogypsina tani* концентрируется на дне проб 4 и 5, тогда как предположительно более примитивные переходные формы *Miogypsina „gunteri-tani“* хорошо представлены в верхней части пробы 4. Это несоответствие вместе с тем фактом, что такие типичные мелководные формы ныне находятся на глубине, превышающей 16 400 футов, свидетельствуют, что в некоторые промежутки времени в течение миоцена эти нижнемиоценовые ископаемые были эродированы и перенесены подводными оползнями или суспензионными потоками в глубокое море. Это относится также к планктонным фораминиферам, так как они распространены в слоях песка. Последнему заключению авторов можно найти и другое толкование, не прибегая к услугам „вездесущих“ турбидитовых потоков.

С к в а ж и н а 25 (0°31.00' ю.ш., 39°14.40' з.д., глубина океана 1916 м, глубина скважины 66 м). В заключительной части описания керна скважины его авторы так характеризуют миоценовый и предмиоценовый интервалы разреза (Initial Reports..., 1920, vol. III, p. 589): „Около 150 футов ниже поверхности дна была вскрыта твердая порода, которая была почти лишена ископаемых и слагалась из мелких обломков твердого известняка с небольшим количеством мелового шламма (проба 5). Мягкие породы пробы содержат комплекс ископаемых преимущественно со среднемиоценовыми формами... Тонкий слой твердого известняка в той же самой пробе содержит плохо сохранившуюся планктонную фауну, которая в большинстве случаев неопределима, но, очевидно, включает некоторые домиоценовые (возможно, эоценовые) элементы. Этот слой известняка на глубине около 49 м налегает на обломочный мелководный водорослевый известняк с многочисленными известковыми водорослями — *Cumopolia mayaensis*, *Trinocladus* (?) sp., *Halemeda* sp., *Archaeolithotamnium* sp. — и не-

определимыми *Corallinaceae*. Фораминиферы редки и включают *Eofabiania* sp., *Amphistegina* cf. *lopeztrigoi* Palmer и неопределимые мелкие формы... Такой комплекс должен был обитать в очень мелкой воде... Преобладающая часть ископаемых указывает на эоценовый (раннеэоценовый?) возраст, хотя немногие водоросли... имеют скорее олигомиоценовый облик".

Приведенные данные о налегании известняка со среднемиоценовым комплексом форманифер на раннеэоценовый известняк позволяют уверенно выделить здесь предмиоценовый перерыв длительностью по крайней мере в 39–40 млн лет.

С к в а ж и н а 27 (15°51.39' с.ш., 56°52.76' з.д., глубина океана 5251 м, глубина скважины 475 м). В керне скважины отсутствуют явные следы предмиоценового несогласия, но для оценки фациальных и батиметрических условий в начале миоцена заслуживает внимания присутствие в осадках глауконита, пирита и обрывков древесных тканей, свидетельствующих об условиях мелководья и близости суши. Авторы описания кернового материала скважины, отмечая эти особенности в интервале глубин 235.3 и 249 м, предполагают, что нижняя часть этого интервала может быть или раннемиоценовой или олигоценовой.

С к в а ж и н а 29 (14°47.11' с.ш., 69°19.36' з.д., глубина океана 4247 м, глубина скважины 230 м). Характеризуя разрез скважины около нижней границы миоцена, авторы описания указывают, что хороший известковистый комплекс ископаемых обнаружен в песч. мелу на глубине около 116.7 м. Ниже располагается интервал, состоящий из однообразного цеолитового аргиллита, лишеного ископаемых, мощность которого не установлена. С глубины 122 м и до 229 м осадки представлены радиоляриевым илом низов верхнего и среднего эоцена. Таким образом, между самой глубокой пробой нижнемиоценовых отложений (116.7 м) и первой верхней пробой (122 м) низов верхнего или среднего эоцена непроверенный интервал скважины составляет всего лишь 5.3 м. Учитывая, что мощность других стратиграфических подразделений в этой скважине выражается несколькими десятками метров (плейстоцен и плиоцен около 30 м, миоцен не менее 40 м, средний эоцен около 100 м), нам кажется, что интервал в 5.3 м для всего олигоцена и верхнего эоцена слишком мал для того, чтобы предполагать в нем непрерывное осадконакопление от начала позднего эоцена до конца олигоцена включительно. Правдоподобнее допустить, что на каком-то уровне в этом интервале имеет место перерыв между нижнемиоценовыми и верхнеэоценовыми отложениями.

С к в а ж и н а 30 (12°52.92' с.ш., 63°23.00' з.д., глубина океана 1218 м, глубина скважины 430 м). Значительный интерес в этой скважине представляет указание авторов описания на наличие в низах миоцена в районе этой скважины глауконита, составляющего около 25% объема осадков, а также обломков раковин моллюсков, свидетельствующих о существовании в начале миоцена в районе скважины мелководных условий. Однако наиболее важно установление в этом районе (скважины 29–31) длительного пере-

рыва осадконакопления. На с. 592 авторы описания (Bader et al.; *Initial Reports...*, 1970, vol. IV) отмечают: „Важный перерыв существует между кровлей радиоляриевых ила и слоями пещего мела. Он явно включает верхний эоцен, полностью олигоцен и нижнюю часть миоцена (биозона *Globorotalia kugleri*)”.

В средних и северных широтах Атлантического океана преднеогеновое несогласие установлено в скважинах, пробуренных во время 11 и 12-го рейсов „Гломара Челленджера”, при этом в скважинах 11-го рейса в районах, прилегающих к побережьям США, предмиоценовый перерыв был очень длительным и охватывал весь поздний мел и палеоген, а иногда и миоцен.

Скважина 99А (23°41.14' с.ш., 73°50.99' з.д., глубина океана 4914 м, глубина скважины 248 м). Эта скважина вскрыла разрез поздней юры (оксфордского яруса) и раннего мела, над которым с большим перерывом лежат осадки плиоцена.

Скважина 101А (25°11.93' с.ш., 14°26.31' з.д., глубина океана 4868 м, глубина скважины 691 м). Скважина вскрыла в основании твердые серые и белые известняки титонского яруса верхней юры, которые покрываются толщей (около 350 м) терригенных темно-зеленых аргиллитов, богатых органическим детритом. Между глубинами 203 и 250 м происходит смена нижнемеловых аргиллитов гемипелагическими глинами миоцена. Авторы описания в предварительной информации (*Geotimes*, 1970, vol. 15, No. 7, p. 15) приурочивают к этому интервалу длительный перерыв осадконакопления.

Скважина 105 (34°53.72' с.ш., 69°10.40' з.д., глубина океана 5251 м, глубина скважины 633 м). На глубине около 280 м установлен длительный перерыв осадконакопления; в интервале 50 м возраст осадков изменяется от олигомиоценового до раннемелового. Ниже перерыва лежит мощная толща черных, богатых углистым материалом нижнемеловых сланцев, местами горючих, которые вниз быстро сменяются толщей известняков титонского и киммериджского ярусов, покрывающих известняки оксфордского яруса, содержащие повышенное количество глинистого материала. Оксфордские известняки покоятся на базальте, который вскрыт на глубине 621 м.

В скв. 105 заслуживает большого внимания наличие в нижнемеловых отложениях (на глубине около 280 м от поверхности дна или более 5500 м от уровня моря) горючих сланцев, образующихся в озерных или самых мелководных (паралических) морских условиях. Объяснить присутствие этих сланцев без допущения в период накопления растительного материала, образующего сланцы, поднятия поверхности дна океана до его уровня или даже выше его невозможно.

Скважина 111 (50°25.57' с.ш., 46°22.05' з.д., глубина океана 1811 м, глубина скважины 250 м). Геологические данные, полученные на основании бурения этой скважины, не менее важны для наших целей, чем материалы скв. 105. В разрезе скв. 111 установлены четыре перерыва осадконакопления и стра-

тиграфических несогласия, приуроченных к следующим уровням разреза: осадки плиоцена несогласно покрывают нижнеэоценовые цеолитовые аргиллиты, которые в свою очередь с перерывом лежат на песч. мелу маастрихта. На глубине 190 м маастрихтский мел несогласно покрывает мелководные доломиты, калькарениты и известняковые пески и ракушечники сеномана и более древние породы. Перерыв и несогласие, отмеченные на глубине 248 м, разделяют сеноманские карбонатные породы и байосские сланцы и песчаники с микрофлорой, среди которой обнаружены нижнекаменноугольные (миссисипские) формы, а также обломки каменного угля, которые позволяют предполагать, что среднеюрские терригенные породы налегают с большим несогласием на нижнекаменноугольные угленосные образования. Это пока первая скважина в Атлантическом океане, которая вне шельфа, хотя и по косвенным признакам; но показала возможность наличия в районе ее расположения под средней юрой нижнекаменноугольных угленосных образований.

Скважины 116 и 117 пробурены в пределах плато Роколл в пункте с координатами: скв. 116 - $57^{\circ}29.7'$ с.ш., $15^{\circ}55.5'$ з.д., а скв. 117 - $57^{\circ}19.5'$ с.ш., $15^{\circ}23.0'$ з.д. на глубинах океана 1161 и 1048 м соответственно. В скв. 116 был установлен перерыв и несогласие между нижним миоценом и средним олигоценом продолжительностью около 16-18 млн лет, а в скв. 117 - между нижним и верхним эоценом (с выпадением среднего) продолжительностью около 10 млн лет. Авторы описания скважин (Geotimes, 1970, vol. 15, No. 9) отмечают, что с палеоцена, когда дно океана располагалось над уровнем моря, до позднего эоцена, т.е. в течение около 55 млн лет, поверхность дна погрузилась приблизительно на 200 м; с позднего эоцена (39 млн лет тому назад) погружение дна продолжалось и к настоящему времени достигло в бассейне Хаттон-Роколл 1360 м.

Скважина 118 (Бискайский залив; $45^{\circ}2.9'$ с.ш., $9^{\circ}00.5'$ з.д., глубина океана 4901 м, глубина скважины 761 м). До глубины 685 м скважина пересекла пески и аргиллиты верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена, содержащего обломки минералов метаморфических пород шельфа Британских островов и, возможно, северо-западной части Испании. Упомянутые образования лежат несогласно на аргиллитах эоцена и палеоцена (?). Верхние 25 м содержат типичные серые или бурые лимонитизированные аргиллиты с панофлорой. Ниже развиты красные лимонитовые и гематитовые сланцы, не содержащие ископаемых организмов. На глубине 750 м скважина прошла через выветрелый базальт (силл?) и вошла в обожженный аргиллит, ниже которого снова вошла во второй покров (или силл?), где и остановлена.

Скважина 119 (Бискайский залив; $45^{\circ}02.3'$ с.ш., $7^{\circ}58.8'$ з.д., глубина океана 4447 м, глубина скважины 711 м). На глубине около 360 м в скважине установлен перерыв, разделяющий нижнеолигоценые и среднеэоценовые слои, имевший длительность около 13 млн лет. В течение этого периода, возможно, произошли поднятие вершины Кантабрийской подводной горы и ее

наклон. На глубине 711 м, в забое скважины, были вскрыты маастрихтские отложения.

Скважина 135 (35°20.80' с.ш., 10°25.46' з.д., глубина океана 4152 м, глубина скважины 623 м). Около 300 м скважина прошла по нанопланктонным илам и писчему мелу от плейстоценового до позднеолигоценового или раннемиоценового возраста. Приблизительно на глубине 300 м установлено несогласие, обусловленное проявлением тектонических движений между ранним эоценом и поздним олигоценом или самым ранним миоценом. Установлено в скважине и предпалеогеновое (ларамийское) несогласие, при котором нижний эоцен с большим перерывом в осадконакоплении налегает на кремнистые известняки и мергели нижнего мела.

Скважина 140 (21°44.97' с.ш., 21°47.52' з.д., глубина океана 4483 м, глубина скважины 651 м). Около 150 м скважина бурилась по нанопланктонному илу и писчему мелу плиоцена и около 60 м — по диатомовому илу миоцена. На глубине приблизительно 210 м расположена поверхность несогласия, отделяющего около 400 м кремнистых аргиллитов и сланцев с прослоями кремней, имеющих возраст от среднеэоценового до позднемелового.

После окончания 14-го рейса „Гломар Челленджер“ надолго покинул воды Атлантического океана и вернулся сюда только после 35-го рейса.

Во всех скважинах, пробуренных во время 36-го рейса „Гломара Челленджера“, авторы информации (Barker et al.; Geotimes, 1974, vol. 19, No. 11) отмечают (с. 18), что средний и верхний эоцен и нижний миоцен в них отсутствует. Это несомненно обусловлено проявлением эпейрогенических поднятий дна южной части Атлантического океана в позднеальпийскую эпоху тектонической активизации земной коры.

В 37-м рейсе было пробурено 5 скважин (332 А, В, 333, 334, 335), расположенных к западу от гребня Срединно-Атлантического хребта приблизительно на параллели 37° с.ш. Ни в одной из скважин не обнаружено преднеогенового несогласия, но некоторые особенности строения нижней части колонок скв. 332 и 333 представляют большой интерес. В этих скважинах вскрыта толща (мощностью около 200 м) базальтового щебня (брекчии?), переслаивающегося с нормальным карбонатным илом, содержащим органические остатки (наноплору). Без допущения неоднократного осушения дна океана, выветривания базальта и нового погружения дна объяснить это явление никакими подводными процессами невозможно.

Из 16 скважин, пробуренных в период 38-го рейса „Гломара Челленджера“, преднеогеновое несогласие в северной части океана установлено в скв. 336, 342, 345, 346, 347, 349, 352.

Скважина 336 (63°21.06' с.ш., 12°28.26' з.д., глубина океана 830 м, глубина скважины 515 м). Авторы описания скважины (Talwani et al.; Initial Reports..., 1976, vol. 38, p. 46) отмечают наличие перерыва и несогласия между олигоценом и плиоценом, обусловленного тремя возможными причинами: 1) прекращением осадконакопления в позднем олигоцене и отсутствием

его в течение всего миоцена; 2) аккумуляцией осадков до наступления опеденения и ледовой эрозией их в конце олигоцена; 3) отсутствием осадконакопления и эрозией в течение миоцена. Авторы не говорят, какое предположение они предпочитают.

Скв а ж и н а 342 ($67^{\circ}51.04'$ с.ш., $6^{\circ}06.64'$ в.д., глубина океана 1316 м, глубина скважины 170.5 м). В скважине не установлены отложения олигоцена, а миоценовые кремнистые илы налегают на базальт, который, по мнению авторов описания скважины, имеет радиологический возраст 44 млн. лет (средний эоцен).

Скв а ж и н а 345 ($69^{\circ}50.23'$ с.ш., $1^{\circ}14.26'$ з.д., глубина океана 3216 м, глубина скважины 802 м). В скважине установлено отсутствие верхней части толщи миоценовых осадков, а на низы миоцена налегает плиоцен, представленный фораминиферовыми и нанопланктонными илами с прослоями вулканического пепла.

Скв а ж и н ы 346, 347 (скв. 346 - $69^{\circ}53.35'$ с.ш., $8^{\circ}41.14'$ з.д., глубина океана 741 м, глубина скважины 187 м; скв. 347 - $69^{\circ}52.31'$ с.ш., $8^{\circ}41.80'$ з.д., глубина океана 762 м, глубина скважины 190 м). Обе скважины расположены по соседству на подводном хребте Ян-Майен. Авторы описаний отмечают, что осадки среднего миоцена до олигоцена (?), по-видимому, распространены в них приблизительно с 32 м до 120 м. Они состоят из песчанистого аргиллита и биогенных кремнистых илов, которые характеризуются высоким содержанием спикул губок. Грубый кластический материал, включающий валуны и галечник, присутствует в миоценовой (верхней) части толщи. На глубине 120 м находится важное несогласие, ниже которого располагаются образования эоценового возраста, состоящие из массивных терригенных песчаников и сланцев.

Скв а ж и н а 349 ($69^{\circ}12.41'$ с.ш., $8^{\circ}05.80'$ з.д., глубина океана 928 м, глубина скважины 319.5 м). Авторы описания так характеризуют здесь предмиоценовый перерыв (с. 539): „В скв. 349 несогласие на глубине 120 м особенно отчетливо выступает, будучи отмеченным приуроченностью к нему базального конгломерата. Ниже несогласия залегают нижнеолигоценовые или верхнеэоценовые слои“.

Скв а ж и н а 352 ($63^{\circ}21.06'$ с.ш., $12^{\circ}28.26'$ з.д., глубина океана 1018 м, глубина скважины 103.5 м, глубина скв. 352А - 122.5 м). Скважины расположены по соседству со скв. 336 и имеют идентичный разрез, охарактеризованный выше, при описании скв. 336.

Скважины 353-359 39-го рейса „Гломара Челленджера“ в южной части Атлантического океана описаны все в совокупности, поэтому, указав местоположение всех скважин, глубины океана в районе каждой скважины и глубины самих скважин, дадим сокращенное описание их, помещенное в журнале „Geotimes“ (1975, vol. 20, No. 3, p. 26-28).

Скв а ж и н а 353 - $10^{\circ}55'$ с.ш., $44^{\circ}02.25'$ з.д., глубина океана 5165 м, глубина скважины 384.5 м.

Скважина 354 - $5^{\circ}53.95'$ с.ш., $44^{\circ}11.78'$ з.д., глубина океана 4052 м, глубина скважины 900 м.

Скважина 355 - $15^{\circ}42.59'$ ю.ш., $30^{\circ}36.03'$ з.д., глубина океана 4896 м, глубина скважины 460 м.

Скважина 356 - $28^{\circ}17.22'$ ю.ш., $41^{\circ}05.28'$ з.д., глубина океана 3203 м, глубина скважины 741 м.

Скважина 357 - $30^{\circ}00.25'$ ю.ш., $35^{\circ}33.59'$ з.д., глубина океана 2109 м, глубина скважины 796 м.

Скважина 358 - $37^{\circ}39.31'$ ю.ш., $35^{\circ}57.82'$ з.д., глубина океана 5000 м, глубина скважины 842 м.

Скважина 359 - $34^{\circ}59.10'$ ю.ш., $4^{\circ}29.83'$ з.д., глубина океана 1658 м, глубина скважины 1070 м.

В обобщенном описании авторы так характеризуют основные геологические результаты бурения перечисленных скважин (Geotimes, 1975, vol. 20, No. 3, p. 26-28): „Самыми древними осадками, опробованными в рейсе 39, были крепкие известняки, обнаруженные на склоне хребта Сан-Паоло около южного края одноименного плато. Мы не имели возможности пробурить эти известняки, чтобы достичь толщи соли апт-альбского возраста, известной в этом регионе, или некоторых коррелятивных фаций этой соли. Древнейшие осадки, вскрытые при бурении, содержат позднеальбские кокколлиты и фораминиферы, указывающие на условия открытого моря с глубинами около 1000 м, поэтому бассейн был по крайней мере более глубоким еще в течение 5-8 млн лет после отложения соли. Однако залежь соли не могла формироваться в глубоководном бассейне; она должна была осадиться в мелководном бассейне, дно которого испытывало относительно слабое опускание со скоростью около 0.2 мм в год, что в конечном счете происходило в течение 5-8 млн лет. Черные и бурые аргиллиты и конгломераты с глинистыми «кокатышами» (с позднего турона до раннего коньяка), покрывающие верхнеальбские известняки, свидетельствуют о чередующихся восстановительных и окислительных условиях. Осадки скважин и на плато Сан-Паоло, и на поднятии Рио-Гранде показывают тенденцию перехода от полузамкнутых и иногда восстановительных условий и интенсивного поступления терригенного материала в коньякский век к условиям более открытого моря в течение сантона и раннего кампана... Западная часть поднятия Рио-Гранде, по-видимому, представляла собой массив суши с высотой поверхности до 2000 м, большая часть этой поверхности претерпела погружение под уровень моря в течение кампанского времени и ныне находится на 1800 м ниже его уровня... Поэтому влияние большого барьера при перемешивании приповерхностных слоев воды между северной и южной частями в юго-западном регионе Атлантики исчезло. Начиная с позднего кампана, осадки поступали в районы расположения скважин с поднятия Рио-Гранде и плато Сан-Паоло и были по типу пелагическим мелом и оозовыми илами с небольшой примесью терригенного материала...

Распространение региональных перерывов осадконакопления и структурных несогласий было установлено или допущено на основа-

нии изучения кернов скважин в среднем кампане (субгерцинская фаза движений в Западной Европе, — А.П.), на границе мела и третичного периода, на рубеже палеоцена и эоцена (ларамийская эпоха активизации движений, — А.П.), эоцена и олигоцена и в среднем миоцене (позднеальпийские движения, — А.П.). Досадно, что проявления региональных перерывов установлены в различных седиментационных обстановках. После установления нескольких перерывов в скважинах на топографических возвышенностях мы ожидали встретить более высокую степень эквивалентного по времени осадконакопления на абиссальных равнинах. Вместо этого мы обнаружили здесь те же самые перерывы или очень слабую норму седиментации на единицу времени. Возникает вопрос: где весь тот материал, который более или менее непрерывно был эродирован на суше и транспортировался в море? Можно ожидать, что пока еще неразбуренные континентальные окраины смогут дать удовлетворительный ответ на этот вопрос. Вскрытые же в скважинах перерывы являются свидетельством крупных изменений в характере циркуляции вод в Южной Атлантике, что в свою очередь было установлено изменением географии океанов и соседних массивов суши. Поэтому перерыв в кампанских отложениях на плато Сан-Паоло и поднятии Рио-Гранде мог означать активизацию донных течений, когда поднятие Рио-Гранде перестало быть большим препятствием для свободной циркуляции приповерхностных слоев вод между Северной и Южной Атлантикой в кампанское время. Могло быть более чем случайно, что перерывы соответствовали времени (согласно некоторым авторам) проявления больших изменений в движении плит и размеров спрединга.

Граница мела и третичного периода отмечена наличием перерыва в большей части проб керна, поднятых из глубоких частей океана; этот перерыв был более длительным в пробах, представляющих прогрессивно увеличивающиеся глубины. Многие морские биостратиграфы имеют тенденцию объяснять это с помощью теории повышения уровня поверхности компенсации карбоната кальция до освещаемой солнцем зоны океана. Тогда было время отсутствия накопления пелагических карбонатных осадков, вызванное резким падением температуры и массовым вымиранием известковистых планктонных организмов. Если бы повышение уровня поверхности компенсации карбоната кальция в отдельности было ответственно за образование перерывов в осадконакоплении, то на границе мелового и третичного времени мы могли бы ожидать образования пелагических аргиллитов, накопление которых могло продолжаться беспрепятственно. Мы перебурили этот интервал в пяти скважинах и вскрыли границу такого типа только в двух. В Бразильском бассейне мы обнаружили глины, не содержащие ископаемых, между датированным известняковым кампаном и некарбонатными биогенными осадками нижнего эоцена. На плато Сан-Паоло, однако, верхи маастрихта выпадают, а на карбонатный средний маастрихт непосредственно налегает самый ранний даний. Поэтому, хотя теория поднятия уровня поверхности компенсации карбоната кальция может

самостоятельно объяснить факты, имеющиеся в Бразильском бассейне, она не в состоянии сделать этого по отношению к осадкам в скважине на плато Сан-Паоло, несмотря на то, что мы привлекали для этого различные дополнительные механизмы. Мы считаем, что в качестве одного из таких механизмов могли быть придонные течения и что при этом предположение о поднятии уровня компенсации карбоната кальция способно объяснить перерыв на рубеже мела и третичного периода, если пересмотреть вопрос в свете присутствия на границе глинистых осадков.

В течение палеоцена во всех скважинах зафиксирована очень слабая седиментация, исключая плато Сан-Паоло, где она была неожиданно высокой, возможно в результате местных условий. Перерыв, обнаруженный на границе палеоцена и эоцена, не так резко выражен, как на рубеже мела и третичного периода. Несмотря на это он, по-видимому, является региональной особенностью Южной Атлантики и проявлен во всех наших скважинах...

Хотя эоценовое время, вероятно, было временем, когда осадки в Южной Атлантике накапливались более или менее быстро повсюду, мы обнаруживаем последовательную тенденцию к прекращению процесса осадкообразования или эрозии на границе эоцена и олигоцена... Для объяснения отсутствия осадков олигоцена в 3 или, возможно, в 4 наших скважинах мы могли бы привести примеры изменения количества поступающего с континента Южной Америки материала. Возможно также, что этот перерыв был эрозионным, связанным с направленным к северу донным течением, обусловленным олигоценовым оледенением Антарктиды. Мы не обнаружили олигоценовых отложений в Бразильском бассейне... Мы установили полный разрез олигоцена на поднятии, но вблизи него, в скв. 21, олигоцен отсутствует, а в скв. 22 представлен только верхнеолигоценовыми осадками. Устойчивое накопление хремнистых илов в течение позднеолигоценового времени имело место в Аргентинском бассейне.

Ранний миоцен характеризуется более высокой, чем средняя норма, интенсивностью осадконакопления в большинстве скважин; представлен он карбонатными и некарбонатными фациями как в бассейнах, так и на поднятиях. В среднем и в начале позднего миоцена наступил период менее интенсивного осадконакопления или прекращения седиментации (в одной или двух наших скважинах и в других, пробуренных в Атлантике в разные рейсы). Мы исследовали этот перерыв в скв. 354 на поднятии Цеара и обнаружили доказательство увеличившегося растворения в этот период карбонатов кальция, так же как и контролируемое течениями осадконакопление порядка 0,004 м в 1 млн лет. Поэтому среднемиоценовый перерыв мог быть связан с поднятием уровня компенсации карбоната кальция или с активизацией донных течений; мог он быть обусловлен и тем, и другим. В двух скважинах на поднятии Цеара и в Бразильском бассейне мы достигли базальтового фундамента... Микрофоссилии в скважине Бразильского бассейна показали на возраст осадков, покрывающих базальт, как на ранне-среднекампанский (76-80 млн лет)".

Таким образом, помимо позднеальпийских, предмиоценового и среднемиоценового перерывов осадконакопления и стратиграфических несогласий во всех или почти во всех скважинах, пробуренных в период 39-го рейса „Гломара Челленджера“, установлены также перерывы и несогласия, отвечающие ларамийской эпохе тектонической активизации (перерывы на границах мела и палеоцена или датского яруса и на границе палеоцена и эоцена). Перерыв в среднем кампане соответствует выделяемой в Западной Европе субгерцинской фазе тектонической активности по шкале Г. Штилле.

В 40-м рейсе „Гломара Челленджера“ были пробурены скважины 360–365. Все они расположены около западного побережья Южной Африки, между экватором и южным окончанием континента, в окрестностях г. Кейптауна, на глубинах от 1325 м (скв. 362) до 4549 м (скв. 361). Скважины, пробуренные в этом рейсе, не дали прямых указаний на наличие в отложениях дна океана ни преднеогенового, ни других перерывов осадконакопления, однако полученные геологические результаты позволяют по косвенным признакам подозревать проявление таких перерывов в различные отрезки мелового времени. Эти геологические результаты представляют для нас исключительный интерес. Авторы первичной информации о геологических результатах бурения скважин (Bolli et al.; Geotimes, 1975, vol. 20, No. 6, p. 22–24) пишут: „Большое количество необыкновенных и впервые выявленных литологических разновидностей керн было поднято в течение 40-го рейса. В нижней части скв. 361 (на глубине от поверхности дна около 1300 м и от уровня океана более 5850 м, — А.П.) в нижнеальбских отложениях были вскрыты сапропелитовые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и массивными песчаниками, а в скв. 364 в образованиях от верхнеаптских до нижнеальбских были обнаружены сапропелевые сланцы и мергелистые доломитизированные известняки, покрывающие соль. Вторая сапропелитовая пачка из верхнего альба до коньяк-сантона была вскрыта также в скв. 364. Сапропелевые осадки богаты пиритом и обрывками растений, указывающих на гумидные условия их произрастания. Особенно благоприятные условия существовали в районе скв. 361, где были вскрыты обломки дерева (теперь угля) до 10 см длиной. Такого рода осадки свидетельствуют, что целиком застойные сероводородные (euxinic) условия удерживались в течение большей части раннемелового времени как в бассейне Кейптауна, так и в бассейне Анголы. Судя по скв. 361, сланцы и песчаники заполняли в то время бассейны с невероятной скоростью — более 70 м в 1 млн лет. Придонная вода была, вероятно, такой кислой, что все наиболее стойкие известковистые микрофоссилии были растворены прежде их захоронения на дне бассейна; большинство сланцев лишено микрофоссилий. Хотя скважины не достигли фундамента, однако осколки базальтового стекла были обнаружены в песке наиболее глубокой пробы...

Бассейн Анголы в раннемеловое время был также застойным, но климат в нем не был близким к гумидному. Здесь формировались толщи эвапоритов большой мощности. Результаты бурения скв. 364

и датирование осадков по ископаемым, находящимся над поверхностью соляной залежи в Ангольском бассейне, показали время окончания отложения соли как начало позднего апта. С позднеаптского времени, когда Южная Атлантика расширилась, особенности циркуляции в районе скв. 361 создали условия для окислительных процессов в придонных водах. Отложение соли в Ангольском бассейне закончилось, но эвксинские (черноморские, восстановительные, — А.П.) условия удерживались в районе скв. 364 и в раннем альбе и вновь реставрировались в позднеальбское (до сантонского) время. Ясно, что между Ангольским и Кейптаунским бассейнами в то время существовал барьер и таким барьером был Китовый хребет...

Скважина 363 расположена в районе Китового хребта, непосредственно над магнитной аномалией $M=0$ в Кейптаунском бассейне, датированной в скв. 361 границей раннего апта. Таков же возраст древнейших фоссилий, обнаруженных в скв. 363, определяющих начало образования этой части Китового хребта...

Современные геофизические исследования показывают, что океаническая кора вдоль восточной части Китового хребта необыкновенно мощна, особенно на крутом северном уступе хребта, обусловленном, вероятно, наличием здесь трещиноватой зоны. Сильно выветрелые базальты и мелководные апт-альбские фоссилии были подняты с этого уступа при драгировании. Самая глубокая проба в скв. 363, отобранная ниже одной из вершин Китового хребта, включала калькарениты с окатанными зернами известнякового песчаника и небольшое количество фосфорита, свидетельствующих о близости источника мелководного материала.

Особые проблемы возникают при анализе разреза скв. 365, о которых авторы пишут следующее (Bolli et al.; *Geotimes*, 1975, vol. 20, No. 6, p. 23): „Фации, опробованные нами сразу же над залежью соли в скв. 364, были эвксинскими сапропелитовыми сланцами, переслаивающимися с доломитизированным известняком. Это была первая из двух эвксинских (черноморских) фаций, формировавшихся в Ангольском бассейне с позднеальбского до коньяк-сантонского времени. Скв. 365, из которой было отобрано только 7 проб, вскрыла второй интервал эвксинских (черноморских) фаций и закончилась в осадках, формировавшихся в окислительной обстановке между двумя эпизодами существования застойных условий. В скв. 364 главным типом осадков в этом интервале были известняки, а в скв. 365 в этом интервале лежат бурые или голубовато-серые до красновато-бурых аргиллиты со скудными планктонными микрофоссилиями, содержащие агглютинированные глубоководные фораминиферы. Эти осадки были отложены не глубже 400 м синхронных им известняков в скв. 364... Мы установили крупный цикл растворения в среднем миоцене, в среднем до раннего олигоцена и в среднем эоцене...

Разрезы скважин Кейптаунского бассейна (360 и 361), а также скважин Ангольского бассейна (364 и 365) показали, что западная континентальная окраина Южной Африки пережила интенсивное развитие в раннюю пору своей истории. Аптский клин сапропел-

левых кластитов в скв. 361 накапливался с ненормально высокой скоростью в течение 5 млн лет. Он заметно увеличивается по мощности в сторону континента, где его норма накопления должна быть даже большей. В скв. 364 синхронными фациями была соль, которая почти заполнила Ангольский бассейн, так что кровля соляной залежи расположена лишь на немногие сотни метров глубже, чем вершины Китового хребта, часть которых была в мелкой воде или даже временами осушалась...

Осадконакопление на континентальном шельфе с позднего мела было относительно одинаковым, но менее интенсивным в Ангольском бассейне, чем в Кейптаунском. Корродирующие холодные глубинные воды не распространялись в северную часть Кейптаунского бассейна, в район скв. 262, до эоцена, когда унаследованные воды течения Бенгуела начали достигать этой части. Донные и течения промежуточных глубин усилились в плейстоцене, вызвав эрозионные несогласия, что позволило нам достигнуть нижнемеловых отложений в скв. 361 и 363. Мы установили, что несколько сотен метров перекрывающих их пород были удалены в каждой из этих скважин, если судить по физическим свойствам, проявляющимся в сверхвысокой плотности близповерхностных осадков, опробованных в этих скважинах...

В течение аптского и альбского времени застойные бассейны открывающейся южной части Атлантического океана осели под тяжестью огромных количеств соли, органического углерода и других веществ, поступающих в бассейны... Бассейны были так велики, что экологический и климатический эффекты перемещения таких больших количеств соли и органического материала в этих циклах были очень значительными. Проблема должна будет сводиться к анализу баланса материала и необходимости оценки объема соли и органического вещества".

Исключительно интересные и важные для наших целей материалы были получены в 48-м и 50-м рейсах „Гломара Челленджера“ в северной и средней частях Атлантического океана. В процессе работ в 48-м рейсе были пробурены скв. 399-402 в Бискайском заливе и скв. 403-406 на юго-западном склоне банки Гаттон-Рокколл. Материал по всем скважинам настолько необычен, что автор во избежание возможного упрека в необъективной его интерпретации — решил изложить в сокращенном виде наиболее существенные результаты.

Скважина 400А (47°22.90' с.ш., 9°11.90' з.д., глубина океана 4399 м, глубина скважины 777.5 м). Рассматривая основные геологические материалы, авторы пишут (Montadert et al.; *Geotimes*, 1976, vol. 21, No. 12, p. 19): „Мы заложили скв. 400А точно к югу от террасы Мериадзек, в грабене между двумя наклонными, разделенными сбросами, блоками. Наша задача прежде всего заключалась в пересечении всей толщи предрифтовых осадков... Самым глубоким вскрытым горизонтом были апт-альбские углистые аргиллиты, ритмически переслаивающиеся с мергелистым мелом или известковистыми же алевролитами, образо-

вавшимися, вероятно, на глубине 2000 м... Перерыв осадконакопления продолжительностью в 30 млн. лет установлен между апт-альбскими черными аргиллитами и глубоководным верхнекампанским писчим мелом хорошо известной трансгрессии, но неясного генезиса. Резко выраженные несогласия установлены в третичных отложениях, в особенности в нижнем палеоцене, верхнем эоцене и нижнем олигоцене, связанные, по-видимому, с изменением океанической циркуляции, обусловленной в свою очередь колебаниями уровня компенсации карбонатов кальция, а также карбонатной и кремнистой продуктивности".

С к в а ж и н ы 402-402А (47°52.48' с.ш., 8°50.44' з.д., глубина океана 2339.5 м, глубина скв. 402А - 469.5 м). Те же авторы на с. 22 пишут: "Эти скважины были заложены в каньоне, на середине континентального склона Бискайского залива, и имели цель вскрыть мелководные эквиваленты более глубоководных фаций, достигнутых в скв. 400А и 401. Скважина 402А остановлена в нижнеаптских мелководных известняках. Вышележащие литофицированные апт-альбские черные сланцы с углистым материалом терригенного происхождения образовались на глубинах меньших, чем 200 м, и имеют ритмическую слоистость, сравнимую с той, которая наблюдалась в скв. 400А. Выше черных сланцев были обнаружены крепкие литофицированные кремнистые сланцы и известняки альбского возраста. Остается невыясненным, отражает литофикация этих сланцев субзаральное обнажение в течение некоторого времени или эффект действия подземных грунтовых вод. Снова в скважине был обнаружен перерыв осадконакопления над альбом, но здесь он распространяется в средний эоцен".

С к в а ж и н а 403 (56°08.31' с.ш., 23°17.64' з.д., глубина океана 2301 м, глубина скважины 489 м).

С к в а ж и н а 404 (56°03.13' с.ш., 23°14.95' з.д., глубина океана 2306 м, глубина скважины 389 м). Основные геологические результаты, по мнению тех же авторов, сводятся к следующему (с. 20, 21): "Скважины пробурены на рифтовой юго-западной окраине плато Роколл, около 30 км к востоку от самой старой магнитной аномалии (26), регистрируемой в соседнем участке океанической коры. Под обеими скважинами располагаются мощные толщи дельтовых отложений, которые несогласно перекрываются мало-мощной пачкой, содержащей в верхней части пелагические осадки, а ниже - терригенные. Наша главная цель состояла в том, чтобы определить природу несогласия и расположенных ниже его осадков и их отношение к рифтообразованию и спрингу между Гренландией и плато Роколл... Поскольку по техническим причинам скв. 403 была преждевременно закрыта, для достижения цели была пробурена рядом скв. 404 с меньшей глубиной... Перерывы в обеих скважинах были установлены между верхним миоценом и средним олигоценом, а также между средним олигоценом и средним эоценом. Однако в скв. 404 верхний миоцен покоится непосредственно на среднем эоцене. В обеих скважинах короткий перерыв, возможно, разделяет среднеэоценовый писчий мед и слабо фаунистически охарак-

теризованную толщу вулканогенных алевроитов и аргиллитов с глауконитом нижнего эоцена. Базальная часть разреза – самый нижний эоцен до самого верхнего палеоцена – содержит лигниты и конгломераты, указывающие на близкие к литоральным фациальные условия в скв. 404; возможно, они представляют собой кровлю упомянутой «цельтовой» формации».

С позиции «тектоники плит» образование в раннем эоцене или в самом позднем палеоцене в середине Атлантического океана лигнитов и сопутствующих им конгломератов необъяснимо. В равной мере необъяснимо и существование в двух по соседству расположенных скв. 403 и 404 двух перерывов осадконакопления (между поздним миоценом и средним олигоценом и между этим последним и средним эоценом, скв. 403) и одного более длительного (скв. 404). Объяснить образование перерывов усилением придонных течений или растворением карбонатов кальция ниже уровня их компенсации в соседних (расстояние 30 км) скважинах также нельзя.

Оба явления – образование лигнитов и конгломератов, с одной стороны, и различие в длительности перерывов в двух соседних скважинах (403 и 404), с другой – получают вполне удовлетворительное объяснение, если предположить абсолютное поднятие земной коры на плато Роколл в районе скв. 403 и 404 в самом раннем эоцене или в самом конце палеоцена. В период нахождения равнинной и низменной поверхности плато Роколл над уровнем моря на ней могли образоваться торфяники, превратившиеся в последствии в лигниты; при небольшом погружении в начале эоцена на этой поверхности в условиях мелководья формировались конгломераты, материал для которых поступал с остававшейся над уровнем моря части плато. Во время нахождения плато Роколл выше уровня моря район скв. 403 мог представлять собой дно грабена, сложенное породами среднего олигоцена, а район скв. 404 – вершину горста. Длительная денудация пенеппенизировала первоначально неровную поверхность, и когда в позднем миоцене она погрузилась ниже уровня моря, то верхнемиоценовые осадки в районе скв. 403 легли с менее длительным перерывом на среднеолигоценовые слои, а в районе скв. 404 – с большим перерывом на породы среднего эоцена.

Таким образом, в скважинах, пробуренных в период 48-го рейса «Гломера Челленджера», фиксируются четыре перерыва осадконакопления и структурных несогласия: 1) позднеальпийское, представленное перерывом в скв. 400, 403–406, как показано в колонках этих скважин на с. 20 информации, 2) ларамийское – в скв. 400, 401, 402, 406, 3) австрийское и 4) позднекиммерийское – в скв. 401.

Во время 50-го рейса в средних широтах Атлантического океана недалеко от западных берегов Африки были пробурены скв. 415 и 416. В обеих скважинах авторы описания (Y. Lancelot et al.; *Geotimes*, 1977, vol. 22, No. 4, p. 24–27) на графическом изображении колонок скважин показывают и позднеальпийское, и ларамийское несогласия, при этом перерыв позд-

неальпийской эпохи в скв. 416 показан под верхнеолигоценowymi слоями.

Особого внимания заслуживают результаты бурения скв. 417А и 417Д, пройденных в 51-м рейсе „Гломара Челленджера“ на южном склоне Бермудского подводного поднятия и охарактеризованных советским участником этого рейса В.Я. Русиновым.

Скважины были пробурены в районе с координатами $26^{\circ}06.63'$ с.ш и $68^{\circ}02.63'$ з.д. на расстоянии 450 м друг от друга, на глубине океана около 5500 м. Цель бурения скважин – изучение так называемого второго слоя океанической коры, залегающего под слоем уплотненных или полуплотненных осадков. По керну скважины установлена такая последовательность пород первого и второго слоев. Под четвертичными глинами залегают радиоляриевые и цеолитовые илы эоцена, которые покрывают с перерывом и несогласием в скв. 417А сильно выветрелый базальт, а в скв. 417Д – черные углистые среднемиоценовые аргиллиты. „В основании разреза осадочных образований, – пишет В.Я. Русинов, – встречены обломки измененных базальтов размером 2–6 см с закругленными краями и углами. Округлая форма обломков и их расположение непосредственно над покровом базальтов в осадках, обогашенных мелкообломочным базальтовым материалом, позволяют предполагать, что эти обломки образовались в результате волновой абразии и перемыва выветрелых и трещиноватых базальтовых пород на мелководье.

Характер подстилающих вулканических пород свидетельствует о том, что они подвергались интенсивному выветриванию. Признаки воздействия на породы глубинных гидротермальных растворов не наблюдаются. Некоторые особенности, например следы гематитизации (покраснения) в верхней части базальтов, позволяют предполагать воздействие окислительных процессов в период происходивших изменений. Вместе с находкой галек в кровле вулканитов этот факт подтверждает гипотезу о том, что современное океаническое дно приблизительно 100 млн. лет назад было поднято над уровнем океана или почти до его уровня. Значит, с того времени данный участок коры опустился на 5.5 км, причем, судя по различиям в изменениях, наблюдаемых по двум пробуренным скважинам, это опускание шло дифференцированно. Если блок пород, в котором находится скв. 417Д, опустился быстро и его базальты оказались погребенными под слоем осадков, то блок со скв. 417А, по-видимому, погружался медленнее, осадки сносились с поверхности базальтов течениями, а сама поверхность длительное время подвергалась волновой эрозии и химическому выветриванию. Этим можно объяснить относительную свежесть базальтов в керне скв. 417А“ (Русинов, 1978, с. 136).

Приведенные В.Я. Русиновым соображения вполне совпадают с представлениями автора о том, что в некоторые отрезки времени на отдельных участках поверхность океанического дна поднималась выше уровня моря и подвергалась субаэральному выветриванию и эрозии, как это имело место в районе скв. 417А и 417Д.

Глубоководное бурение с „Гломара Челленджера“ проводилось также в Мексиканском заливе, в Карибском и Средиземном морях.

1. Мексиканский залив. В Мексиканском заливе бурение проводилось в течение 2 рейсов: 1-го и 10-го, но бурение в 1-м рейсе было экспериментальным – осваивался технологический процесс кернового бурения в столь необыкновенных условиях, как дно морей и океанов. Рейс 10 был проведен после того как все операции глубоководного бурения были отработаны, и геологические результаты, полученные в этом рейсе, вполне надежны.

В заливе в 10-м рейсе было пробурено 12 скважин (85–97), предмиоценовое несогласие было установлено в 5 скважинах (97–94 и 86). Кроме предмиоценового эти скважины вскрыли и некоторые другие несогласия: 1) между палеоценом или эоценом и верхним мелом, соответствующее выделенной нами (Пронин, 1973а) ларамийской эпохе тектонической активизации земной коры; 2) между верхним и нижним мелом, отвечающее австрийской эпохе. Эти несогласия авторы информации (Worzel et al.; 'Geotimes, 1970, vol. 15, No. 6, p. 13) показали на схеме биостратиграфической корреляции (рис. 3, с. 13), воспроизведенной нами без изменений на рис. 4. В тексте все скважины описаны в обобщенном виде, поэтому здесь это описание не цитируется.

2. Карибское море. В Карибском море в 15-м рейсе „Гломара Челленджера“ пробурено 9 скважин (145–154), из которых преднеогеновое несогласие установлено только в двух – 148 и 150.

О перерыве в скв. 148 авторы информации пишут, что непрерывное опробование до 272 м вскрыло плейстоцен-плиоценовые мергели и аргиллиты, несогласно покрывающие толщу, которая содержит миоценовые, палеоценовые и меловые фоссилии (большая часть или все являются переотложенными) и состоит из вулканических песков и аргиллитов с небольшим количеством известняков.

Из приведенного описания можно сделать вывод о наличии в скважине двух перерывов и несогласий: первого – под плиоцен-плейстоценовыми мергелями и второго – под миоценом, внутри упомянутой толщи вулканических песков, аргиллитов и известняков, так как среди фоссилий здесь отсутствуют представители фаун олигоцена и эоцена.

Авторы информации считают, что в скв. 150, очевидно, отсутствуют олигоцен, значительная часть эоцена, большая часть палеоцена, возможно, маастрихт и кампан.

Из приведенного текста можно сделать вывод, что либо авторы предполагают налегание миоценовых отложений на сантонские, либо, судя по тому что они говорят о выпадении только некоторых частей эоцена и палеоцена, они допускают перерывы на границах палеоцена и эоцена и между эоценом и миоценом с выпадением олигоцена.

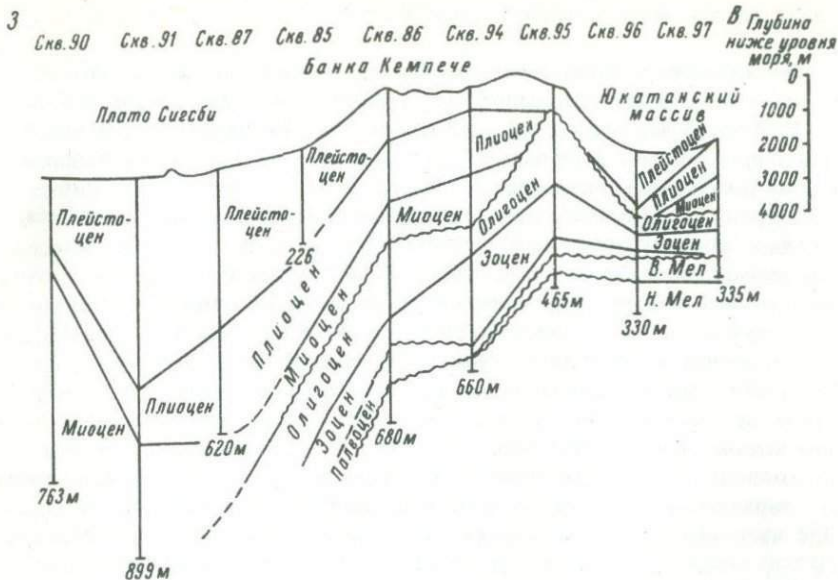


Рис. 4. Корреляция перерывов осадконакопления и структурных несогласий в отложениях под дном Мексиканского залива (Geotimes, 1970, vol. 15, No. 6).

В результате непрерывного опробования карбонатного разреза в скв. 151 ниже 302 м обнаружен перерыв, охватывающий интервал от низов олигоцена до середины эоцена. Другие, менее заметные несогласия проявлены в палеоцене.

Палеоценовые карбонатные отложения несогласно покрывают слегка известковистые аргиллиты позднего мела (сантонского яруса).

Несогласие в кровле мела отмечается резко выраженным слоем окремнелого фосфорита — «крепкой породы» (hard ground).

По-видимому, несогласие на рубеже мела и палеогена, а также упоминаемые авторами информации несогласия внутри палеоцена можно считать обусловленными проявлением тектонической активизации в ларамийскую эпоху тектонических движений альпийского геотектонического цикла.

С движениями той же ларамийской эпохи необходимо связывать и выделяемые авторами информации перерыв и несогласие в кровле меловых отложений в скв. 153, о которых они пишут, что на 610 м мергельная брекчия мощностью 14 см внутри пачки окремнелого мергеля соответствует границе мелового и третичного времени и заполняет некоторый временной интервал самого позднего маастрихта и наиболее раннего палеоцена.

Таким образом, в отложениях дна Карибского моря оставили следы тектонические движения двух выделенных нами эпох тектонической активизации — позднеальпийской и ларамийской.

3. Средиземное море. Бурение в Средиземном море проводилось в течение 13-го и 42А рейсов „Гломара Челленджера“. Геологические результаты 13-го рейса сжато освещены в работе автора (Пронин, 1977, с. 103). Здесь мы кратко остановимся на результатах рейса 42А, упомянув лишь три скважины с предплиоценовым перерывом.

Всего в рейсе 42А в Средиземном море было пробурено 8 скважин (371–378), в 3 из них (371, 372 и 374) показано несогласие между миоценом и плиоценом. О скв. 371, пробуренной у берегов Африки, авторы информации не упоминают. Скважину 372 они характеризуют так (Hsu et al.; *Geotimes*, 1975, vol. 20, No. 8, p. 16): „Бурение скв. 372 показало, что структурная эволюция Балеарской окраины (скв. 372 расположена к востоку от о-ва Менорка, – А.П.) была близка к установленной эволюции континентальных окраин атлантического типа. Накопление первых (олигоцен? и ранний миоцен) осадков контролировалось грабен-горстовой тектоникой, отражающей рифтообразование прежде раннемиоценового осадконакопления. Структура окраины была тогда перекрыта трансгрессивной серией в течение позднебурдигальского и тортонского времени. Изучение бентонных фораминифер показывает, что площадь поднятия Менорка уже в период трансгрессивной фазы находилась на батимальных глубинах (500–2500 м). Продолжавшееся погружение Балеарского бассейна, особенно в центральной части абиссальной равнины, обусловило накопление мощных эвапоритовой и плио-плейстоценовой толщ осадков...“

В скв. 373А под Тирренской абиссальной равниной был достигнут акустический фундамент. После проходки плио-плейстоценовой толщи мергелей, туфов и цеолитовых осадков на склоне подводной горы мы пробурили 200 м по базальтовой брекчии с известняковым цементом, покрывающей базальтовые лавовые потоки“.

Всего в Атлантическом океане с его окраинными морями, включая Средиземное, обособившееся от Атлантики только в плейстоцене, преднеогеновое несогласие (включая предмиоценовое, внутримиоценовые и предплиоценовое) вскрыто в 54 нефтепоисковых и глубоководных скважинах.

Если эти перерывы и несогласия рассматривать изолированно, как это делают геологи США – участники всех рейсов „Гломара Челленджера“, то образование перерывов в отложениях мезозоя и кайнозоя можно и не связывать с тектоническими причинами, а объяснять их возникновение либо усилением и ослаблением придонных океанических течений, либо растворением карбонатов ниже уровня компенсации карбоната кальция, что во всех известных нам случаях и делается.

Такой подход к проблеме перерывов и несогласий нам кажется методологически недостаточным; для того чтобы подойти ближе к истинной причине возникновения перерывов и несогласий под дном океанов и морей, необходимо произвести корреляцию стратиграфических уровней проявления перерывов и несогласий под океанами с уровнями таковых на континентах. Этому и посвящен следующий параграф.

Корреляция преднеогенового несогласия под океаном и на континентах

Для повышения степени аргументированности наших предположений о неправомерности противопоставления тектонической структуры и петрографического состава пород земной коры под океанами и континентами используем одинаковые стратиграфические уровни перерывов и несогласий под этими двумя важнейшими элементами земного лика и промежуточным звеном между ними – островами в океанах.

Острова в океанах – это тот элемент лика планеты, который одновременно принадлежит и суше и океану в том смысле, что на глазах человека многие вулканические конусы появлялись над уровнем моря, а многие острова вследствие ли эвстатических колебаний уровня океана или тектонических причин становились подводными банками или плато, т.е. дном океана. В связи с этим анализ уровней перерывов и несогласий в мезозойских и кайнозойских отложениях на островах для корреляции их с разрезами тех же отложений под дном океанов (в колонках буровых скважин) имеет важное значение, особенно для выяснения основных черт тектонической истории океанов.

Из литературных источников, в которых авторы касаются стратиграфических уровней перерывов и несогласий в разрезах мезозоя и кайнозоя островов Атлантического океана, и в частности преднеогенового несогласия, для наших целей наибольший интерес представляют следующие: К. Крейчи-Графа (Krejci-Graf, 1962) – о вертикальных движениях земной коры Макаронезии, П. Броннеманна и Д. Ригасси (Bronnemann, Rigassi, 1963) – по геологии и палеонтологии окрестностей г. Гаваны на Кубе, К.М. Худолея (Khudoley, 1967) – об основных особенностях геологии о-ва Куба, Э. Робинсона (Robinson, 1967) – о подводных оползнях белого известняка о-ва Ямайка, М.Д. Мюира и И. Бейкера (Muir, Baker, 1968) – о раннеплиоценовой флоре с о-ва Св. Елены, М.А. Итуральде-Винента (Ituralde-Vinent, 1969) – об основных чертах стратиграфии Кубы, Ф. Штрауха (Strauch, 1970) – о континентальном перешейке Туле между Европой и Америкой, И. Лейтца и М. Шварцбаха (Leitz, Schwarzbach, 1970) – о новых местах находок морских третичных образований на Атлантических островах, П.А. Роны и А.Дж. Нелуолка (Rona, Nalwalk, 1971), У.Г. Монро (Monroe, 1973) – о стратиграфии и перспективах нефтеносности среднетретичных пород о-ва Пуэрто-Рико, И.У.Д. Дальзила и др. (Dalziel et al., 1974) – о самом южном продолжении Анд – геологии о-ва Лос-Эстадос (Аргентина), Г.Е. Келлога (Kellog, 1975) – о третичной стратиграфии и тектонике Свальбарда и континентальном дрейфе.

Более старые источники по геологии островов океана перечислены в более ранней работе автора (Пронин, 1973б).

Работа К. Крейчи-Графа была уже прореферирована достаточно подробно (Пронин, 1973б, с. 136), поэтому здесь мы изложим

только основные выводы К. Крейчи-Графа, касающиеся предмиоценового несогласия в разрезах островов Атлантики, описанных в его упомянутой статье.

К. Крейчи-Графом были исследованы архипелаги островов Зеленого Мыса, Канарских, Мадейра и Азорских.

Острова Зеленого Мыса. Из островов этого архипелага миоценовые известняки распространены только на о-вах Маю, Боавишта, Сал, Сантьягу, Сан-Николау.

На о-ве Маю миоценовые известняки и калькарениты несогласно перекрывают выветрелую поверхность средней формации основных вулканических пород, возраст которой точно не установлен. На западном побережье острова подошва известняков обнажена и покрыта обломками известняков и коркой литотамний.

Сходная обстановка наблюдается и на о-ве Боавишта. У пос. Рабиля подошва миоценовых известняков расположена на высоте около 30 м над уровнем моря, а известняки лежат на вулканических породах средней формации.

На о-ве Сал денудационная поверхность под миоценовыми известняками располагается на горизонтально залегающем домиоценовом известняке с бедной фауной.

На о-вах Сантьягу и Сан-Николау миоценовые известняки несогласно залегают на древней и средней вулканических формациях и перекрыты породами молодой вулканической формации, отсутствующей на о-вах Сал, Маю и Боавишта.

Канарские острова. На Канарских островах, по данным Крейчи-Графа (Krejci-Graf, 1962, p. 86), предположительно среднемиоценовые отложения налегают, очевидно, с большим перерывом на габброидные породы неустановленного возраста.

П.А. Рона и А.Дж. Нелуолк (Rona, Nalwalk, 1971) устанавливают на о-ве Фуэртевентура крупное несогласие в плиоцене.

Архипелаг Мадейра. В статье К. Крейчи-Графа (Krejci-Graf, 1962, p. 102, 103) отмечается, что наиболее представительные выходы миоценовых отложений в пределах архипелага находятся на о-ве Порту-Санту. Здесь не менее чем в 15 пунктах обнажены миоценовые известняки и ассоциирующие с ними туфы с многочисленной и разнообразной фауной гельвета и тортона, однако об их взаимоотношении с подстилающими породами автор не упоминает.

Азорские острова. Предмиоценовая денудированная поверхность здесь представлена сильно выветрелыми базальтами, при этом кора выветривания, судя по скважинам на о-вах Сан-Жозе и Ковис, вскрывается на глубине 107 и 108 м. Миоценовые отложения, налегающие на эту поверхность на о-ве Санта-Мария, относятся по фауне моллюсков, иглокожих и рыб к среднему миоцену (виндобону), а по фораминиферам — даже к верхнему миоцену.

Сведения о предмиоценовом несогласии на других островах Атлантического океана носят отрывочный характер. Так, в работе П. Броннемана и Д. Ригасси (Bronneman, Rigassi, 1963) в окрестностях г. Гаваны отмечается угловое несогласие меж-

Название	Мощность, м	Возраст	Название	Мощность, м
?		Плиоцен	?	
Формация Камэй	170	Миоцен	Известняк Пансе	200-1000 ?
Известняк Айматав	200		Формация Мабар	
Известняк Агуадо	90-150			
Формация Мабар	170-300			
Известняк Лорес	0-500	Олигоцен	Формация Хуана Диас	0-700 ?
Песок Мукарабанес	0-300			
		Эоцен		
Разные формации			Разные формации	

Рис. 5. Перерывы осадконакопления и структурные несогласия в разрезе кайнозоя о-ва Пуэрто-Рико (Monroe, 1973).

ду формацией Консуэло олигоцена и формацией Гусилло нижнего миоцена.

По данным К.М. Худолея (Khudoley, 1967), неоген на Кубе (рис. 3, с. 675) во всех структурно-фациальных зонах отделен от олигоцена угловым несогласием, так же как и на Багамских островах.

Э. Робинсон (Robinson, 1967) описывает на о-ве Ямайка угловое несогласие между миоценовой толщей переслаивающихся известняков и мела с линзами кремней и плотными известняками среднеэоцен-олигоценного возраста.

Основные черты стратиграфии неогена Кубы описал М.А. Итуральде-Винент (Ituralde-Vinent, 1969), который, так же как и К.М. Худолей, в геосинклинальной зоне острова на большой площади отметил налегание миоцена и плиоцена с большим перерывом и угловым несогласием на породы верхнего мела.

У.Г. Монро (Monroe, 1973) исследовал стратиграфию и перспективы нефтеносности среднетретичных пород на о-ве Пуэрто-Рико. Выводы этого автора представлены на рис. 5.

М.Д. Мюир и И. Бейкер (Muir, Baker, 1968) изучили состав раннеплиоценовой флоры на о-вах Св. Елены, Вознесения, группы о-вов Тристан-да-Кунья, Гоф и Буве. На всех островах, кроме последнего, обнаружен одинаковый комплекс пыльцы и спор раннеплиоценового возраста, содержащихся в породах, несогласно покрывающих предположительно миоценовые образования на о-ве Св. Елены.

Г.Е. Келлог (Kellog, 1975) описывает стратиграфию третичных образований и тектонизм северных островов группы Свальбард

(острова арх. Шпицберген, о-в Медвежий и другие более мелкие). Преднеогеновое несогласие им не выделяется.

Ф. Штраух (Strauch, 1970) рассматривает проблему сухопутной связи Европы и Северной Америки по перешейку Туле в Северной Атлантике.

Таким образом, рассматриваемое преднеогеновое несогласие наблюдается на одном стратиграфическом уровне как в колонках скважин глубоководного бурения, так и в разрезах островов Атлантического океана.

На том же уровне оно наблюдается и в прибрежных районах континентов, прилегающих к Атлантическому океану, т.е. в восточных приатлантических районах Северной и Южной Америки, где развиты палеогеновые и неогеновые образования, а также в западных приатлантических районах Западной Европы и Африки. Корреляция уровня преднеогенового несогласия в колонках скважин глубоководного бурения и стратиграфических разрезов восточных прибрежных районов Северной и Южной Америки и западных прибрежных районов Западной Европы и Африки дана в более ранней работе автора (Пронин, 1973б, с. 141-146). Во всех этих районах преднеогеновое несогласие развито на том же уровне, что и под дном и на островах океана. Повторять здесь эту корреляцию совершенно нецелесообразно, поэтому мы отсылаем заинтересованных читателей к этой книге. Характеристику же позднеальпийской эпохи тектонической активизации мы завершим описанием продуктов островного вулканизма, связанного с этой эпохой, которые могут представлять интерес для обсуждаемой проблемы „единой коры“.

Неоген-четвертичный вулканизм „океанических“ островов

Неоген-четвертичные вулканы „океанических“ островов Атлантики, расположенных в пределах Срединно-Атлантического подводного хребта, периодически изливали не толеитовые базальтовые лавы, как им положено по канонам „новой глобальной тектоники“, а на всем пространстве от о-ва Ян-Майен на севере до о-ва Буве на юге наряду с базальтовыми в больших объемах производили кислые и кислото-щелочные и повышено щелочные лавы.

Наиболее современным кратким обобщением по кислому вулканизму островов Атлантического океана является статья Г.У. Шминке (Schmincke, 1973), в абстракте которой он пишет так (с. 633): „Новые данные о ксенолитах кварцевого сиенита с Азорских и Канарских островов показывают, что эти ксенолиты являются одинаковыми. Пересыщенные кремнекислотой вулканические породы на островах Атлантики могут быть продуктом дифференциации при плавлении базальтов. Острова Канарские, группы Мадейра и Азорские не показывают простого систематического различия состава лав в зависимости от расстояния от Срединно-Атлантического хребта. Каждая группа содержит сильно пересыщенные кремнекислотой породы и показывает большие межостровные различия.“

Таблица 1

Кислые вулканыты „океанических“ островов Атлантики
(Schmincke, 1973)

Остров	Состав вулканических пород	Источник
Гран-Канария	Известково-щелочные и комендитовые риолиты	Bourcart, Jerimine (1937)
Буве	Пантеллериты или комендиты	Broch (1946)
Вознесения, Буве, Мадейра, Канарские	Риолиты, пантеллериты; на о-ве Вознесения - пантеллериты и комендиты	Tilley (1950)
Ян-Майен	Кварцевые трахиты	Carstens (1961)
Вознесения	Пантеллериты и пантеллеритовые трахиты	Coombs (1963)
	То же	McBirney, Gass (1967)
Гран-Канария	Ультращелочные натровые риолиты (комендиты)	Schmincke, Swanson (1967)
Порто-Санто	Акеритовые риолиты	Aires-Barros, de Oliveira (1969)
Гран-Канария, Вознесения, Буве	Лантеллериты, комендитовые „трахириолиты“, комендиты	Schmincke (1969)
Вознесения, Буве	Комендиты	Beiley, Macdonald (1970)
Вознесения, Буве, Канарские	Риолиты	Chayes (1970)
Терсейра	Риолиты	Assungao, Coni-lho (1970)
Вознесения, Буве, Ян-Майен	Риолиты	Gilluly (1971)
Сан-Мигел	Комендитовые трахиты	Schmincke, Weibel
Терсейра	То же	
Порто-Санто	Субщелочные риолиты	

Отношения между геохимическими изменениями на каком-либо острове и его тектонической позицией сложные и должны оцениваться: а) по нескольким геохимическим параметрам, таким как степень насыщенности кремнекислотой, содержание щелочей; их отношение и другие; б) скорее путем выяснения состояния магматической эволюции на отдельном острове, нежели путем островных

групп как некоторых гомогенных единиц; в) с помощью установления специфических особенностей тектонического положения, что может быть либо причиной, либо влиянием обособления частного типа магмы таких участков, как горячие точки, зоны трещиноватости, побочный рифт от Срединно-Атлантического хребта; г) по совокупности параметров мантии, таких как глубина образования (давление) и степень частичного плавления в сочетании с другими, такими как зона рафинирования, скорость поднятия и процессы во вторичных магматических камерах.

Попытке интерпретировать три островные группы (Канарскую, Мадейра и Азорскую, — А.П.) в краткой форме препятствуют неодинаковая степень изученности тектоники и детальной стратиграфии, петрологии и данных о возрасте. Необходимо комплексное изучение для того, чтобы обрести данные об островах (где вулканы были активными в историческое время), расположенных на различных расстояниях от центров спрединга или различных по тектонике. Азоры являются наиболее предпочтительными для такого изучения”.

Далее Г.У. Шминке, пользуясь литературными источниками, перечисляет острова Атлантики, на которых вулканы в неоген-четвертичное время извергали кислые лавы (табл. 1).

Ларамийское несогласие

Во введении было указано, что ларамийская эпоха тектонической активизации земной коры охватывала промежуток времени со второй половины или начала маастрихтского века поздне меловой эпохи до конца раннеэоценового времени палеогенового периода. Продолжительность эпохи в абсолютном летосчислении оценивается в 20–21 млн лет (70–49 млн лет тому назад). Следовательно, на каком уровне стратиграфического разреза мы не обнаружили бы несогласия в колонках скважин глубоководного бурения, стратиграфических разрезах островов океана и приатлантических районов обеих Америк, Европы и Африки в диапазоне от основания маастрихтского яруса позднего мела до границы раннего и среднего эоцена, мы будем это несогласие считать образовавшимся в хронологических рамках ларамийской тектонической эпохи.

Ларамийское несогласие на дне океана и островах

Выше, при описании преднеогенового (позднеальпийского) несогласия, отмечалось, что весь разрез, вскрытый скважиной Мобил Сейбл-Айленд, по описанию Р.Д. Хови (Howie, 1970) почти целиком сложен терригенными породами, содержащими на различных стратиграфических уровнях прослойки каменного угля. Вопрос об условиях образования этой толщи остается в литературе недостаточно освещенным. Не выяснено также, есть ли в комплексе обломочных пород какие-либо следы перерывов и несогласий. Если расти-

тельный материал пластов угля образовывался в континентальных условиях, то любой из пластов угля можно рассматривать как признак перерыва в морском осадконакоплении.

Дж.А. Бартлетт и Л. Смит (Bartlett, Smith, 1971, p. 68, fig. 1) в скважинах Гранд-Фоллс и Торсхов показывают ларамийское несогласие. В первой скважине это несогласие вскрыто на глубине около 450 м от поверхности дна океана, а в скважине Торсхов — около 1150 м. В первой скважине несогласие разделяет верхнемеловые и палеоценовые отложения, а во второй — верхнемеловые и интраэоценовые. Самая верхняя часть верхнемеловых отложений под несогласием в первой скважине представлена светлыми до темно-серых алевролитами с пиритом, слюдами и конкрециями бурого железняка. Во второй скважине непосредственно под перерывом залегают серые аргиллиты, известковистые и доломитизированные, с пиритом. Палеоценовые отложения выше перерыва в первой скважине представлены бурыми аргиллитами с пиритом, слюдой и глауконитом, а интраэоцен во второй скважине сложен глинистыми микритовыми известняками.

Кроме позднеальпийского и ларамийского несогласий в первой скважине авторы выделяют также несогласие между верхним и средним мелом (австрийское) и на границе верхней или средней (?) юры и нижнего мела (позднекиммерийское).

Дж. Г. Аустин (Austin, 1973) характеризует региональную геологию, в частности стратиграфию и структурные несогласия на обширной площади дна Атлантического океана, в районах, прилегающих к восточному побережью Канады и западным берегам Гренландии. В статье обобщен материал по 13 нефтепоисковым скважинам, пробуренным нефтяными компаниями „Шелл“ и „Пан Америкэн“: 1 — Шелл Могавк А-93, 2 — Шелл Наскапи К-30, 3 — Шелл Онеида О-25, 4 — Шелл Онондага О-95, 5 — Шелл Онондага Е-84, 6 — Мобил Сейбл-Айленд № 1, 7 — Шелл Абена Л-57, 8 — Шелл Ироквоис Ж-17, 9 — Шелл Мик-Мак Ж-77, 10 — Шелл Миссисауга Н-54, 11 — Шелл Гурон О-96, 12 — Пан Америкэн Торсхов Д-52, 13 — Пан Америкэн Гранд-Фоллс М-09.

Расположение скважин и схематический геологический разрез по ним показаны автором на с. 1262 (рис. 12).

Структурные несогласия на шельфе Новой Шотландии приведены Дж.Г. Аустинном на с. 1253 в табл. 1, которая воспроизводится нами в виде табл. 2.

Несогласия, установленные на западном шельфе Гренландии, показаны в табл. 3.

Таким образом, на западном шельфе Гренландии ларамийское несогласие представлено двумя перерывами в кровле формации Верхний Атаникердлук, относимой к датскому ярусу, который по американскому стандарту относится к палеоцену.

Л.Г. Кинг с соавторами (King et al., 1974) на основе обобщения материалов по нефтепоисковым скважинам, пробуренным на шельфе Новой Шотландии, описывают перерывы и структурные несогласия в мезозойских и кайнозойских отложениях этой части

Таблица 2

Несогласия на шельфе Новой Шотландии (Austin, 1973)

Период	Формация или группа	Литология	Мощность, футы
Плейстоцен		Валунные глины	60
←————— Несогласие —————→			
Триас	Скотс-Бей	Переслаивающиеся пурпурно-серые песчаники, сланцы, кремни, известняки	16+
	Норт Маунтайн	Базальтовые потоки	900 _±
	Бломидон	Переслаивающиеся серые и красные песчаники, алевролиты и аргиллиты	800 _±
	Мак-Кей Хид Вольфвилл	Базальтовые потоки Красноватые песчаники, конгломераты	? 2400 _±
←————— Несогласие —————→			
Пенсильваний	Скотт и вилледж	Красноватые конгломераты, серые алевролиты, сланцы и песчаники	800+
Миссисипий	Уиндзор	Красные и серые алевролиты, сланцы, известняки, гипсы, ангидрит и соль	2000+
	Гортон	Красные конгломераты, серые алевролиты, сланцы, песчаники и граниты	
←————— Несогласие —————→			
Докарбонный „фундамент“		Кварциты, метаморфические сланцы и граниты	

Атлантики, в том числе и ларамийское, которое они характеризуют следующим образом (с. 97): „Отношение между расположением слоев верхне- и нижнетретичных подразделений кажется согласным, большая часть вариаций кажется результатом первоначального наклона (падения) слоев в верхнем подразделении. Оба подразделения Банкеры увеличиваются по мощности в направлении моря вдоль разреза, от репера N к M. Нижнее подразделение увеличивает мощность от нуля приблизительно до 1000 м, а верхнее — от нуля до 700 м.

Профиль J-K пройден на расстоянии 8 км. Сравнение данных по скважине и по геологическому профилю приводит к интересной

Таблица 3

Несогласия на западном шельфе Гренландии

Отдел	Эпоха	Формации, типы осадков
Нижнетретичный (палеоцен)	Верхний даний	<p>Базальтовые лавы Платобазальты, богатые оливином, до 25 000 футов мощности Базальтовые потоки с перемежающимися внутри потоков немногими слоями осадков. Туфы, базальтовые брекчии, подушечные лавы</p> <p>← Несогласие →</p> <p>Формация Верхний Атаникердлук Главным образом озерно-флювиальные осадки, битуминозные сланцы на Диско и Нугчесуак (ЮВ) до 4500 футов Несколько прослоев туфов у кровли Свита Квикасак Речные - эстуарные - песчаники Формация переходная, местами несогласно залегающая на подстилающей формации Агатдал и меловых слоях Формация Агатдал Битуминозные морские сланцы мощностью 1800 футов на Нугчесуак Темные битуминозные сланцы, переслаивающиеся со слоями песчаников дельтового происхождения, вверху туфы Мощные базальные конгломераты</p> <p>← Несогласие →</p> <p>Формация Кингилия Битуминозные морские сланцы мощностью 1800 футов, преимущественно на Нугчесуак; в верхней части переслаиваются с песками и слоями туфов мощностью до 20 футов; морские фоссилии вверху Базальные конгломераты</p>
	Верхний мел	<p>← Несогласие →</p> <p>Маастрихтурон Темные битуминозные сланцы мощностью 2700 футов, чередующиеся с песчаниками, подошва не обнажена. Нижняя часть неморская, на востоке лежит на докембрии. Морские осадки, выклинивающиеся к западу</p> <p>← Несогласие →</p>

Таблица 3 (продолжение)

Отдел	Эпоха	Формации, типы осадков
Нижний мел	Апт-баррем	Формация Ко ме мощностью 3000 футов Мощный разрез неморских песчаников и сланцев, возможно, в сторону моря переходящих в морские

корреляции, касающейся возраста несогласия. Данные, полученные по скважинам, свидетельствуют о том, что верхний и средний эоцен в разрезе скважин на шельфе выпадают. В скважине Шелл Мисси-сауга этот пробел в разрезе может быть скоррелирован с несогласием на геологическом профиле, по которому мы предполагаем, что скважина пробурена в погребенной долине, заполненной осадками верхней толщи Банкеро. Верхняя и нижняя толщи Банкеро в колонке скважины должны соответственно представлять 190 м секции олигоцен-миоцена и 420 м маастрихта-нижнего эоцена. Эти данные свидетельствуют о позднеэоценовом возрасте несогласия... Наши материалы подтверждают, что раннетретичное несогласие имеет широкое региональное распространение поперек шельфа, но эта морфологическая корреляция связана с ограниченными данными по скважине и в будущем надо ожидать утверждения этого на основе детальных биостратиграфических исследований".

Кроме раннетретичного (ларамийского) несогласия авторы описывают также предмеловое несогласие на границе юры и мела, внутриверхнемеловое - верхнекампанское (субгерцинское) и познетретичное - плейстоценовое.

В статье К.Ф. Ушшоу с соавторами (Upshaw et al., 1974, p. 1128, fig. 6) приводится схематический геологический разрез по нефтепоисковым скважинам Паффин, Петрель, Жаннет Эйдер и Мэрре, в котором показано ларамийское несогласие между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Кроме ларамийского в этом разрезе показаны также несогласия австрийское - между нижним и верхним мелом и позднекиммерийское - на границе нижнемеловых и юрско-меловых отложений, при этом последнее несогласие угловое.

Те же несогласия приведены в коллективной статье геологов нефтяных компаний „Амоко лимитед“ и „Империаль ойл лимитед“. Ларамийское и австрийское несогласия даны как эрозийные, а позднекиммерийское - как угловое, так как юрские отложения залегают в грабенах и довольно сложно дислоцированы.

В районе Багамских островов были пробурены четыре глубокие скважины, разрезы которых в 1974 г. описали А.А. Мейергоф и К.У. Хаттен (Meyerhoff, Hatten, 1974). Это скважина Андрос-1 глубиной 4448 м, вскрывшая рифогенные альбские извест-

няки, Кей-Сал 1У-1. пробуренная до глубины 5766 м и вскрывшая мелководные карбонатные породы и ангидриты неокома-портланда, Лонг-Айленд-1, прошедшая до глубины 5355 м и остановленная в доломитах, сходных с небокм-портландскими доломитами формации Перрос Кубы, и Грейт-Иа С-1, остановленная на глубине 5443 м в юрских карбонатных породах. Основные выводы авторов представлены в табл. 4.

На упомянутой диаграмме Пимма и Хейса со скважинами в Атлантике, где показаны перерывы, ларамийское несогласие отмечено в скв. 4, 111, 136 и 150 и, кроме того, в скв. 5, 99, 101, 105, 120, где перерывы были очень длительными и включали тот промежуток времени, на который в других скважинах приходится и ларамийский перерыв. Судя по разрезам этих скважин, континентальные условия существовали в районе скв. 99 с раннего мела до миоцена, в районе скв. 101 - с позднемелового до миоценового времени, в районе скв. 105 - с позднего мела до олигоцена, в скв. 5 - со второй половины позднего мела до олигоцена, в скв. 120 - с конца раннемелового времени до конца олигоценового.

Прежде чем характеризовать скважины глубоководного бурения, вскрывшие ларамийское несогласие, остановимся на кратком описании некоторых скважин 49-го рейса „Гломара Челленджера“, в которых имеются следы преднеогенового несогласия и некоторые другие особенности вскрытого ими разреза кайнозоя, представляющие интерес для наших целей.

Цель бурения скважин в период 49-го рейса „Гломара Челленджера“ по заявлению авторов информации (Luyenduk et al.; *Geotimes*, 1977, vol. 22, No. 3, p. 24-28) состояла в том, чтобы: 1) выяснить историю Исландской „горячей точки“ и ассоциирующейся с ней геохимической аномалии; 2) подобрать доказательства гидротермального изменения океанической коры в обоих пересечениях (скв. 407, 408, 409 и долготное пересечение Срединно-Атлантического хребта); 3) собрать данные для исследования возрастных соотношений в океанической коре (скв. 407-409); 4) изучить вариации в петрологии и геохимии вдоль изохроны (северо-южное пересечение: скв. 409-413) в привершинных районах Срединно-Атлантического хребта; 5) выяснить историю оледенения в Северной Атлантике (скв. 407-410).

Основные результаты авторы информации (Luyenduk et al.; *Geotimes*, 1977, vol. 22, No. 3, p. 25-28) излагают так: „Из наших проб баземента мы дедуктивно установили 3 различные вертикальные вариации структуры 2-го слоя коры; определили отдельные потоки лав (обычно мощностью порядка 1-5 м) по скорости проходки скважин при бурении и наличию стекловатых зон на кровле отдельных потоков; определили также петрографические разновидности, охватывающие обычно один или несколько потоков лав... Магнитные склонения были ненормально низкими во многих скважинах, но предварительное изучение показывает, что только в скв. 409 мы пробурили интервал с их средней вековой вариацией. Это усреднение остается неясным...“

Таблица 4

Схема стратиграфии Кубы, Флориды и Багамских островов

Возраст	Южная Флорида	Малая Багамская банка	Большая Багамская (Кей-Сал) банка	Северная и северо-западная Куба	Внешний край Багам		
Эоцен и более молодой	Развиты	Развиты	Развиты	Развиты	Развиты		
Палеоцен	← Несогласие →		← Несогласие →				
Маастрихт	Формация Пайн-Кей ("мел")	Фации неизвестны	Доломит Саунд Кард	Формация Ремедиос	Формация Ремедиос		
Кампан						Формация Пурио	
Сантон							
Коньяк	Сланцы Крич	Доломит Саунд Кард	Формация Пурио	Формация Пурио			
Турон							
Сеноман	← Несогласие →	← Несогласие →	← Несогласие →	← Несогласие →			
Альб	Супергруппа Марквесас	Супергруппа Марквесас (неразделенная)	Супергруппа Марквесас (неразделенная)	Супергруппа Марквесас (неразделенная)	Формация Паленковке Группа Марквесас		
Апт							
Неоком							
Портланд							
Кимиридж						Формация Форт-Пирс	Формация Пунта Алегре и др.
Оксфорд							
Келловей							
Бат							
Байос	Несогласие отсутствует	Несогласие не выяснено	Несогласие не выяснено				
					Неизвестна		
					фашия Анпрос-Лонг		
					фашия Айленд		

Мы пробурили 3 скважины на западном склоне хр. Рейкьянес в коре, имеющей возраст 2,3, 20 и 38 млн лет...

В процессе химического изучения проб мы надеялись установить, как далеко в глубь времени можно проследить Исландскую геохимическую аномалию. Наше предварительное впечатление, что эта аномалия, возможно, имеет возраст не более 15-20 млн лет.

В скв. 407 мы производили непрерывное опробование до глубины 458,5 м от поверхности дна океана... Верхнее лавовое подразделение в этой скважине имеет мощность около 104 м и распадается на 18 отдельных потоков, переслаивающихся с туфогенным наофоссиловым писчим мелом. Ниже этого подразделения лежит 24-метровый легко буримый слой, из которого был поднят один образец песчаного известковистого ила, условно датированного нижним или средним олигоценом. Этот слой мы интерпретируем как мощную толщу осадочного происхождения, которая представляет временный перерыв в вулканических излияниях. Ниже более 30,5 м скважина прошла по базальту, состоящему из 7 отдельных потоков...

Скважина 408 пробурена на аномалии 6 (около 20 млн лет) и опробована от поверхности дна непрерывно на протяжении 321,6 м осадков и далее по базальтовым лавам, переслаивающимся с осадками до глубины 361 м... Самый нижний слой осадков в скважине представляет собой известковистый ил, постепенно переходящий вниз по разрезу в глауконитовый мергелистый оозовый ил. Черный базальтовый песок (до 10% объема осадка) равномерно распределен в этом слое. Возраст слоя - нижний-средний миоцен. Базальтовый фундамент может быть разделен по крайней мере на 9 отдельных потоков лав. Базальты в этой скважине изменены заметно: развиты вторичные минералы - смектит, кальцит и др.

Скважина 409 расположена приблизительно в 20 км от вершины (гребня) хр. Рейкьянес, на коре, сформированной в начале эпохи Матияма (2,3 млн лет тому назад)... В скважине на глубине 58,9-80,0 м обнаружены фоссилии верхнеплиоценового возраста, осадки не содержат явных турбидитов... Нижележащие базальтовые лавы очень пузыристы (пузырьки занимают до 30% объема лавы) и бурятся очень легко. Всего было выделено около 58 отдельных потоков средней мощностью около 4 м. Базальты подверглись слабому вторичному изменению...

Скважина 410 пробурена на площади, непрерывно изучаемой канадскими исследователями, в осадочном бассейне аномалии 5. Скважина была опробована непрерывно от поверхности дна океана по наоилам и писчему мелу до базальта на глубине 340 м, но так как буровая колонка была зажата в темном базальтовом песке, то после углубления скважины до 387,5 м мы начали бурить дублетную скв. 410А, которую до фундамента проходили без поднятия керна, а с глубины 330 м от дна - с опробованием на протяжении 52 м... Фундамент в скв. 410 представлен базальтом и известняковой брекчией, а в скв. 410А - почти чистой брекчией подушечных лав. В скв. 410 мы интерпретировали эти подразделения как

передний край потока подушечных лав, а в скв. 410А — как главное тело потока...

Еще три скважины (411, 412, 413) были пробурены на площади Фэмес, на гребне Срединно-Атлантического хребта, к югу от Азорских островов. Все скважины расположены на молодой коре: скв. 411 — на коре возрастом 1 млн лет, скв. 412 — на коре 1,6 млн лет и скв. 413 — на коре 3,5 млн лет (все возрасты определены по магнитным аномалиям)...

Фундамент в скв. 411 очень свежий (мы подняли только 4 м — 9%). Петрографическое исследование показывает, что в скважине вскрыто не менее 15 потоков лав...

Скважина 412 пробурена на молодой коре, на восточном продолжении зоны разломов «В» площади Фэмес... Скважина 412 до фундамента проходила без подъема керна, а с глубины 131 м — с опробованием. Структурные и петрографические данные свидетельствуют, что было вскрыто 26 или 27 отдельных потоков лав базальта... Базальт в этой скважине резко отличается от вскрытого в скв. 411 и 413, но близок к образцам, поднятым из скв. 332 и 333. В переслаивающихся с базальтом известняках было обнаружено падение слоев под углом около 30° ...

Скважина 413 пробурена в 1,3 мили к югу от скв. 412. Мы опробовали 39,5 м пород фундамента, при этом было вскрыто 3 м базальтовых валунов, часть их с почти полностью выветрелой коркой толщиной 1 или 2 см. Это свидетельствует о том, что мы пробурили шлейф осыпи, возможно, у основания сбросового уступа. При бурении скважин 49-го рейса „Гломера Челленджера“ были установлены следующие важные для нас факты.

1. Переслаивание многочисленных потоков лав с осадочными образованиями, что свидетельствует о расположении лавовых потоков и покровов на различных стратиграфических уровнях разреза, так же как в платобазальтах и трапповых полях на суше.

2. Наличие валунов базальта с толстой коркой выветривания с поверхности (скв. 413), которые могут свидетельствовать об образовании их в субаэральных условиях.

3. Наличие в известняках, переслаивающихся с потоками базальтов, довольно крутого падения (30°), что объяснить без участия сжимающих тектонических усилий невозможно; так как каждая скважина пересекает поток лав по существу в одной точке, то возможно, что и сами лавовые потоки, так же как и известняки, наклонены под тем же углом 30° .

4. Присутствие предмиоценового несогласия в скв. 407 и вероятное присутствие его в скв. 408, 410 и 410А.

Все эти особенности в совокупности свидетельствуют о большой сложности строения верхней части „второго“ слоя „океанической“ коры.

Перейдем к рассмотрению остальных скважин глубоководного бурения со вскрытым ларамийским несогласием.

Скважина 6 ($30^{\circ}50.39'$ с.ш., $67^{\circ}38.86'$ з.д., глубина океана 5125 м, глубина скважины 256,6 м). Скважина располо-

жена на склоне Бермудского поднятия. На глубине 190.5 м в пробе была обнаружена смешанная среднеэоценовая и поздне меловая фауна фораминифер, о которой авторы отчета (Ewing et al.; Initial Reports..., 1970, vol. I, p. 287, 288) пишут следующее: „Проба взята из турбидитового алевролита и содержит типичную фауну фораминифер низов среднего эоцена и фауну планктонных фораминифер верхнего мела — ансамбль, характерный для отложений от кампана до маастрихта“. Смешанный характер фауны может свидетельствовать о наличии между отложениями среднего эоцена и верхнего мела перерыва осадконакопления и структурного несогласия.

С к в а ж и н а 9 ($32^{\circ}46.6'$ с.ш., $59^{\circ}11.7'$ з.д., глубина океана 4981 м, глубина скв. 9А — 834.5 м). В пробе А1 с глубины 682 м поднят кремнистый оозовый ил с радиоляриями эоцена, а с глубины 753 м — цеолитовый аргиллит с прослоями кремней, содержащих радиолярии верхнего мела. Учитывая, что каждое из биостратиграфических подразделений в скважине имеет мощность сотни метров, интервал в 71 м между пробой с эоценовыми и верхнемеловыми радиоляриями слишком мал для всего палеоэоцена; можно предполагать поэтому, что где-то в этом интервале имеется описываемое ларамийское несогласие.

С к в а ж и н а 13 ($6^{\circ}02.40'$ с.ш., $18^{\circ}13.71'$ з.д., глубина океана 4585 м, глубина скважины 145 м). Скважина остановлена в красных глинистых сланцах с прослоями кремней сенонского возраста. На расстоянии 0.5 м от забоя скважины встречен конгломерат или брекчия, которую авторы информации А.Е. Максвелл и др. (Initial Reports..., 1970, vol. III) характеризуют как щебневые обломки серо-красных сланцев в цементе пурпурного аргиллита с обломками белых кремней, коричневых халцедонов и серых цеолитизированных сланцев. Возраст этих образований кампанский. Выше, на глубине 140 м, т.е. на 4.5 м выше брекчии, в пробе алевролита (?) обнаружены остатки рыб среднего эоцена. Создается впечатление, что брекчия располагается над перерывом между красными сланцами верхнего мела (кампана) и алевролитами среднего эоцена.

С к в а ж и н а 28 ($20^{\circ}35.19'$ с.ш., $65^{\circ}37.33'$ з.д., глубина океана 5521 м, глубина скважины 404 м). Авторы информации (Bader et al., Initial Reports..., 1970, vol. IV) пишут о разрезе скважины следующее (с. 7, 8): „Проба, взятая с глубины 168–177 м, содержит в изобилии среднеэоценовую нанофлору и радиолярии и состоит из серо-зеленого алевролита с обломками известняка у основания пробы... На глубине 335 м вскрыты кремнистые известняки и алевроиты, чередующиеся с твердыми пясчистым мелом, отнесенные к среднему и нижнему эоцену, а на глубине 353 м обнаружены планктонные фораминиферы сеноманского возраста“. Учитывая, что между самой глубокой пробой средне- и нижнеэоценовых слоев (335 м) и верхней пробой слоев с сеноманскими фораминиферами (353 м) расстояние составляет всего лишь 18 м, наличие перерыва и несогласия между сеноманом и нижним эоценом не подлежит сомнению, так как уложить почти весь верхний

мел и палеоцен в эти 18 м совершенно невозможно, ибо только среднеэоценовые слои в скважине над перерывом имеют мощность около 160 м.

Скважина 111 ($50^{\circ}25.57'$ с.ш., $46^{\circ}22.05'$ з.д., глубина океана 1811 м, глубина скважины 250 м). Скважина пробурена на изолированной возвышенности с неофициальным названием Орфэн (сирота), в 560 км от северо-восточного побережья Ньюфаундленда. Авторы информации о скважине (Geotimes, 1970, vol. 15, No. 9) так характеризуют ее разрез (с. 10): „Плейстоценовые и плиоценовые осадки несогласно покрывают цеолитовые алевроиты нижнего эоцена, которые в свою очередь несогласно лежат на мягком писчем мелу маастрихта. На глубине от дна 190 м маастрихтский писчий мел с несогласием покоится на мелководных доломитизированных калькаренитах, известняковых песках и мелководных ракушечных известняках среднесеноманского и более древнего возраста.

Запись на сейсмическом профиле показывает угловое несогласие на глубине 248 м, отделяющее эти мелководные карбонаты от традиционных песчаников и сланцев, которые содержат микрофлору байосского яруса средней юры с примесью переотложенных миссисипских форм. Это были самые древние осадки, поднятые в процессе глубоководного бурения”.

Таким образом, в скв. 111 установлены помимо ларамийского еще три структурных несогласия: 1) предплиоценовое (позднеальпийское), 2) предмаастрихтское (австрийское), 3) вероятное предсреднеюрское (раннекиммерийское). Поскольку возвышенность Орфэн отделена от шельфа Канады глубинами 2800–3400 м, авторы описания считают ее осколком континентальной коры, отделившимся в процессе спрединга дна океана, хотя при спрединге скорее следовало бы ожидать, что такие обломки должны были бы прибиваться к краю шельфа Канады, так как возвышенность Орфэн расположена западнее рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта и должна при спрединге двигаться на запад. С нашей точки зрения, любая скважина глубоководного бурения под потоками и покровами базальтов может вскрыть породы различного возраста и состава, если будет пробурена на глубины в первые тысячи метров ниже дна океана.

Скважина 135 ($35^{\circ}20.80'$ с.ш., $10^{\circ}25.46'$ з.д., глубина океана 4152 м, глубина скважины 723 м). В скважине установлены 2 перерыва осадконакопления и несогласия: верхнее – между нижним эоценом и верхним олигоценом, и нижнее – между нижним мелом и нижним эоценом.

Скважина 136 ($34^{\circ}10.13'$ с.ш., $16^{\circ}18.19'$ з.д., глубина океана 4169 м, глубина скважины 313.0 м). Скважина расположена в 160 км к северу от о-ва Мадейра и в 900 км от Гибралтарского пролива на одном из абиссальных холмов. О ларамийском несогласии авторы информации пишут (с. 15): „Среднетретичные нанопланктонный ил и писчий мел несогласно залегают на верхнемеловом алевроите с прослоями вулканического пепла. Несог-

гласие установлено внутри одной пробы с глубины около 260 м от дна океана, оно (несогласие, - А.П.) представляет собой перерыв осадконакопления продолжительностью около 50 млн лет*.

С к в а ж и н а 144 ($9^{\circ}27.23'$ с.ш., $54^{\circ}20.52'$ з.д., глубина океана 2957 м, глубина скв. 144 - 327 м, скв. 144А - 200 м). Авторы информации (Geotimes, 1971, vol. 16, No. 2) так характеризуют разрез (с. 17): „В скв. 144 вскрыт почти сплошной биостратиграфический разрез от олигоцена (на дне океана) до нижнего мела (на глубине 325 м). Граница мела и третичных отложений опробована на глубине 147 м. Осадки палеоцена, состоящие из цеолитового мергеля с небольшим количеством пясчег мела, несогласно налегают на верхнемеловые, представленные также цеолитовым мергелем и аргиллитом, покоящимися преимущественно на цеолитовых углистых черных сланцах нижнего мела, обладающих сильным запахом сероводорода*“.

С к в а ж и н а 150 ($14^{\circ}30.69'$ с.ш., $69^{\circ}21.35'$ з.д., глубина океана 4545 м, глубина скважины 180 м). Разрез этой и некоторых других скважин с особым вниманием к перерывам осадконакопления и несогласиям охарактеризовали Т. Эдгар, Т. Голкомб и Дж. Юинг (Edgar et al.; Initial Reports..., 1973, vol. XV, p. 1058): „Мощная толща осадков в районе скв. 146, 149 представляет в сущности непрерывный разрез. В скв. 150, где толща осадков наименьшая, имеют место два крупных перерыва осадконакопления: от сантонского века позднемеловой эпохи до палеоцена (продолжительность 27 млн лет) и от раннего эоцена до раннего миоцена (длительность 26 млн лет). В этом интервале - от сантона до раннего миоцена (53 млн лет) - были установлены только осадки палеоцена-раннего эоцена. Несогласие между сантоном и эоценом определено неуверенно, так как скудный материал был поднят в пробе с контакта, а фоссилии имели плохую сохранность, но был отмечен вполне определенный пробел между пробой 2А (119-128 м, палеоцен/нижний эоцен) и пробой 9 (150-159 м, коньяк/сантон). Пробы 6-8 (123-150 м) содержали плохо сохранившиеся радиолярии мелового возраста и несколько лучше сохранившиеся радиолярии (проба 7) раннеэоценового возраста. Поэтому нельзя определенно сказать, являются ли меловые формы перетолженными или эоценовые радиолярии доставлены оползнем с соседних высот в район скважины. Следовательно, неясно имеет место перерыв между пробами 2 и 6 или между пробами 7 и 9.“

Более молодое несогласие может быть определено с большей точностью. Хорошо датированный нижний миоцен в пробе 5 (105-114 м) располагается лишь немного выше осадков пробы 2А (119-128 м) нижнего эоцена. Миоценовая проба содержит большие железомарганцевые конкреции, некоторые размером 3-4 см в диаметре. Верхнее несогласие, возможно, также проявлено в скв. 29, где в пробах из разреза выпадают олигоценовые отложения*.

С к в а ж и н а 151 ($15^{\circ}01.02'$ с.ш., $73^{\circ}24.58'$ з.д., глубина океана 2029 м, глубина скважины 381 м). Те же авторы информации описывают два несогласия в разрезе скважины, „Непре-

рывное опробование карбонатной толщи, — пишут они (с. 14, 15), — ниже 302 м выявило перерыв от раннего олигоцена до среднего эоцена включительно. Второе менее заметное несогласие отмечается в палеоцене.

Палеоценовые карбонатные осадки несогласно покрывают слегка известковистые аргиллиты сантонского яруса нижнего мела. Несогласие в кровле мела отмечено резко выраженным слоем окремневого фосфорита, образующего слой «hard ground». Сам меловой разрез представлен обилием органического, глауконитового и вулканогенного глинистого материала. На глубине 338 м меловые осадки подстилаются плотным мелкокристаллическим амигдалоидным долеритом*.

Далее мы несколько нарушим принятый порядок изложения материала в хронологической последовательности бурения скважин и рейсов „Гломара Челленджера“ и охарактеризуем описываемое ларамийское несогласие, выявленное в скважинах, пробуренных в 10-м рейсе на соседней акватории Мексиканского залива.

Скважина 86 — 22°52.48' с.ш., 90°57.75' з.д., глубина океана 1481 м, глубина скважины 686 м.

Скважина 94 — 24°31.64' с.ш., 88°28.16' з.д., глубина океана 1793 м, глубина скважины 660 м.

Скважина 95 — 24°09.00' с.ш., 86°23.85' з.д., глубина океана 1633 м, глубина скважины 463 м.

Скважина 96 — 23°44.56' с.ш., 85°45.80' з.д., глубина океана 3439 м, глубина скважины 332 м.

Скважина 97 — 23°53.05' с.ш., 84°26.74' з.д., глубина океана 2930 м, глубина скважины 337 м.

Авторы информации (Worzel et al.; Geotimes, 1970, vol. 15, No. 6, p. 13) описывают геологические результаты по всем 13 скважинам, пробуренным в 10-м рейсе на дне Мексиканского залива Атлантики. Вскрытые пятью перечисленными скважинами ларамийское и другие несогласия показаны нами на рис. 4. Продолжим теперь прерванное изложение.

Скважина 353 — 10°55' с.ш., 44°02.25' з.д., глубина океана 5165 м, глубина скважины 384 м.

Скважина 354 — 5°53.95' с.ш., 44°11.78' з.д., глубина океана 4052 м, глубина скважины 900 м.

Скважина 355 — 15°42.59' ю.ш., 30°36.03' з.д., глубина океана 4896 м, глубина скважины 460 м.

Скважина 356 — 28°17.22' ю.ш., 41°05.28' з.д., глубина океана 3203 м, глубина скважины 741 м.

Скважина 357 — 30°00.25' ю.ш., 35°33.59' з.д., глубина океана 2109 м, глубина скважины 796 м.

Скважина 358 — 37°39.31' ю.ш., 35°57.82' з.д.

Все скважины, пробуренные в течение 39-го рейса „Гломара Челленджера“, расположены вдоль побережья Южной Америки, в пределах поднятия Цеара, Бразильского бассейна, плато Сан-Паулу, поднятия Рио-Гранде и Аргентинского бассейна.

Следы ларамийских тектонических движений представлены во всех перечисленных скважинах тремя перерывами и несогласиями регионального распространения на границе меловых и третичных образований, на границе палеоцена и эоцена и между эоценовыми и олигоценовыми отложениями.

Скважина 400А ($47^{\circ}22.90'$ с.ш., $9^{\circ}13.3'$ з.д., глубина океана 4399 м, глубина скважины 777,5 м). Авторы информации (Geotimes, 1976, vol. 21, No. 12, p. 19-23) так характеризуют здесь ларамийское несогласие (с. 19): „В разрезе скв. 400А в третичных отложениях мы установили резко выраженные перерывы между верхне- и нижнепалеоценовой толщами псичего мела и между нижне- и среднеэоценовой пачками псичего мела, образовавшегося в бативальных условиях“. Таким образом, здесь, так же как в скважинах 39-го рейса в Южной Атлантике, следы ларамийских движений представлены двумя упомянутыми перерывами внутри палеоценовых и эоценовых отложений.

Скважины 402/402А ($47^{\circ}52.48'$ с.ш., $8^{\circ}50.44'$ з.д., глубина океана 2339,5 м, глубина скв. 402А - 469,5 м). Авторы информации так пишут о ларамийском несогласии (Geotimes, 1976, vol. 21, No. 12, p. 20): „Здесь мы снова встречаемся с перерывом над альбскими отложениями, но в этой скважине он был очень длительным - от альба до среднего эоцена; осадки этого последнего отлагались, возможно, на глубинах 1000-1500 м или меньше“.

Скважина 403 - $56^{\circ}08.31'$ с.ш., $23^{\circ}17.64'$ з.д., глубина океана 2301 м, глубина скважины 489 м.

Скважина 404 - $56^{\circ}03.13'$ с.ш., $23^{\circ}14.95'$ з.д., глубина океана 2306 м, глубина скважины 389 м.

О ларамийском перерыве авторы информации (Geotimes, 1976, vol. 21, No. 12) пишут следующее (с. 20): „В обеих пробуренных скважинах располагается разбитая разломами толща дельтовых отложений, несогласно перекрываемая маломощной пачкой пелагических осадков. Дельтовые образования возрастом от самого нижнего эоцена до самого верхнего палеоцена содержат лигниты и конгломераты, указывающие на литоральные условия образования; в скв. 404 они, вероятно, представляют самые верхи «дельтовой серии»“.

Совокупность конгломератов и лигнитов на одном стратиграфическом уровне, по нашему мнению, бесспорно может свидетельствовать о наличии ларамийского перерыва и несогласия.

Скважина 405 - $55^{\circ}20.18'$ с.ш., $22^{\circ}03.49'$ з.д., глубина океана 2958 м, глубина скважины 407 м.

Скважина 406 - $55^{\circ}15.50'$ с.ш., $22^{\circ}05.41'$ з.д., глубина океана 2911 м, глубина скважины 841 м.

О перерыве между нижним и верхним эоценом авторы информации (Geotimes, 1976, vol. 21, No. 12) пишут следующее (с. 21): „В скв. 406 мы установили перерывы между верхним и средним миоценом, в нижнем миоцене, между олигоценом и верхним эоценом и между верхним и нижним эоценом“. Последний перерыв

отвечает ларамийской эпохе тектонической активизации земной коры в ее завершающей стадии.

Скважина 415 (31°01.7' с.ш., 11°39.1' з.д., глубина океана 2817 м, глубина скважины 1079,5 м). О ларамийском и позднеальпийском перерывах и несогласиях авторы информации (*Geotimes*, 1977, vol. 22, No. 4, p. 24) говорят так: „Перерывы разделяют всю опробованную толщу осадков на три крупных интервала, которые соответствуют хорошо отличающимся фазам седиментации: на мезозойский (альб-сеноман и нерасчлененный верхнемеловой), палеогеновый (палеоцен-нижний эоцен) и неогеновый (нижний миоцен до четвертичного). Палеогеновые осадки в скв. 415 отделены от средне- до верхнемеловых слоев крупным перерывом“. Далее следует краткая характеристика литологии и фациальных условий образования осадков каждого из трех упомянутых интервалов осадочной толщи, вскрытых скважиной.

Скважина 416 (32°50.2' с.ш., 10°48.1' з.д., глубина океана 4203 м, глубина скважины 1624 м). О ларамийском угловом несогласии авторы информации (*Geotimes*, 1977, vol. 22, No. 4, p. 26) пишут следующее: „Эрозонная поверхность, которая срезает смятые в складки среднемеловые слои (дислоцированные в течение австрийской тектонической эпохи, — А.П.), вероятно, в течение длительного времени была голой — непокрытой осадками; очень вероятно, что на ней развивался «твердый грунт».

Кайнозойское осадконакопление было очень слабым и началось только в позднем палеоцене с образования известковистых аргиллитов и мергелей, отлагавшихся со скоростью около 1 м в 1 млн лет на поверхности упомянутого несогласия“.

Таким образом, ларамийский перерыв в районе скв. 416 соответствовал двум эпохам тектонической активизации: австрийской на рубеже раннего и позднего мела, когда образовались складки в среднемеловых отложениях, и ларамийской, когда денудированная поверхность смятых в складки меловых толщ испытала погружение и была покрыта осадками позднего палеоцена. Продолжительность перерыва определяется приблизительно периодом от начала позднего мела до второй половины палеоцена, т.е. в 45–47 млн лет.

Ларамийское несогласие в отложениях мела и палеогена под дном Атлантического океана вскрыто не менее чем в 43 нефтепоисковых и глубоководных скважинах. Это позволяет говорить о движениях земной коры ларамийской эпохи в пределах современной акватории Атлантического океана в тех же словах, что и ранее (Пронин, 1973б). На рубеже мела и палеогена на месте современной акватории Атлантического океана, в районах скважин, вскрывших ларамийское несогласие в отложениях под дном океана, существовали обширные массивы суши. Эти массивы суши разделялись различной ширины и глубины морями различной степени солености. Среди морей, вероятно, по тектоническому типу были и геосинклинальные и эпиконтинентальные, но существовавшие не на так называемой океанической коре, которая и в современном Атлантическом океане на поверку оказывается не базальтовой и не офиолитовой,

а, как показали скважины, пробуренные в нескольких последних рейсах „Гломара Челленджера“ (рейсы 49, 51), состоящей из переслаивания базальтовых лав и осадочных пород, включая известняки, известняковые брекчии и конгломераты с выветрелыми валунами базальтов (скв. 413 рейса 49-го); местами на такой „океанической“ коре залегают даже лигниты (скв. 404, рейс 48).

Австрийское (предверхнемеловое) несогласие

Это несогласие в отложениях мела под дном Атлантического океана надежно установлено только в немногих нефтепоисковых скважинах на шельфе Канады и Соединенных Штатов. Описание разрезов скважин, пробуренных на Большой Ньюфаундлендской банке (скважины Гран-Фоллис, Паффин, Петрель, Жаннет) и вскрывших австрийское несогласие, имеется в упоминавшихся выше работах Ж.А. Бартлетта и Л. Смита (Bartlett, Smith, 1971), а также К.Ф. Упшоу и др. (Upshaw et al., 1974). Скважины на Багамской банке и островах (Андрос-1, Кей-Сал-1У, Лонг-Айленд-1 и Грейт-Исаак-1), также вскрывшие несогласие между ниже- и верхнемеловыми отложениями, охарактеризованы в статье А.А. Мейергофа и К.У. Гаттена (Meyerhoff, Hatten, 1974). В работе К.Ф. Упшоу с соавторами австрийское несогласие в скважинах Паффин, Петрель и других показано не между альбом и сеноманом, т.е. не на рубеже нижнего и верхнего мела, а в верхней части отложений альбского яруса. В статье А.А. Мейергофа и К.У. Гаттена, посвященной скважинам на Багамской банке, австрийское несогласие разделяет альбский и сеноманский ярусы, т.е. оно точно совпадает с биостратиграфической границей раннего и позднего мела.

Позднекиммерийское несогласие

Это несогласие, приуроченное к границе юры и мела, в Атлантическом океане под дном вскрыто пока только в двух скважинах — в нефтепоисковой скважине Гран-Фоллис в пределах Большой Ньюфаундлендской банки и в скв. 401 глубоководного бурения на дне Бискайского залива. В первой скважине несогласие разделяет верхнеюрские и нижнемеловые отложения, а во второй — отложения киммериджского яруса верхней юры и известняк альбского яруса нижнего мела. Интерпретировать такие скудные данные пока преждевременно.

Степень изученности дна Индийского океана несравнимо более слабая, чем океанов Атлантического и Тихого. В процессе глубоководного бурения здесь всего было пробурено около 50 скважин, и только около 10 из них вскрыли преднеогеновое (позднеальпийское) несогласие. Кроме того, это несогласие было установлено в нескольких скважинах, пробуренных с нефтепоисковыми целями на западном (индоокеанском) шельфе Австралии.

Об установлении предмиоценового несогласия в отложениях кайнозоя на дне Большого Австралийского залива и на площади бассейна осадконакопления Отуэй сообщают К.К. фон дер Борх, Дж.Р. Конолли и Р.С. Дитц (Borch, von der, et al., 1970), они пишут (с. 70): „Несколько скважин установили... структурные несогласия в разрезе отложений от верхнего мела до третичных. Это несогласия: 1) между мелом и палеоценом, 2) между верхним эоценом и олигоценом, 3) между верхним олигоценом и нижним миоценом. Мощностъ третичных отложений... ниже современного континентального шельфа достигает 7000 футов”.

В другой работе Дж.Р. Конолли, А.Ф. Флавелл и Р.С. Дитц (Conolly et al., 1970) о третичном осадконакоплении в Большом Австралийском заливе сообщают (с. 32): „Третичное осадконакопление началось, возможно, в среднем эоценое и состояло, главным образом, в накоплении известковистых алевроитов и песчаников, представляющих флювиальные и дельтовые отложения. Эти породы были перекрыты известняками формаций Уилсон Блафф и Наллорбор в течение двух обширных трансгрессий в позднем эоценое и раннем миоцене, вплоть до среднего миоцена соответственно”.

С целью поисков нефти и газа на шельфе Западной Австралии в отложениях дна Индийского океана были пробурены четыре глубокие скважины. Первые три описаны в работе Р.Ж. Моллана, Р.У. Грейга и М.Дж.У. Лофтинга (Mollan et al., 1970), а четвертая, расположенная на рифе Ашмор в Тиморском море, — в статье Дж.Дж. Виверса (Veevers, 1969).

Первая скважина, Дампье-1, расположена на континентальном шельфе, в 140 км от арх. Дампье, вторая скважина, Барроу-1, находится на о-ве Барроу, приблизительно в 80 км от побережья Австралии, а третья, Лежендр-1, — в 130 км к северу от арх. Дампье. Четвертая скважина, Ашмор-1, расположена на одноименном рифе, в 330 км от берега Австралии и в 240 км от юго-западной оконечности о-ва Тимор. Глубина скважины Дампье-1 — 3475 м, Барроу-1 — 3084 м, Лежендр-1 — 3987 м и Ашмор-1 — 3917 м. Во всех четырех скважинах морские отложения миоцена несогласно залегают на породах эоценового возраста с выпадением из разреза всего олигоцена. В скважине Ашмор-1 автор показывает два несогласия: на границе эоцена и олигоцена и между нижним и средним миоценом. Помимо этих двух эрозионных несогласий в разрезе сква-

жины Ашмор автор показывает три других угловых несогласия: под верхнеюрскими отложениями, под нижним палеоценом или под самым верхним мелом и под плиоцен-четвертичными осадками.

Из скважин глубоководного бурения преднеогеновое несогласие было вскрыто в следующих: 217 (в верхах миоцена), 219, 223, 240, 241, 245-247, 250, 254, 255, 258, 261 и 264.

С к в а ж и н а 217 ($8^{\circ}55.57'$ с.ш., $90^{\circ}32.33'$ в.д., глубина океана 3320 м, глубина скважины 663 м). О несогласиях в скважине авторы отчета К.К. фон дер Борх и др. (Initial Reports..., 1973, vol. XXII, p. 275) пишут так: „Два несогласия, установленных Кэрри и Муром (1971), были обнаружены соответственно в самых верхах миоцена и в палеоцене-эоцене. Более глубокое из них было поэтому по возрасту определено как более древнее, миоценовое“.

С к в а ж и н а 219 ($9^{\circ}01.75'$ с.ш., $72^{\circ}52.67'$ в.д., глубина океана 1764 м, глубина скважины 411 м). Авторы описания скважины в предварительном отчете (Whitmarsh et al.; Initial Reports..., 1974, vol. XXIII, p. 54) характеризуют несогласие следующим образом: „От раннего олигоцена до раннего миоцена седиментация была минимальной и, возможно, отражала время, когда в районе скважины имели место сильные донные течения. Причина этих течений не установлена, но, может быть, имеет отношение к допускаемой постулативно энергичной олигоценовой циркуляции, вызванной глобальным похолоданием, приведшим по существу к отсутствию олигоценовых осадков в скважинах между Австралией и Новой Зеландией. Сходное региональное палеогеновое несогласие, очевидно, существует севернее, восточнее и южнее Мадагаскара“.

С к в а ж и н а 223 ($18^{\circ}44.98'$ с.ш., $60^{\circ}07.78'$ в.д., глубина океана 3633 м, глубина скважины 740 м). В скважине установлены два несогласия – 1) под олигоценом и 2) в нижнем миоцене, – которые в совокупности соответствуют позднеальпийской эпохе тектонической активизации земной коры.

С к в а ж и н а 240 ($3^{\circ}29.28'$ ю.ш., $50^{\circ}03.42'$ в.д., глубина океана 5082 м, глубина скважины 202 м). О позднеальпийском несогласии в разрезе скважины Р. Шлих и др. (Schlich et al.; Initial Reports..., 1974, vol. XXV, p. 754) пишут: „Один крупный перерыв наблюдается в колонке между нижним эоценом (52-53.5 млн лет тому назад) и верхним миоценом (приблизительно 10 млн лет тому назад). Причина этого перерыва неизвестна, но он мог быть обусловлен двумя обстоятельствами: или эрозией западным донным течением, которое проявлялось над Сомалийским бассейном, или прекращением (истощением) осадконакопления“.

С к в а ж и н а 241 ($2^{\circ}22.24'$ ю.ш., $44^{\circ}40.77'$ в.д., глубина океана 4054 м, глубина скважины 1174 м). В скважине установлены два перерыва и несогласия – позднеальпийское и ларамийское, которые авторы описания (те же, что и предыдущей скважины) характеризуют следующими словами (с. 755): „В колонке имеют

место два перерыва. Более старый - от кампана (75,5-71 млн лет тому назад) до палеоцена (58-56 млн лет тому назад) и более молодой - от раннего эоцена (приблизительно 50 млн лет назад) до позднего олигоцена (26-24,5 млн лет тому назад)".

Ск в а ж и н а 245 (31°32.02' ю.ш., 52°18.11' в.д., глубина океана 4857 м, глубина скважины 296,5 м). О перерыве авторы описания (Schlich et al.; Initial Reports..., 1974, vol. XXV, p. 756) пишут так: "Один крупный перерыв проявлен в колонке между осадками верхнего эоцена (42-38 млн лет назад) и среднего миоцена (12,5-11 млн лет назад)".

Ск в а ж и н ы 246 и 247 (скв. 246 - 33°37.21' ю.ш., 45°09.60' в.д., глубина океана 1030 м, глубина скважины 203 м; скв. 247 - 33°37.53' ю.ш., 45°00.68' в.д., глубина океана 944 м, глубина скважины 27 м). Авторы описания (те же, что и предыдущей скважины) пишут об этих разрезах следующее (с. 757): "Перерыв осадконакопления продолжительностью 25-27 млн лет проявлен между верхнеэоценовыми и верхнеолигоценно-нижнемиоценовыми отложениями".

Ск в а ж и н а 250 (33°27.74' ю.ш., 39°22.15' в.д., глубина океана 5119 м, глубина скважины 738,5 м). Продолжительный перерыв осадконакопления и соответствующее ему структурное несогласие авторы описания скважины Т.А. Дэвис и др. (Davies et al.; Initial Reports..., 1975, vol. XXVI, p. 914) характеризуют так: "Середина подраздела не содержит органических остатков; вероятно, здесь, между меловыми и миоценовыми отложениями, имеет место большое несогласие".

Ск в а ж и н а 254 (30°58.15' ю.ш., 87°53.72' в.д., глубина океана 1253 м, глубина скважины 343,5 м). Авторы описания ядра скважины (те же, что предыдущей) подозревают, что пробы 19-24, не содержащие микрофоссилий, могут представлять континентальные отложения. Интервал разреза, представленный упомянутыми пробами, приходится на олигоцен.

Ск в а ж и н а 255 (31°07.87' ю.ш., 93°43.72' в.д., глубина океана 1144 м, глубина скважины 108,5 м). В скважине установлены два перерыва, о которых авторы (те же, что скв. 250) пишут следующее (с. 288, 289): "Осадки в этой скважине разделены на три литологические единицы. Осадки первой единицы (сверху, - А.П.) были сформированы в глубокой воде, тогда как отложения единицы второй формировались в мелководных литоральных условиях. Между этими единицами может быть структурное несогласие (единица 1-я - это 55-метровая толща осадков от миоценового до четвертичного возраста, а единица 2-ая - эоценовые отложения, - А.П.)... Крупное угловое несогласие разделяет единицу 2-ю и единицу 3-ю (т.е. эоцен и сантонский ярус мела, - А.П.)". Падение слоев известняка в сантонских отложениях (по заключению авторов) изменяется от 15 до 30°. Следовательно, на дне Индийского океана в ларамийскую или субгерцинскую эпохи тектонической активизации земной коры имела место складчатость в пределах подводного хр. Брокен, на котором расположена скв. 255.

Скважина 261 ($12^{\circ}56.83'$ ю.ш., $117^{\circ}53.56'$ в.д., глубина океана 5687 м, глубина скважины 579.5 м). О продолжительном перерыве осадконакопления авторы описания скважины Дж.Р. Хейртцлер и др. (Heirtzler et al.; Initial Reports..., 1975, vol. XXVII, p. 141) пишут: „Граница между этой толщей (верхним миоценом, — А.П.) и подстилающим ее верхнемеловым бурым цеолитовым аргиллитом представлена местным перерывом осадконакопления, продолжавшимся в течение всего палеогена“.

Скважина 264 ($34^{\circ}58.13'$ ю.ш., $112^{\circ}02.68'$ в.д., глубина океана 2873 м, глубина скважины 215.5 м). В скважине установлены три несогласия, о которых Д.Е. Хейс и др. (Hayes et al.; Initial Reports..., 1975, vol. XXVIII, p. 27) пишут так: „Несогласия, обнаруженные по пробелам в биостратиграфической зональности, отделяют: (1) миоцен и более молодые слои от эоценовых, (2) эоценовые от среднепалеоценовых и, вероятно, (3) палеоценовые от верхнемеловых (кампан-сантонских)“.

Таким образом, позднеальпийское (преднеогеновое) несогласие в Индийском океане вскрыто всего лишь в 13 скважинах глубоководного бурения, а вместе с нефтепоисковыми не более, чем в 20.

Судя по тому что в некоторых скважинах (250, 265 и др.) позднеальпийский перерыв осадконакопления был очень длительным (десятки миллионов лет), можно предполагать нахождение некоторых участков поверхности дна Индийского океана в течение этих длительных промежутков времени выше уровня моря, а на участке хр. Брокен — существование в позднемеловую эпоху геосинклинальных условий, завершившихся в ларамийскую или субгерцинскую эпохи тектонической активизации складкообразующими движениями земной коры.

Ларамийское несогласие

Это несогласие установлено в Индийском океане только в одной нефтепоисковой скважине Ашмор-1 и в трех скважинах глубоководного бурения — 239, 241 и 248. В скв. 249 вскрыты перерыв и несогласие между сеноманскими и кампанскими отложениями верхнего мела, которые, по-видимому, можно считать соответствующими австрийской эпохе тектонической активизации.

ТИХИЙ ОКЕАН

Позднеальпийское несогласие

В пределах акватории Тихого океана скважины, вскрывшие позднеальпийское несогласие, задолго до начала глубоководного бурения проходились на некоторых островах-атоллах с чисто научными или какими-то иными целями. Некоторые из этих скважин вскрыли и интересующее нас позднеальпийское несогласие.

В 1954 г. впервые К.О. Эмери, Дж.И. Траци и Г.С. Ладд (Emery et al., 1954) описали пробуренные к тому времени четыре скважины на атолле Бикини и на соседних атоллах в арх. Маршалловых островов.

В скв. 2А, пробуренной до 1151 футов ниже уровня океана пересечены неконсолидированные карбонатные осадки с ядрами, изредка с целыми раковинами моллюсков и обильными фораминиферами. Выше, до глубины 1127 футов ниже уровня моря, пересечена пачка твердого известняка с ядрами моллюсков и фораминиферами. Над этой пачкой вскрыта выщелоченная, кавернозная зона известняка, свидетельствующая о субаэральных условиях ее образования.

Из приведенных данных можно заключить, что на рубеже олигоцена и миоцена в районе атолла Бикини вначале существовали мелководные условия, а позднее, уже в какой-то промежуток раннемиоценового времени, поверхность атолла, так же как и сейчас поверхность в окрестностях атолла, осушилась и подверглась субаэральной денудации и выщелачиванию с образованием упомянутой зоны кавернозных известняков, обозначающей поверхность перерыва морского осадконакопления.

В работе Г.С. Ладда и Дж.И. Траци (Ladd, Tracey, 1957) мы находим описания наземных моллюсков (гастропод) из кернов глубоких скважин, пробуренных на некоторых атоллах западной части Тихого океана. На с. 218 авторы пишут о результатах своих исследований: „Раковины четырех видов небольших наземных улиток были обнаружены при бурении скважин на атоллах Бикини, Энвенток и Фунафути в западной части Тихого океана. Все принадлежат к роду *Ptychodon*, представленному в настоящее время многими видами, которые почти без исключения находились на лесистых островах, на значительных высотах над уровнем моря. Два вида имеют миоценовый возраст, а два других — от плейстоценового до современного. Способ захоронения раковин в осадке не выяснен. Два более молодых вида (с глубин 51,8 и 137,1 м) находились в зонах выщелачивания и, по-видимому, были захоронены в пещерах поднятой поверхности известняка уже во время, более позднее, чем время образования этих известняков. Миоценовые виды, обнаруженные в скважинах на глубинах 252,3 и 551,6 м, находились вместе с различной морской фауной и были захоронены вблизи возвышенной суши, на которой обитали наземные моллюски. Эти древние виды, вероятно, того же самого возраста, что и заключающие их породы, но моложе соседних известняков высоких поднятий. Присутствие в осадках наземных моллюсков придает убедительность тому, что в прошлом современные, расположенные на уровне океана, атоллы располагались выше уровня моря и функционировали как острова-мостики при распространении жизни в Тихом океане.

Пробы, полученные при бурении скважин на Маршалловых островах и на атолле Фунафути, выявили зоны, в которых арагонит кораллов и большинства моллюсков был частично выщелочен с сохранением ядер раковин или раскристаллизованного кальцита как более стойкой формы карбоната кальция. Поднятие рифа, — очевидно, наи-

более резонное объяснение существования уплотненных и раскристаллизованных интервалов в разрезах скважин. Изменения такого типа могут совершаться только в атмосферных условиях, под растворяющим действием дождевых вод, проникающих через почву, что хорошо известно. После выщелачивания известняка водой и наступления насыщения происходят небольшие изменения, такие как эвапоритизация в расколах и трещинах, что в результате приводит к образованию жил кальцита и покрытию им стенок каверн и к перекристаллизации кальцита внутри породы...

Зоны выщелачивания поэтому, кажется, могут документировать периоды, когда вершины атоллов в течение достаточно длительного времени находились выше уровня моря.¹ В самых глубоких скважинах, пробуренных на атолле Эниветок, были установлены три такие зоны выщелачивания, в наиболее глубокой скважине на Бикини выявлены две зоны, а на Фунафути — только одна. Поднятие, которое обусловило самую верхнюю зону выщелачивания на атоллах Бикини и Эниветок, несомненно имело место при плейстоценовых эвстатических колебаниях уровня моря, хотя некоторое различие между уровнями этих зон, возможно, свидетельствует о различной величине последующего погружения. Самые глубокие зоны, около 335 м ниже уровня океана, довольно хорошо коррелируемые на атоллах Бикини и Эниветок, указывают либо на эвстатическое движение, доказательств которого не имеется, либо на крупного масштаба поднятие океанического дна, охватившее острова на пространстве радиусом 200 миль вокруг атоллов".

В 1960 г. Г.С. Ладд и С.А. Шлангер (Ladd, Schlanger, 1960) описали разрезы двух скважин (F-1 и E-1), пробуренных на атолле Эниветок, и отметили, что в обеих скважинах миоценовые морские отложения залегают на породах эоцена, а олигоцен выпадает из разреза в связи с перерывом морского осадконакопления в этом районе Тихого океана.

В работе Г.С. Ладда, Дж.И. Траци и М.Дж. Гросса (Ladd et al., 1967) изложены основные геологические результаты бурения на атолле Мидуэй в группе Гавайских островов. На с. 1092 авторы пишут: „Все лавовые потоки, пересеченные при бурении под атоллом Мидуэй, вероятно, изливались из кратеров на сушу или в очень мелководные водоемы. Возраст одного из образцов керна с глубины 1594 фута (485 м; 101 м ниже уровня океана, — А.П.) оказался 15.7 ± 0.9 млн лет, возраст второго образца с глубины 1600 футов (102.8 м ниже уровня океана, — А.П.) — 16.6 ± 0.9 млн лет. Разрез атолла Мидуэй — слой вулканогенных алевролитов и конгломератов. Толща мощностью 170 футов, состоящая из переслаивающихся вулканитов и лигнитовых аргиллитов, установ-

¹ После того как были написаны эти строки, мисс Э. Леопольд получила плотную концентрацию пыльцы растений из разреза миоцена, вскрытого бурением на атолле Эниветок; это сильно подкрепляет высказанные соображения.

ленная на атолле Мидуэй ниже известняка в керне рифа, не имеет аналогов в разрезах других атоллов. На Мидуэе базальтовые лавы изливались, образуя купола, возвышающиеся почти на 3 мили над дном океана... Точные данные о куполах, которые достигали дневной поверхности, отсутствуют, но наземные или мелководные лавовые потоки, покрывающие купола, выветривались и по крайней мере частично были срезаны действием волн еще до миоцена... В раннем миоцене (горизонт „e“) северная часть эродированного купола была покрыта болотами. Погрузившаяся поверхность купола и болот была затем покрыта мелкими морскими водами, в которых на илистом дне жили остракоды и мелкие фораминиферы. Полностью сформировалась и толща лигнитовых слоев, и глины мощностью 170 футов. В конце формирования горизонта „e“ риф поднялся над уровнем моря и вся толща известняка была расположена над водой в течение времени, соответствующего образованию горизонта „f“. Известняк был вышеложен и перекристаллизован. Новое погружение последовало в позднем миоцене (горизонт „g“), когда накопилась толща мелководных, лагунного типа известняков мощностью более 100 футов. Эти отложения покрыли измененные выветрелые известняки на северной стороне атолла и возвышенности на южной. Период формирования карбонатных осадков продолжался, вероятно, уже в плейстоцене“.

Факты, изложенные в рассмотренных работах Г.С. Ладда и его соавторов и относящиеся к бурению на атоллах Бикини, Эниветок, Фунафути и Мидуэй, — наличие кор выветривания (выщелачивания), находки наземных миоценовых моллюсков (гастропод), обитающих в современных тропических лесах, присутствие растительных спор и пыльцы, а также лигнитовых глин с пластами лигнита и растительного детрита в отложениях раннего миоцена на глубине ниже уровня дна океана — нельзя объяснить без допущения существования в районах Маршалловых и Гавайских островов в раннемиоценовое время обширных массивов суши в виде крупных островов или архипелагов островов, разделенных мелководными проливами с мангровыми зарослями.

Всего в Тихом океане на атоллах пробурено около 10 скважин, где вскрыты предмиоценовый перерыв и несогласие, соответствующие эпейрогеническим движениям (поднятиям и последующим погружениям) обширных площадей океана в районах перечисленных атоллов.

Позднеальпийское (преднеогеновое) структурное несогласие с разной степенью достоверности было отмечено во многих скважинах, пробуренных „Гломаром Челленджером“ в рейсах 5-9, 16-21, 29-34.

В кернах скважин, поскольку опробование пересекаемых скважинами отложений было не непрерывным, следы перерывов и несогласий выступают не с одинаковой степенью ясности. В одних случаях, как, например, в скв. 472, длительный перерыв устанавливается по выпадению из разреза ископаемых верхнего эоцена, всего олигоцена и нижней части миоцена, в других — по выпадению меньших

интервалов биостратиграфической последовательности, в третьих несогласие определяется по косвенным признакам, таким, например, как наличие слоев с перестроенной фауной, кор выветривания или выщелачивания и др.

В.А. Крашенинников (1971)', принимавший участие в 6-м рейсе „Гломара Челленджера“ и описавший стратиграфию и фораминифер кайнозойских отложений на дне западной части Тихого океана, выделяет два стратиграфических перерыва: нижний – в средней части эоцена и верхний – в середине олигоцена, между биоэонами *Globigerina ampliapertura* и *Globigerina ciperoensis*. Однако изучение буровых журналов, опубликованных в VI томе предварительных отчетов о научных результатах бурения с „Гломара Челленджера“, показало, что позднеальпийское несогласие по стратиграфическому уровню в различных скважинах варьирует приблизительно от средней части олигоцена до средней части миоцена, и это не только в скважинах 6-го рейса, но и во многих других, пробуренных в Тихом океане. Конкретные данные по скважинам, пробуренным в перечисленных выше рейсах, где признаки позднеальпийского перерыва и несогласия выступают наиболее отчетливо, представляются в следующем виде.

С к в а ж и н а 34 (39°28.21' с.ш., 127°16.54' з.д., глубина океана 4322 м, глубина скважины 384 м). В нижней части скважины вскрыта толща серо-зеленого аргиллита с цеолитом, слой в которой, судя по керну, имеют падение под углом около 13–15°. Ниже располагается метровый слой кальцита с хлоритом и глиной, возраст которого определен как раннемиоценово-олигоценовый. На глубине 384 м в забое скважины вскрыта выветрелая поверхность базальта с хлоритом и кальцитом в трещинах. Наличие несогласия под нижним миоценом можно предполагать только на основании налегания упомянутого миоцен-олигоценового слоя кальцита с хлоритом и глиной на выветрелую, разбитую трещинами с хлоритом и кальцитом поверхность базальта.

С к в а ж и н а 36 (40°59.08' с.ш., 130°06.58' з.д., глубина океана 3273 м, глубина скважины 116 м). На глубине 115 м встречен стекловатый, с палагонитовой коркой и небольшим количеством пузырьков базальт неуставленного возраста. Выше, до 111 м, залегает красно-бурый аргиллит с обломками базальта в палагоните. Несогласие можно подозревать также только на основании наличия обломков базальта в палагоните, которые в совокупности могут представлять собой кору выветривания базальта, вскрытого в забое скважины.

С к в а ж и н а 47.2 (32°26.90' с.ш., 157°42.70' з.д., глубина океана 2689 м, глубина скважины 129 м). Несогласие по дублетной скважине (47.2) отмечается между верхним миоценом и эоцен-палеоценовым карбонатным писчим мелом.

С к в а ж и н а 48 (32°24.5' с.ш., 158°01.3' в.д., глубина океана 2619, глубина скважин: 48.0 – 84 м, 48.1 – 49 м, 48.2 – 72 м). Верхний миоцен в кернах всех трех скважин лежит с большим перерывом на среднем маастрихте, представленном пис-

чим мелом и нанопланктонным илом с большим количеством обломков раковин иноцерамусов. Таким образом, продолжительность перерыва в районе этой скважины (поднятие Шатского) составляет около 58–60 млн лет; перерыв включал движения как позднеальпийской, так и ларамийской эпох тектонической активизации земной коры в западной части акватории Тихого океана.

Скважина 51 (33°28.5' с.ш., 153°24.3' в.д., глубина океана 5981 м, глубина скважин: 51.0 – 132 м, 51.1 – 128 м). В скважинах установлен тот же длительный перерыв осадконакопления, который имеет место в двух предыдущих скважинах – 47.2 и 48. Характеризуя разрез скв. 51, авторы ее описания (Heezen et al.; Initial Reports..., 1971, vol. VI) пишут о том, что мощность толщи глубоководной бурой глины неогена здесь необычайно велика, что связано с местными особенностями топографии. Пробы свидетельствуют, что вся или почти вся эта мощная толща неогеновая и плейстоценовая, распространяющаяся по крайней мере до глубины 32 м, и миоценовая – до глубины 124 м. Такие нормы накопления, очевидно, чрезмерно высоки для абиссальных бурых глин. Более того, очевидное полное или почти полное отсутствие палеогена в этой глубоководной обстановке аномально, а покрывающие глины исключительно брекчированы и нарушены. Авторы описаний не вполне убеждены, что осадки образовались на той глубине океана, на которой они встречены скважинами... Меловые отложения под перерывом представлены фораминиферовым илом с кремнями сантонского и сеноманского возраста. Сомнения авторов, как нам кажется, проистекают из того, что они полностью исключают возможность образования перерывов в связи с поднятием поверхности дна океана выше его уровня, т.е. они руководствуются концепцией перманентности океанов.

Скважина 53 (18°02.0' с.ш., 141°11.5' в.д., глубина океана 4629 м, глубина скважины 201 м). Авторы описания скважины (те же, что и скв. 51), характеризуя вскрытый скважиной разрез, отмечают, что в районе расположения скважины большую роль в палеогене и неогене играл вулканизм, что история формирования базальтовых излияний сменилась в миоцене эксплозивным вулканизмом, близким к вулканизму о-ва Гуам. Разрез же о-ва Гуам, если судить по органическим остаткам чередующихся с вулканитами известняков, формировался в условиях мелководья. О предмиоценовом несогласии на о-ве Гуам Дж.И. Траци и др. (Tracy et al., 1964) пишут следующее (с. 95): „Отложений, содержащих ископаемых третичного горизонта «d» (верхний олигоцен, – А.П.), на о-ве Гуам не установлено. Возможно, что в это время произошло сглаживание горных возвышенностей, на которых остались отдельные пики..., приподнятые и эродированные”.

Преднеогеновое (позднеальпийское) несогласие в скв. 53 можно предполагать только на основании вскрытия скважиной на последних 5 м перед дном покрывающей базальт олигоцен–раннемиоценовой по возрасту брекчии, в обломках которой были установлены: писчий мел, базальт, „зеленые сланцы”, известняк, мергель и

вулканическая брекчия раннеолигоценового—раннемиоценового возраста. Природа этой брекчии недостаточно выяснена, но возможно, что она представляет собой базальный слой миоценового разреза, залегающий несогласно на выветрелой поверхности базальта, или кору выветривания этого базальта.

С к в а ж и н а 54 ($15^{\circ}36.6'$ с.ш., $140^{\circ}18.10'$ в.д., глубина океана 4990 м, глубина скважины 294 м). О разрезе скважины авторы ее описания (Heezen et al.; Initial Reports..., 1971, vol. VI) сообщают, что она подтверждает историю событий, выявленных скв. 53: эпизоды базальтовых излияний — палеогенового и самого раннего миоценового времени, — сменявшиеся эпизодами эксплозивного вулканизма и выпадением пепловых туфов в миоценовое время. Региональный масштаб базальтовых излияний показывает, что мы не можем исключить возможности образования базальта-ми некоторого тонкого покрова на более древнем основании. Выпадение в миоцене пепловых туфов концентрировалось на западном склоне хр. Иво-Джима, следовательно, этот хребет был их источником. Так же как и в скв. 53, осадки скв. 54 состоят преимущественно из миоценовых вулканических пепловых туфов, которые включают несколько слоев пемзовых туфов, более грубозернистых, чем в скв. 53. Состав стекол этих слоев меняется от андезитового до базальтового. В скв. 54 наблюдается лучшая сохранность известковистых органических остатков. Фораминиферы в осадке обычны, так же как и гетерококколиты, тогда как в скв. 53 биота более редуцирована в сторону наличия стойких к растворению дискоастеров. Осадки подстилаются базальтовой лавой, покрытой слоем брекчии из базальтового стекла. Эту брекчию, по-видимому, можно рассматривать как кору выветривания базальта, отвечающую некоторому перерыву осадконакопления перед отложением миоценовых пепловых туфов. Более надежных признаков несогласия не имеется.

С к в а ж и н а 59 ($11^{\circ}46.8'$ с.ш., $147^{\circ}34.9'$ в.д.), глубины океана 5554 м (скв. 59.0 и 59.1) и 5547 м (скв. 59.2), глубина скважины (59.2) 135 м. Неогеновые бурые глины покрывают здесь с большим перерывом некоторую толщу палеоценовых глин с прослоями писчего мела. Скважина остановлена в кремнистых бурых глинах с прослоями литифицированных туфов мелового возраста... Предмиоценовое несогласие расположено в скважине на глубине около 130 м.

С к в а ж и н а 60 ($13^{\circ}40.0'$ с.ш., $145^{\circ}41.9'$ в.д., глубина океана 3717 м, глубина скважины 348 м). Осадки представлены в основном пемзовыми туфами с примесью различных количеств скелетов планктонных организмов, переслаивающихся с хорошо сортированными слоями вулканического туфа. Несогласие под миоценом предполагается на основе непрерывного сейсмического профилирования, проведенного судами „Арго“ и „Гломар Челленджер“, и было перебурено скважиной без заметного изменения в литологическом типе пород.

Скважина 61 (12°05.0' с.ш., 147°03.7' в.д., глубина океана 5562 м, глубина скважины 97 м). В графической колонке скважины Э.Л. Уинтерер и др. (Winterer et al.; Geotimes, 1969, vol. 14, No. 10, p. 13) показывают несогласное налегание цеолитизированного туфа и аргиллита с прослоями кремней миоцена на маломощную толщу верхнемеловых осадков того же типа, покрывающих амигдалоидные базальтовые лавы. Наличие перерыва и несогласия устанавливается только по резкой смене органических остатков миоцена органическими остатками верхнего мела.

Скважина 66 (2°23.6' с.ш., 166°07.3' з.д., глубина океана 5293 м, глубина скважины 193 м). Авторы предварительной информации (Geotimes, 1969, vol. 14, No. 10, p. 13) в графической колонке скважины показывают налегание олигоценых слоистых кремней, переслаивающихся с рыхлыми озовыми илами, на очень крепкий бурый цеолитовый пелагический аргиллит и вулканогенный песок верхнего мела, покрывающий пузыристый базальт.

Скважина 160 (11°42.27' с.ш., 130°52.81' з.д., глубина океана 4940 м, глубина скважины 114 м). Авторы описания скважины (Winterer et al.; Initial Reports..., 1972, vol. XVI, p. 271) отмечают: «Отсутствие отложений биостратиграфической подзоны *Dictyococclites obisectus* указывает на несогласие приблизительно на глубине 43 м (граница олигоцена и миоцена)».

Скважина 170 (11°48.0' с.ш., 177°37.0' в.д., глубина океана 5792 м, глубина скважины 196 м). Авторы первичной информации о скважине Е.Л. Уинтерер и др. (Winterer et al.; Geotimes, 1971, vol. 16, No. 9, p. 13) в графической колонке скважины (с. 13) показывают налегание нижнемиоценовых бурых аргиллитов с кремнями на маастрихтские известняки и писчий мел.

Скважина 194 (33°58.68' с.ш., 148°48.64' в.д., глубина океана 5754 м, глубина скважины 227 м). Авторы информации (Geotimes, 1972, vol. 17, No. 4, p. 10) описывают разрез скважины так: «Скважина 194 была пробурена на дне абиссальной равнины, в 630 км к востоку от Японского глубоководного жёлоба, на глубину 256 м ниже дна океана. Скважина прошла по песчанистому аргиллиту и вошла в твердый кремнистый слой. Спробованный песчанистый аргиллит изменяется по возрасту от четвертичного до позднемиоценового и содержит в изобилии радиолярии, силикофлагеллаты и диатомеи со множеством тонких прослоев пепла, в редких случаях – обломков пемзы и многочисленных осколков вулканического стекла и других вулканических обломков. Подстилающие кремнистые слои относятся по возрасту к меловым отложениям». На графическом изображении разреза приблизительно до глубины 250 м распространены упомянутые в описании осадки позднего миоцена, на этой глубине лежит тонкий слой кремней, а ниже до конца скважины показаны отложения мелового возраста.

Скважина 204 ($25^{\circ}57.27'$ ю.ш., $174^{\circ}06.69'$ в.д., глубина океана 5354 м, глубина скважины 160 м). Авторы предварительного отчета Р.Е. Бэрнс и др. (Burns et al.; Initial Reports..., 1973, vol. XXI, p. 24, 25) пишут: „Основание толщи абиссального аргиллита и пепла представлено, очевидно, несогласием, близким к описанному Джонсоном и др. (1972) в прол. Самоя, которое, может быть, имело отношение к движению антарктических придонных вод, а также к региональному несогласию, вскрытому скв. 206–210“.

Скважина 205 ($25^{\circ}30.99'$ ю.ш., $177^{\circ}53.95'$ в.д., глубина океана 4320 м, глубина скважины 355 м). Авторы описания (Burns et al.) в предварительном отчете (Initial Reports..., 1973, vol. XXI, p. 61) пишут: „Перерыв осадконакопления в раннем миоцене представлен структурным несогласием, которое установлено в пробе 24. Оно могло быть результатом отсутствия или осадконакопления в некоторый интервал времени, или отсутствия осадков, обусловленного эрозией“.

Скважина 206 ($32^{\circ}00.75'$ ю.ш., $165^{\circ}27.15'$ в.д., глубина океана 3196 м, глубина скважины 734 м). О перерыве в разрезе скважины авторы отчета (Initial Reports..., 1973, vol. XXI, p. 121) пишут: „Это первая скважина, в которой было отмечено региональное несогласие, при котором выпали из разреза отложения позднего эоцена и начала олигоцена“.

Скважина 207 ($36^{\circ}57.75'$ ю.ш., $165^{\circ}20.06'$ в.д., глубина океана 1389 м, глубина скважины 513 м). О несогласии авторы описания скважины отмечают следующее (с. 211): „Региональное несогласие в этой скважине имеет место между отложениями среднего эоцена и низами среднего миоцена, при этом перетолженные олигоценовые микрофоссилии в среднемиоценовых отложениях не обнаружены, а присутствуют только верхнеэоценовые“.

Скважина 208 ($26^{\circ}06.61'$ ю.ш., $161^{\circ}13.27'$ в.д., глубина океана 1545 м, глубина скважины 592 м). О перерыве и несогласии в предварительном отчете (Initial Reports..., 1973, vol. XXI, p. 279) авторы пишут: „Из-за регионального несогласия, проявленного в скв. 206, 207, 209 и 210, в скважине отсутствуют осадки от верхнеэоценовых до среднеолигоценовых. В скв. 206 и 207 отсутствуют также отложения позднего палеоцена и раннего эоцена“. Это последнее несогласие соответствует ларамийской эпохе тектонической активизации земной коры.

Скважина 209 ($15^{\circ}56.19'$ ю.ш., $152^{\circ}11.27'$ в.д., глубина океана 1428 м, глубина скважины 344 м). Несогласие автора описания скважины в предварительном отчете (Initial Reports..., 1973, vol. XXI, p. 344) характеризуют так: „Региональное несогласие проявлено в скв. 209 между подразделениями 1 и 2, оно охватывает интервал от позднего эоцена до позднего олигоцена“.

Скважина 210 ($13^{\circ}45.99'$ ю.ш., $152^{\circ}53.78'$ в.д., глубина океана 4643 м, глубина скважины 711 м). Несогласие, вскрытое скв. 210, авторами отчета характеризуется так (с. 381):

„В скв. 210 региональное несогласие охватывает большую часть позднеэоценового времени и раннеолигоценовое время”.

Вместе со скважинами, пробуренными на атоллах, позднеальпийское несогласие в Тихом океане было установлено в 29 скважинах. Всего в Тихом океане по нашим подсчетам на середину 1977 г. были пробурены 132 глубоководные скважины. Таким образом, позднеальпийское несогласие было вскрыто в 22% от общего числа пробуренных скважин. Несомненно, что по мере увеличения числа скважин глубоководного бурения этот процент будет увеличиваться и составит, так же как и в Атлантическом океане, больше 50.

Л а р а м и й с к о е н е с о г л а с и е

При глубоководном бурении в Тихом океане это несогласие вскрыто всего лишь в 12 скважинах, что, естественно, объясняется тем, что большинство скважин не достигло уровня этого несогласия.

С к в а ж и н а 161 ($10^{\circ}14.25'$ с.ш., $139^{\circ}57.21'$ з.д., глубина океана 4939 м, глубина скважины 245 м). Авторы описания скважины (Winterer et al.; Initial Reports..., 1972, vol. XVI, p. 307) характеризуют ларамийское несогласие следующими словами: „Зона *Thyrocyrtis tetracantha* (*radiolaria*) отсутствует, возможно, указывая на короткий перерыв между средним и поздним эоценом”.

Аналогичное замечание делают авторы и по поводу выпадения той же биозоны в скв. 162, расположенной приблизительно на том же меридиане несколько южнее разломной зоны „Кларифон”.

С к в а ж и н а 163 ($11^{\circ}14.66'$ с.ш., $150^{\circ}17.52'$ з.д., глубина океана 5230 м, глубина скважины 294 м). О ларамийском несогласии авторы пишут то же, что и о двух предыдущих скважинах (161 и 162): здесь выпадает та же биозона.

О ларамийском несогласии в скв. 164–171 (Douglas et al.; Initial Reports..., 1972, vol. XVII, p. 905) в очерке о всех 7 скважинах говорится следующее (с. 905–907): „Наиболее резко выраженным и широко распространенным стратиграфическим несогласием является несогласие между ранними третичными и самыми поздними меловыми отложениями. Однако амплитуда и природа этого несогласия в каждой скважине варьирует.

На гайоте „Горизонт” (скв. 171), который расположен на наименьшей глубине океана (2290 м), осадки эоцена покоятся на верхнемаастрихтских отложениях. Проба 8 и верхняя часть пробы 9 содержат в основном среднеэоценовый ансамбль микрофоссилий с примесью фораминифер раннеэоценового, палеоэоценового и маастрихтского возраста и нанофоссилий маастрихта и палеоэоцена. В нижней части пробы 9 обнаружен ансамбль позднего маастрихта с небольшим количеством эоценовых и палеоэоценовых микрофоссилий. Граница между третичными и меловыми породами проведена у основания пробы 9, секции 4, где преобладающе эоценовый ансамбль фораминифер и нанофоссилий сменяется ансамблем преимущественно маастрихтским.

Природа этой границы эрозионная, а осадки палеоцена и раннего эоцена отлагались (и сохранились) на гайоте „Горизонт“ где-то выше по склону от местоположения скважины, где они были в перетолженном виде обнаружены в разрезе олигоцена. Небольшое количество третичных микрофоссилий, обнаруженных в нижней части пробы 9, возможно, попало туда в процессе бурения и контаминации пробы.

Магнитуда перерыва в скв. 171, очевидно, была от второй половины среднего эоцена до второй половины маастрихтского века.

Определение раннетретичного перерыва в других скважинах осложнено скудностью материала опробования и недостаточным контролем со стороны фоссилий. Предполагается, что в скв. 167 перерыв охватывает нижний эоцен и верхний палеоцен и располагается между пробами 37 и 38; под вопросом еще один перерыв — между нижним палеоценом и самым верхним маастрихтом, между пробами 40 и 41... Проба 38 в пробоотборнике с глубины 657 м содержит среднепалеоценовые микрофоссилии. Поэтому, если мы примем, что эоценовые осадки — это осадки пробы 37, взятой в разбуренном интервале, тогда стратиграфическая разность между средним эоценом и средним палеоценом пробы 38 может быть около 20 м или меньше 1 м. В любом случае очень возможно наличие перерыва и несогласия. Стратиграфические взаимоотношения между палеоценом и маастрихтом, между пробой 40 и 41, осложняются неполнотой поднятых проб. Как прежде, пробы были получены только из пробоотборника в критическом интервале. Первыми меловыми фоссилиями в следующем низу интервала были редкие фораминиферы в сопровождении значительной примеси обломков кремней, извлеченных из расположенного ниже по скважине пробоотборника пробы 40. Мы считаем вполне вероятным, что эти микрофоссилии, возможно, перетолжены и что проба 40 является среднепалеоценовой, а граница между третичными осадками и мелом располагается где-то внутри интервала пробы 41. Однако мы не можем исключить возможности, что полный разрез дания и самого позднего маастрихта заключен в интервале 666 м (верх пробы 40) и 685 м (низ пробы 41). Условия на границе скв. 164, 165 и 166 отличаются от условий на границе скв. 167 и 171, это отражается в литологии, наблюдаемой на контакте; все три скважины расположены на глубинах океана, близких к 5000 или более метров. В скв. 165 нижеэоценовый радиоляриевый оозовый ил (проба 15) покрывает верхнемаастрихтские мергельные турбидиты (проба 16). Кремни были вскрыты в пробе 14, а отбор проб ниже этого уровня ограничился только взятием образцов из пробоотборника. Перерыв в этой скважине очень близок по амплитуде к пробелу в скв. 167 и 171. Верхняя граница перерыва в скв. 164 (оозовые илы и кремни) может быть определена как нижеэоценовая. Однако нижняя граница не может быть прослежена внутри меловых отложений. Кремни в пробе 4 и поднятый материал этой пробы и проб 5 и 6 ограничивался образцами из пробоотборника и частично из керна. В пробах не было выявлено известковистых фоссилий. Радиолярии пробы

6, вероятно, раннеэоценовые, а пробы 7 — предположительно кампанские до маастрихтских.

Обстановка в скв. 166 близка к обстановке скв. 164. Среднеэоценовые радиоляриевые оозовые илы покрывают бурый аргиллит мелового возраста. Однако между илами и кремнями пробы 17, которая содержит плохо сохранившиеся среднеэоценовые радиолярии, и пробой 19, содержащей небольшое количество фораминифер позднего мела, не было обнаружено органических остатков. Фораминиферы в пробе 20, вероятно, средне меловые (альб-сеноманские), но точный возраст их установить невозможно. Интервал в 23 м может представлять собой промежуток времени около 50 млн лет... Поэтому перерыв в разрезе скв. 166 должен соответствовать приведенным выше определениям.

Точечное опробование выдвигает особые проблемы интерпретации проб в колонках скв. 168–170. Скважина 170 пробурена на той же самой площади, что и скв. 168 и 169.

Скважина 169 была начата на уровне, который был запроектирован от разреза третичных отложений, выявленных в скв. 168. Скважина 168 была остановлена на 75 м в среднеэоценовых отложениях, а первая проба в скв. 169 поднята с 95 м, из кремнистых пород и аргиллитов мелового возраста. 20-метровый интервал охватывает промежуток времени около 20 млн лет...

Первая проба в скв. 170 была взята между поверхностью дна океана и 15 м ниже его. Вторая проба поднята с глубины 75 м ниже дна. На протяжении 49 м, между пробами 1 и 2, разрез охватил осадки нижнего миоцена–верхнего олигоцена до нижнего маастрихта...

Таким образом, перерыв между третичными и меловыми образованиями во всех семи скважинах характеризуется следующими особенностями.

1. Покрывающие третичные породы относятся к среднему или к самому концу раннего эоцена, исключая скв. 168 и 169 (поздний эоцен) и 170 (миоцен-олигоцен). Однако в последних скважинах был слабый биостратиграфический контроль в связи с большим пробелом в опробовании между третичными и меловыми образцами.

2. Подстилающие меловые породы были, главным образом, верхнемаастрихтскими, за исключением скв. 164 и 166. Меловые образования в этих скважинах, очевидно, значительно древнее, но контроль по составу ископаемых недостаточен.

3. Непрерывное опробование скважин (164–167) при поднятии проб затруднялось и ограничивалось неполными пробами и (или) образцами только из пробоботборника в интервале между кремнистыми породами эоцена и подстилающими меловыми. Недостаточно полный подъем проб в ассоциации с перебуриванием слоев кремней препятствовали точному определению магнитуды рассматриваемого перерыва.

4. В скв. 171 и, возможно, в 167 перерыв ассоциирован с эрозионным несогласием. В других скважинах определить природу контакта невозможно.

5. Отсутствует очевидное соотношение между современными глубинами океана на местах пробуренных скважин и указанной выше амплитудой перерыва. Наибольший перерыв имеет место, по-видимому, в скв. 166, а наименьший — в 167, но они пробурены не на самой большей и не на самой меньшей глубинах воды*.

Все семь скважин расположены на обширном пространстве акватории океана между Гавайскими островами на северо-востоке и группами островов Маршалловых и Джилберта на юго-западе. Глубины океана здесь варьируют от 2295 (скв. 171) до 5792 м (скв. 170).

Субгерцинское (сантонское) несогласие

В разрезах скв. 171, 167 и, возможно, 170 предполагается перерыв в сантонском ярусе (веке) верхнего мела, соответствующий выделяемой в Западной Европе (Бубнов, 1934, с. 112) субгерцинской орогенической фазе.

Авторы описания скважин 17-го рейса „Гломара Челленджера“ характеризуют этот перерыв и несогласие так (Initial Reports..., vol. XVII, p. 907): „Имеются доказательства наличия в скв. 171, 167 и, возможно, в скв. 170 стратиграфического перерыва, охватывающего частично или целиком сантонский ярус. Наиболее надежные доказательства имеются в скв. 171, где литологическое изменение в разрезе согласовывается с палеонтологическим пробелом внутри верхней части пробы 2. Литологическая смена отложений согласовывается с палеонтологическим пробелом в скв. 167, но контроль ископаемых здесь недостаточен. Бентонные фораминиферы в пробе 57 — кампанские, а в пробе 58 — коньякские или более древние, в той же пробе 58 — сантонские или коньякские.“

В скв. 170 перерыв возможен на том же самом уровне, что и в скв. 167 и 171. Поднятые пробы были неполны и доставили только плохо сохранившихся нанофоссилий*.

Австрийское (сеноманское) несогласие

Перерыв на рубеже раннего и позднего мела или вблизи этого рубежа соответствует выделенной нами (Пронин, 1973а) австрийской эпохе тектонической активизации земной коры.

Авторы описания скважин 17-го рейса „Гломара Челленджера“ характеризуют этот перерыв в следующих словах (Initial Reports..., vol. XVII, p. 907): „Верхнесеноманские микрофоссилии, по-видимому, во многих местах в Тихом океане отсутствуют. В скв. 167 проба 60 содержит туронские нанофоссилии. Проба 61, представленная только образцами из пробоотборника, содержит нижнесеноманские фораминиферы и кокколиты. Очевидно, здесь имеет место перерыв. В скв. 170 палеонтологическая ситуация близка к описанной*.“

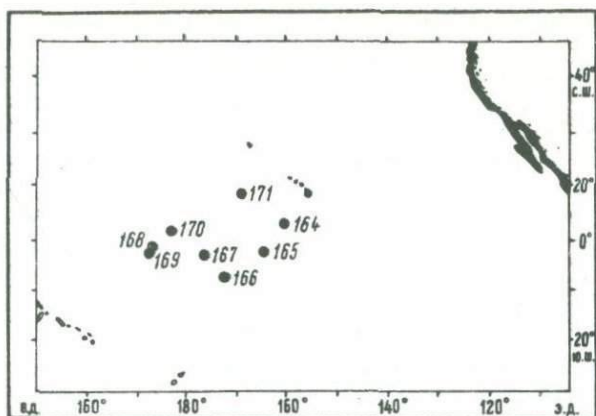


Рис. 6. Местоположение скважин глубоководного бурения, пробуренных в 17-м рейсе „Гломара Челленджера“ (Douglas et al., 1973).

Местоположение охарактеризованных скважин 17-го рейса „Гломара Челленджера“ (скв. 164–171) показано на рис. 6.

Охарактеризованные позднеальпийское (преднеогеновое) и ларамийское (предпалеогеновое или внутрпалеогеновое) несогласия, а также несогласие австрийское на рубеже раннего и позднего мела, установленное пока только в отдельных скважинах глубоководного бурения, позволяют с достаточным основанием говорить о том, что дно всех трех наиболее геологически изученных океанов в отдельных районах их акваторий испытывало абсолютные поднятия в те же эпохи тектонической активизации земной коры – позднеальпийскую, ларамийскую и австрийскую, которые были выделены и охарактеризованы автором (Пронин, 1973а) на континентах.

Перерывы осадконакопления и несогласия в отложениях под дном океанов легко увязываются с теми же перерывами и несогласиями на островах и океанических побережьях материков. Это лишь раз свидетельствует о тождестве и синхронности тектонических событий (эпейрогенических поднятий и погружений, а местами и складчатостей) на материках и в океанах, а это в свою очередь показывает отсутствие принципиальных различий в структурных взаимоотношениях комплексов горных пород, образующих кору, и ее эволюции.

Из того факта, что под дном всех современных океанов обнаруживаются следы движений позднеальпийской эпохи тектонической активизации земной коры, можно сделать заключение, что впадины океанов в их современной конфигурации имеют возраст не древнее миоценового и в крайнем случае – олигоценного, следовательно, их тектоническая история хронологически не выходит за пределы неогенового периода кайнозойской эры.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Поскольку корреляция позднеальпийского несогласия под дном океана, на островах и на атлантических побережьях Северной и Южной Америки, Европы и Африки, была проведена в первой главе работы, здесь мы охарактеризуем синхронность перерывов и несогласий, обусловленных тектоническими движениями ларамийской и австрийской эпох тектонической активизации земной коры, вскрытых в скважинах под дном Атлантического океана, на его островах и побережьях.

Ларамийское несогласие

1. Острова. Канадский Арктический архипелаг. В своей работе Э.Т. Тозер (Tozer, 1963) описывает на о-вах Элсмир и Аксель-Хейберг перерыв и эрозивное несогласие между верхнемеловыми и палеоценовыми отложениями не менее, чем в 7 локальных разрезах.

Восточная Гренландия. О выпадении из разреза отложений маастрихтского яруса на востоке Гренландии пишет Д.Т. Донаван (Donovan, 1963).

Большие и Малые Антильские острова. Сведения о наличии перерыва на границе между меловыми и третичными отложениями или поблизости от этой границы на Кубе приведены в работах А.Ф. Адамовича и В.Д. Чеховича (1964), П. Броннемана и Д. Ригасси (Bronnemann, Rigassi, 1963). На о-ве Пуэрто-Рико это несогласие охарактеризовано в работах А.Е. Нельсона (Nelson, 1966), М.Г. Пика (Peace, 1968) и У.Г. Монро (Monroe, 1973). На о-ве Андрос, судя по глубокой скважине того же названия, ларамийское несогласие, по данным М.С. Спенсер (Spenser, 1967), отсутствует.

Багамские острова. Ларамийское несогласие на этих островах охарактеризовано в работе А.А. Мейергофа и К.У. Гаттена (Meyerhoff, Hatten, 1974).

2. Западное побережье океана. Несогласие между меловыми и палеогеновыми отложениями на западном побережье океана выделено и охарактеризовано в многочисленных работах, приведенных в одной из более ранних книг автора (Пронин, 1973а). Здесь мы

упомянем лишь некоторые сводные статьи, относящиеся к его западному побережью.

В работе Г.Е. Легранда (Le Grand, 1961) на всем протяжении прибрежной равнины в пределах США, от штата Мэриленд до Флориды, выделяется предпалеоценовое эрозионное несогласие, а внутри палеогена несогласия отмечены под эоценом, под олигоценом и два несогласия внутри олигоцена; последние, по-видимому, соответствуют уже позднеальпийской эпохе тектонической активизации земной коры.

На побережье Мексиканского залива около г. Тампико У.У. Хей (1963) устанавливает несогласие между меловыми и палеогеновыми отложениями, граница между ними проходит в литологически одинаковых отложениях. В резюме доклада (с. 164) он характеризует несогласие следующим образом: „На нескольких участках установлено угловое несогласие, разделяющее отложения формаций Мендес (маастрихт) и Веласко (палеоцен). Более обычно параллельное несогласие, неразличимое при геологической съемке”.

На территории Гватемалы ларамийский перерыв и несогласие характеризует Дж.Л. Винсон (Vinson, 1962), согласно которому нижний эоцен залегает с эрозионным несогласием на верхнем маастрихте с выпадением датского яруса.

В Гватемале и Гондурасе ларамийский перерыв и несогласие описывают Р.А. Миллс с соавторами (Mills et al., 1967), по данным которых из разреза здесь выпадает палеоцен. Согласно Б. Энгельсу (Engels, 1965), на территории Никарагуа отмечаются следы ларамийской складчатости с внедрением интрузий гранитоидов.

В южных районах Коста-Рики, у границы с Панамой, Д.Геннингсен (Henningsen, 1966) отмечает перерыв, охватывающий маастрихт, даний, палеоцен и низы эоцена. Перерыв обусловлен ларамийской складчатостью, сопровождавшейся интрузиями и излиянием базальтов.

В северо-западной части территории Панамы ларамийское несогласие установлено С.П. Фишером и Е.А. Пассаньо (Fisher, Passagno, 1965), которые пишут, что в течение палеоценовой эпохи верхнемеловые отложения были частично эродированы.

На атлантическом побережье Южной Америки ларамийское несогласие отмечено П. Криаде Рокве и др. (1961) только в бассейне Сан-Хорхе, расположенном на побережье в южной части Аргентины. Палеоцен в обоих бортах бассейна лежит с эрозионным несогласием на породах верхнего мела.

3. Восточное побережье океана. Р. Тингаус (Thienhaus, 1962) пишет, что в низовьях Рейна палеоцен с эрозионным или слабым угловым несогласием налегает на породы лейаса.

В.А. Берггрэн (1963) отмечает обилие переотложенных формифер дания в палеоцене Дании и Южной Швеции и на этом основании предполагает короткий перерыв осадконакопления на границе датского века мела и палеоцена. „Несогласный контакт, — пишет он, — с зеландскими отложениями (средний палеоцен (?), нижний

ланденит-танет) был подробно рассмотрен рядом авторов в районе Копенгагена. В настоящее время он установлен также в Ютландии (Хваллэзе) и Сконе (Клагсхамне)" (Берггрен, 1963, с. 133).

И. С. Троэлсен (Troelsen, 1959), характеризуя меловую систему в Дании, отмечает (с. 18), что „перерыв осадконакопления на рубеже мела и палеогена был более значительным по окраине шита (Балтийского, — А.П.), чем в пределах самой геосинклинали”.

Ларамийский перерыв и несогласие на территории Нидерландов описан в работе Х.Д.М. Бурка и др. (1959), которые отмечают (с. 73), что „в большинстве районов страны после отложения осадков верхнего мела произошла регрессия моря. Однако в Лимбурге в палеоцене осадконакопление первоначально носило тот же характер, что и в позднем мелу, хотя и здесь может быть отмечен стратиграфический перерыв”.

А. Брувер (Brouwer, 1963) сопоставляет разрезы мела и палеогена следующих регионов: 1) Лондонского бассейна и Восточной Англии, 2) Гемпширского бассейна, 3) Парижского бассейна, 4) Бельгии, 5) Нидерландов, 6) северо-западной части ФРГ, 7) Шлезвиг-Гольштейна, 8) Дании. В разрезах 1-3 и 5 и 6 в связи с перерывом осадконакопления выпадает либо монтский ярус палеоцена, либо весь палеоцен (разрезы 5 и 6). Перерывы в палеоцене отсутствуют в разрезах 4, 7 и 8. В ларамийскую тектоническую эпоху здесь проявлялись движения ранних фаз в конце позднего мела.

На территории Бельгии И. Вольбург (Wolburg, 1953) показывает предпалеогеновый перерыв и несогласие как повсеместные и с угловым несогласием как в 5 скважинах профиля на с. 19 (рис. 4), так и в 7 скважинах на с. 23 (рис. 6).

М. Жюлинок (Gulinck, 1965) в трех профилях показывает, что отложения палеоцена (ярус ландинии) лежат с размывом на маастрихтских и палеозойских породах.

Ларамийскому несогласию на Британских островах посвящено значительное число работ, указанных в одной из более ранних книг автора (Пронин, 1973а). Здесь ограничимся только некоторыми.

К.П. Чатуин (Chatwin, 1961) пишет, что в Восточной Англии эоцен — его самые нижние (танетские) слои — лежит с угловым несогласием на породах (после мела) верхнего мела.

Д. Кэрри (Curry, 1965) в том же регионе отмечает наложение осадков танетского яруса на различные горизонты маастрихта с выпадением его верхней части и палеоцена.

Д.Г. Рейнер (Reyner, 1967) характеризует ларамийское несогласие в Гемпширском и Лондонском бассейнах. Перерыв под палеоценом в Гемпширском бассейне, по его данным, охватывает монтский и танетский ярусы, а спарнак, вульвич и ридинг ложатся несогласно на верхний мел. В Лондонском бассейне перерыв над верхним мелом охватывает только ярус монт, а танетские пески лежат на верхнем меле.

На атлантическом побережье Западной Африки граница между меловыми и третичными отложениями охарактеризована в следующих работах: Брайнмора (Brynmor, 1948), Ф. Тессье (Tessier, 1949), Г. Броньона и Веррье (1956), В. Хурка (1956), Г. Фора (Faure, 1959, 1962), М.С. Сланского (Slansky, 1959), Ж. Пэган и Д. Рейра (1961), Р.А. Реймента (1961, 1963), Г. Бусера (Buser, 1965), В.В. Турсиной (1967), К.К. Шорта и А.Д. Стеубла (Short, Stäuble, 1967) и др. Общее число описанных локальных разрезов в этих работах не менее 81. В 49 из них палеогеновые отложения залегают на верхнемеловых или более древних с эрозионным несогласием, а в 32 разрезах между ними имеется постепенный переход. Перечисленные работы относятся к районам Западной Африки, расположенным на древней платформе. Кроме того, есть работы, посвященные характеристике типа структурного взаимоотношения меловых и палеогеновых отложений в геосинклинальной зоне Африки — на территориях Марокко и Алжира. К ним относятся работы Ж. Фландрена (Flandrin, 1948), Р. Амброggi и К. Арамбурга (Ambroggi, Arambourg, 1951), Ж. Шубера (Choubert, 1952), Г. Готье (Gauthier, 1952), Ж.-Кл. Гриффона и Р. Мутера (Griffon, Mouterd, 1961), Г. Дюроцу (Durozoу, 1961).

В первой работе автор сопоставляет на территории Алжира 20 разрезов; в 7 разрезах из колонок выпадает датский ярус и нижний эоцен (палеоцен автором вообще не выделяется). Перерыв, охватывающий датский и монтский ярусы, показан в 3 разрезах. В остальных 10 разрезах показан постепенный переход от меловых к третичным отложениям.

По данным Р. Амброggi и К. Арамбурга (Ambroggi, Arambourg, 1951), в Южном Марокко в начале эоцена вместо морских устанавливаются лагунные условия, а к середине эоцена море совсем покидает район.

Ж. Шубер пишет (Choubert, 1952, p. 150) о том, что в Анти-Атласе „цикл непрерывного осадконакопления начался в маастрихте и продолжался до эоцена“.

Г. Готье (Gauthier, 1952) отмечает, что в Высоком Атласе в верхах верхнего мела и на границе с палеогеном (эоценом) широко распространены лагунные — гипсоносные — и континентальные фации.

Ж.-Кл. Гриффон и Р. Мутер (Griffon, Mouterd, 1961) пишут, что на мысе Тетуан в Марокко нуммулитовые слои эоцена трансгрессивно и с угловым несогласием покрывают юрские, неокеновые и верхнемеловые отложения.

Наконец, Г. Дюроцу (Durozoу, 1961) на плато Бон в Алжире показывает верхнемеловые и эоценовые отложения, смятые согласно в складки, а олигоцен (нумидий) залегающим с угловым несогласием на размытой поверхности верхнего мела и эоцена.

Что касается перечисленных выше работ по платформенной части западного побережья Африки, то наиболее полные данные имеются в статье В.В. Турсиной (1967), которая характеризует ос-

новые черты геологического строения побережья Гвинейского залива от Берега Слоновой Кости на севере до Анголы на юге включительно. В ее работе на с. 57 (рис. 2) сопоставлены 10 стратиграфических колонок, где граница между мелом и третичными отложениями показана в колонках 1) Берега Слоновой Кости, 2) Нигерии, 3) Камеруна, 4) Габона, 5) Конго (Киншаса), 6) Конго (Браззавиль). Перерыв на рубеже меловых и третичных отложений установлен в колонках 1-5, однако в двух последних на меловых отложениях залегают неогеновые, а в колонке Анголы меловые и третичные отложения показаны залегающими согласно.

О возможности короткого перерыва в верхней части верхнего мела в Нигерии писал в 1963 г. Р.А. Реймент (1963, с. 168).

Таким образом, ларамийский перерыв и структурное несогласие, так же как и позднеальпийские, вскрытые скважинами глубоководного бурения на дне Атлантического океана, коррелируются с тем же структурным несогласием, установленным на американском побережье, а также на западном побережье Европы и Африки. Это дает основание полагать, что события ларамийской эпохи тектонической активизации земной коры как на дне Атлантики, так и в прилегающих приатлантических регионах Европы, Африки и Америки были синхронными и однотипными.

Австрийское (предверхнемеловое) несогласие

Это несогласие установлено только в некоторых нефтепоисковых скважинах, пробуренных в пределах Большой Ньюфаундлендской банки, а также Большой и Малой Багамских банок. На Большой Ньюфаундлендской банке это несогласие вскрыто в скважинах Гран-Фолс, Пэффин, Петрель, Жаннет и других, охарактеризованных в статьях Ж.А. Бартлетта и Л. Смита (Bartlett, Smith, 1971), а также в коллективной работе К.Ф. Упшоу с соавторами (Upshaw et al., 1974). На Багамских банках австрийское несогласие вскрыто скважинами Андрос-1, Кай-Сал IV-1, Грейт Исаак-1 и Лонг-Айленд-1, описанных в статье А.А. Мейергофа и К.У. Гаттена (Meyerhoff, Hatten, 1974).

1. Острова. На островах Атлантического океана австрийское несогласие установлено только на некоторых Больших и Малых Антильских островах, таких как Куба, Ямайка, Пуэрто-Рико, а также на о-вах Тринидад и Гренландия.

На Кубе австрийское несогласие в окрестностях Гаваны охарактеризовано в статье П. Броннимана и Д. Ригасси (Bronniman, Rigassi, 1963), которые отмечают резкое угловое несогласие между условным сеноман-туроном и коньякским ярусом.

На о-ве Ямайка несогласное налегание сеноманских отложений с базальными конгломератами в основании, вероятно, с угловым несогласием, на вулканические породы неустановленного возраста отмечает Л.Дж. Чабб (Chubb, 1955).

Австрийское несогласие на о-ве Пуэрто-Рико охарактеризовано в ряде работ. Е.А. Пассаньо (Passagno, 1960) в стратиграфической схеме юго-западной части острова (рис. 3, с. 92) показывает близ границы нижнего и верхнего мела два перерыва: короткий внутри сеномана и более длительный, охватывающий турон, коньяк и сантон. Этот последний может соответствовать субгерцинской тектонической фазе, завершающей австрийскую эпоху тектонической активизации земной коры. Г.Л. Беррихилл с соавторами (Berryhill et al., 1960, p. 139) пишут: „Нижний контакт отложений верхнего мела с подстилающими вулканическим комплексом на юге центральной части Пуэрто-Рико несогласный, а всюду в других местах нормальный, согласный. В статье А.Е. Нельсона (Nelson, 1966) в табл. 1 между сомнительным верхним мелом — формация Негрос — и достоверным верхним мелом — формация Позас — показан перерыв в отложении осадков.

На о-ве Тринидад, в районе Токо, К.У. Барс (Barrs, 1962) показывает эрозийное несогласие между альбом и сеноманом.

Д.Т. Донаван (1964, с. 170, табл. 1) показывает в Восточной Гренландии перерыв, охватывающий верхнюю половину сеномана и низы турона. Отсутствует в разрезе также коньякский ярус.

На о-вах Элсмир и Аксель-Хейберг Канадского Арктического архипелага, по данным Е.Т. Тозера (Tozer, 1963), перерыв между нижним и верхним мелом отсутствует во всех 10 разрезах.

2. Западное побережье океана. Подробный обзор работ, в которых рассматривается вопрос о характере структурной границы между верхне- и нижнемеловыми отложениями на атлантическом побережье США, содержится в более ранней книге автора (Пронин, 1973а). Здесь же мы, так же как и при характеристике ларамийского несогласия на побережье США, ограничимся отдельными сводными работами.

В статье Г.Е. Легранда (Le Grand, 1961) рассматривается австрийское несогласие во всех восточных штатах — от Мэриленда на севере до Флориды на юге. Всяду, согласно Легранду, слои Аустин (коньяк) отделены эрозийным несогласием от слоев Игл-Форд (турон). Однако в более официальной таблице корреляции меловых отложений на побережьях Атлантического океана и Мексиканского залива, составленной Комиссией по стратиграфии меловой системы США, руководимой К.О. Данбаром, во всех 45 региональных колонках меловых отложений сеноманские формации с большим перерывом лежат на различных горизонтах альбского яруса нижнего мела. Позднее это было подтверждено многочисленными работами геологов США. Только в юго-восточной части Виргинии, по данным Д.Дж. Цедерstromа (Cederstrom, 1945), и в Северной Каролине, по материалам У.Б. Спенглера (Spangler, 1950), верхнемеловые и нижнемеловые слои залегают согласно, без перерыва. На всем остальном пространстве восточных штатов, где по буровым скважинам и естественным обнажениям было изучено не менее 87 разрезов, всюду между верхне- и нижнемеловыми отложениями наблюдалось несогласие.

На территории штата Техас Американская комиссия по номенклатуре стратиграфических подразделений (American Commission..., 1947) выделяет 8 регионов, по которым сопоставляются стратиграфические разрезы: 1) Аустин, 2) Тейлор, 3) Уако, 4) Корсикана, 5) Даллас, 6) Фаунин Хант Грейсон, 7) Конимерс, 8) Парис. Предсеноманский перерыв имеется во всех районах: в районах 1 и 2 он охватывает весь сеноман, а в остальных только его нижнюю часть. Внутри отложений верхнего мела имеются и другие перерывы: под туроном, под коньяком, под кампаном, под маастрихтом, вероятно, местные.

В Мексике исследования структурного типа границы верхнего и нижнего мела производили Т. Диац (Diaz, 1952), Дж.Б. Гибсон (Gibson, 1952), П.Р. Крутак (Krutak, 1967), Ф.К.Г. Муллиред (Mulliered, 1953), И.О. Нигра (Nigra, 1951), Дж.Д. Пауэлл (Powell, 1965), Х.Г. Ричардс (Richards, 1962), Ф.Л. Ромэн (Romen, 1955), З. Рот (Roth, 1959), Л.Т. Сильвер с соавторами (Silver et al., 1963). Всего в Мексике не менее 10 разрезов со вскрытой нижней границей верхнемеловых отложений. В штатах Чьяпас и Коауила между нижним и верхним мелом наблюдается согласное залегание, а в остальных восьми регионах между ними имеет место эрозионное или угловое несогласие.

По данным Р.А. Миллса и соавторов (Mills et al., 1967), в Гондурасе наблюдается перерыв между аптом и альбом и в середине альба, в Северной Гватемале он изменяется от предсеноманского до поднеокомского, хотя последний, вероятно, соответствует скорее уже позднекеммерийской тектонической эпохе.

В Гватемале в ряде районов Д.Л. Уалпер (Walper, 1960) не показывает несогласия на границе нижнего и верхнего мела.

Л. Раделли (Radelli, 1965) пишет о том, что на территории Колумбии между аптским и альбским временем имел место мощный орогенез с процессами гранитизации, в результате которого были сформированы две горные цепи пракордильер, а Г. Бюргл (Bürgl, 1964b) показывает альбские отложения с базальными конгломератами в низах залегающими на известняках барремского яруса.

На территории Венесуэлы характер структурной границы между верхним и нижним мелом в различных регионах характеризуется в работах У.Г. Бухера (Bucher, 1946), Э. Рода и У. Майнца (Rod, Mainz, 1954), Э. Остена (Osten, 1957), Г.Г. Ренца (Renz, 1957), Т.Г. ван Андела (Andel, van, 1958).

У.Г. Бухер (Bucher, 1946) пишет о том, что первая фаза орогенических движений в Венесуэле и Карибском бассейне имела место в предсеноманское время, т.е. приблизительно соответствовала субгерцинской орогенической фазе, выделяемой в Европе (Бубнов, 1934, с. 112).

В статье Рода и Майнца (Rod, Mainz, 1954) на рис. 6 показано налегание сеномана на средний альб с эрозионным несогласием.

Э. Остен (Osten, 1957) сопоставляет разрезы меловых отложений по районам: 1) Санта-Анита Восточной Венесуэлы, 2) Центральной, Южной и 3) Западной площади. В первом районе перерыв между альбом и сеноманом или поблизости от этой границы отсутствует, во втором верхи альба залегают на юре, в третьем районе перерыв между верхним и нижним мелом отсутствует, но имеется перерыв в Центральном хребте о-ва Тринидад.

В работе Г.Г. Ренца (Renz, 1957) сопоставлены следующие разрезы: 1) Север центральной Венесуэлы (Кордильера-де-Коста), 2) Гуарико Арагуа Моунтэн Фронт, 3) Большие Мериды, 4) Анзоатеги Моунтэн Фронт, 5) Север Анзоатеги, 6) Большой Жюзефин, 7) Большой Анако, 8) Большой Официн. Предверхнемеловой перерыв и несогласие отмечены только в районах первом и втором, а в остальных не показаны.

Всего в Венесуэле изучена граница верхнего и нижнего мела в 20 регионах, в 9 из них перерыв на рубеже раннего и позднего мела отсутствует, а в 11 имеет место эрозионное или угловое несогласие.

В прибрежных бассейнах района Сержипи (Бразилия) Ф. Бендер (Bender, 1960) отмечает предверхнемеловой перерыв, охватывающий верхи альба и весь сеноман, а под средним альбом он фиксирует угловое несогласие.

М.А. Мэрфи и С.О. Шлангер (Murphy, Schlanger, 1962) пишут о том, что верхнемеловая формация Марицал лежит с эрозионным или местами с угловым несогласием на породах верхней формации нижнего мела Сан-Себастьяно, налегая на различные горизонты последней.

3. Восточное побережье океана. О взаимоотношении ниже- и верхнемеловых отложений в Нидерландах Х.Д.М. Бурк с соавторами (1959) пишут следующее (с. 59): „После раннеавстрийской фазы складкообразования и последующей эрозии на северо-востоке Нидерландов отмечается новый цикл осадкообразования, начавшийся отложением верхних слоев нижнего альба. На северо-востоке и в центральной части Нидерландов в антиклиналях альб трансгрессивно перекрывает более древние нижнемеловые породы, юру и даже триас. Западные Нидерланды эта фаза, по-видимому, не затронула, так что там осадконакопление продолжалось непрерывно в апте и альбе“.

В работе Ю. Хаанстры (Haanstra, 1963, p. 46, fig. 8a, 8b) в разрезе северо-восточной части Нидерландов предверхнемеловой перерыв и угловое несогласие показаны не на границе сеномана и альба, а в нижней и, может быть, в средней части последней. На профиле, составленном по 4 глубоким скважинам через юго-западную часть территории страны, показано, что на мальме лежит „промежуточная серия“ отложений, по-видимому, в основном нижнего мела, которая с эрозионным несогласием покрывается верхнемеловыми отложениями; последние в юго-западной части профиля (скв. Донген-1) лежат уже с размывом на породах карбона.

В Северной Ирландии, по данным Дж.М. Ганкока (Hancock, 1961, p. 31), первоначальная трансгрессия была в раннем сено-

мане. Она распространялась на несколько миль западнее современной границы развития сеноманских отложений в юго-восточном Антриме, в то же самое время могло быть небольшое вторжение моря в дальние северные районы Дерри.

Структурный тип границы между верхним и нижним мелом в различных районах Англии охарактеризован в значительном числе работ, мы укажем лишь некоторые.

Наиболее ранней является работа Р.Л. Шерлока (Sherlock, 1935), в которой автор пишет о том, что в долине Темзы, в окрестностях Лондона, разрез верхнего мела начинается либо формацией верхнего зеленого песка пресноводного происхождения, либо глинистой серией Гольт-Клей морского типа. О несогласии автор не упоминает, но глауконитовый состав песков свидетельствует о начале позднемеловой трансгрессии.

В работе Дж. Уолбурга (Wolburg, 1953, p. 23, fig. 6) в профиле, составленном по скважинам, показано, что несогласие имеет место не на границе верхнего и нижнего мела, а под отложениями альбского яруса.

П. Аллен (Allen, 1955) сопоставляет разрезы: 1) Вельда (Англия), 2) Булони, 3) района Пюи-де-Брэ (Франция), 4) Парижского бассейна, 5) Бельгии. Начало трансгрессии во всех районах показано в аптском веке, а в Бельгии — в середине альбского века.

По данным К.П. Чэтуина (Chatwin, 1961, p. 27, fig. 7), верхний мел — кембриджские зеленые (глауконитовые) пески Восточной Англии — лежат на расчлененной эрозией поверхности глинистых пород гольта.

Согласно У.Е. Смиты (Smith, 1961), сеноманские глауконитовые пески лежат в Южном Девоне на эродированной поверхности верхнеальбских отложений, а в юго-восточных районах Девона, кроме песков, в основании сеномана залегают также конгломераты.

Такой же тип нижней границы сеноманского яруса описывает К.Дж. Вуд (Wood, 1965) в графстве Кент.

В Западной Шотландии, по данным Д.Г. Рейнера (Rayner, 1967), сеноманские отложения несогласно налегают на лейас и несогласно же покрываются третичными базальтовыми лавами или осадками.

В Вельдском бассейне юго-восточной Англии, по материалам того же автора (Rayner, 1967), верхнемеловые отложения лежат без перерыва на гольте.

Что касается других районов Британских островов, то во многих из них верхний мел несогласно лежит на нижнем. С начала сеномана развивалась обширная трансгрессия, обусловившая налегание сеноманских слоев на различные по возрасту породы. На восточном берегу Ирландии и в Шотландии сеноман лежит на лейасе, в других районах Ирландии — на дальрède, на плато северо-восточного Антрима — также на дальрède и т.д.

Во Франции на площади департамента Верхняя Луара, по данным П. Сент-Марка (Saint-Marc, 1967), местами между альбом и сеноманом существует перерыв и несогласие, местами же переход

между ними происходит через толщу песчаников, знаменующих резкое обмеление моря. В департаменте Нижние Пиренеи верхний мел флишевого типа залегает, согласно материалам геологической съемки А. Пуаньяна (Poignant, 1963), с угловым несогласием на мергелях альба, а в департаменте Высокие Пиренеи в одном из районов, по данным Р. Мируза и П. Суке (Mirouse, Souquet, 1964), кварцевые гравелиты и пески сеномана трансгрессивно лежат на эродированной поверхности гранитов неуказанного возраста. На территории департамента Приморская Шаранта, в окрестностях г. Рошфор, Р. Шрёдер (Schroeder, 1963) показывает сеноман, залегающий на породах верхней юры. В пределах департамента Манш, согласно Кл. Ларсонье (Larsonniet, 1967), определить время начала позднемеловой трансгрессии трудно из-за отсутствия надежных данных о возрасте слоев, подстилающих сеноман, но наиболее вероятно, что она наступила в начале сеномана. Ж. Матье (Mathieu, 1944, p. 66, fig. 6) показывает сеноманский ракушечный известняк в департаменте Мен и Луара залегающим на сложноскладчатом и денудированном силуре в депрессиях древнего рельефа. На территории департамента Па-де-Кале, по данным П. Андреева (Andreieff, 1964), мергели с глауконитом и конкрециями фосфоритов в основании нижнего сеномана лежат с эрозионным несогласием на аргиллитах гольта (среднего и верхнего альба).

На территории Испании характер границы между нижне- и верхнемеловыми отложениями рассмотрен в целом ряде работ. Б.М. Мелендец (Melendez, 1944, p. 193, fig. 1) показывает в Астурии известняки и мергели сеномана, которые в северном крыле синклинали лежат на денудированной поверхности пород карбона с угловым несогласием, а в южном крыле синклинали - с эрозионным несогласием на обломочных породах альба и апта. В районе Овьедо, по данным Н.Л. Ладо (Llado, 1956), в четырех геологических профилях сеноманские и туронские образования представлены молассаами, сопутствующими орогеническим движениям австрийской эпохи тектонической активизации земной коры. Е. Дюпюи де Лом и Р.С. Лозано (Dupuy de Lome, Lozano, 1959) пишут о том, что во многих районах области сочленения Бетских и Кентеберийских горных цепей отсутствуют альбские отложения, а сеноманские налегают несогласно на более древние.

В Португалии, в районе Лиссабона, по данным М.П.И. Берту (Berthou, 1966), в разрезе Рио-де-Муро выделяются апт, альб и сеноман, залегающие согласно, без перерыва, под сеноманом, а по его же более поздним материалам (Berthou, 1968) в том же районе верхи альба представлены породами континентального происхождения с листовыми растительными остатками, а сеноман лежит трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, на этих континентальных породах альба.

На атлантическом побережье Африки структурный тип границы рассмотрен в работах Ж. Брайнмора (Brynmor, 1948), В. Хурка (1956), Г. Фора (Faure, 1959), Ж. Кастелайна (Castelain, 1963), Р. Лафона (Lafond, 1965), Г. Бусера (Buser,

1965), Г.П. Броньона и Г.Р. Веррье (Brognon, Verrier, 1966), Ж. Грейгера и Р. Пунье (Greigert, Pougnet, 1967), В.В. Турсиной (1967).

В статье В.В. Турсиной (1967) сопоставлены (с. 57, рис. 2) 9 стратиграфических колонок меловых отложений: 1) Берега Слоновой Кости, 2) Ганы, 3) Нигерии, 4) Камеруна, 5) Габона, 6) Конго (Браззавиль), 7) Конго (Киншаса), 8) Анголы, 9) Того и Дагомеи. Эрозионное несогласие на границе верхнего и нижнего мела или в верхах последнего показано в колонках 1-8, а скважина 9 не достигла нижней границы верхнего мела.

В. Хурк (1956) описывает стратиграфию меловых отложений в Западном (Атлантическом) и Восточном бассейнах на территории Габона и в бассейнах Камеруна. В Атлантическом бассейне по его данным сеноман сложен красноцветными песчаниками и глинами с гипсом и ангидритом. Выше и ниже красноцветной толщи в альбе и туроне развиты морские карбонатные отложения с фауной. В Восточном бассейне на границе апта и альба распространены соленосные отложения лагунного типа, а в альбе - дельтовые образования. В береговых бассейнах Камеруна сеноман представлен речными и озерными песчаниками с базальными конгломератами, залегающими на породах кристаллического докембрийского фундамента.

Д. Брайнмор (Brynmor, 1948) характеризует границу нижнего и верхнего мела в провинции Сокото Нигерии, при этом он отмечает, что между нижнемеловыми сериями Илло и Гундуми и верхнемеловой группой Рима (со сланцами Мезозаврус в середине) имеется угловое несогласие.

Ж. Кастелайн (Castelain, 1963) описывает стратиграфию и микропалеонтологию бассейна Сенегала и отмечает, что предверхнемеловое структурное несогласие расположено внутри осадков сеномана и разделяет его нижний и верхний подъярусы.

О бассейне Габона Р. Лафон (Lafond, 1965) пишет, что в основании верхнего мела здесь располагается красноцветная серия, в общих чертах эквивалентная вельду или валанжину. Выше лежит серия Сибанг известняков и песчаников, в общих чертах, по-видимому, относящаяся к туронскому ярусу.

Г. Бусер (Buser, 1965) обобщил материал по юго-западной Африке и проанализировал палеоструктуры меловых и третичных отложений. Автор установил четыре трансгрессии, разделенные геократическими эпохами: 1) апт-альбскую, 2) сеноман-туронскую, 3) сенон-маастрихт-датскую, 4) палеогеновую (без уточнения).

Г.П. Броньон и Г.Р. Веррье (Brognon, Verrier, 1966) характеризуют геологию и нефтеносность бассейна Куанза в Анголе. В стратиграфическом разрезе бассейна на границе нижне- и верхнемеловых отложений перерыв не показан, а над верхнеальбскими мергелями с прослоями песчаников залегает сходная по составу толща тех же пород.

В работе Ж. Грейгера и Р. Пунье (Greigert, Pougnet, 1967) рассматриваются геологические формации на территории Нигера, при этом отмечается, что начало сеномана знаменуется

трансгрессией; образовавшиеся в ходе ее развития отложения покрывают континентальные толщи неустановленного точнее мезозойского возраста.

Нетрудно заметить, что австрийское несогласие (так же как и два предыдущих), установленное в скважинах в отложениях мезозоя и кайнозоя под дном океана, находит полные аналоги по стратиграфическому уровню как в разрезах островов, так и побережий Атлантического океана.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Позднеальпийское несогласие

Сведения о преднеогеновом несогласии на островах Индийского океана в нашем распоряжении отсутствовали.

1. Западное побережье океана. Э. Кент (Kent, 1944) указывает, что на территории Кении нижний миоцен сложен чередующимися потоками вулканических лав и толщами осадочных пород. В основании лежит поток нефелиновых платобазальтов мощностью до 300 футов. Залегают нижнемиоценовые породы на докембрийском кристаллическом фундаменте, имея в основании толщу базальных аггломератных туфов.

Аналогичную картину позднее наблюдали Дж.А. ван Куверинг и Дж.А. Миллер (Couvering, van, Miller, 1969), которые определили возраст лав, чередующихся с осадками, в рифтовом поясе Кении в 13, 16 и 19.2 млн лет.

2. Северное побережье океана. В южных прибрежных районах Аравийского полуострова Ф.Р.С. Хенсон (Henson, 1951) отмечает поднятие земной поверхности на рубеже эоцена и неогена, по-видимому, более дробно нерасчлененного и налегающего здесь на эоцен.

М. Кришна и А.К. Чаттерджи (Krischna, Chatterji, 1956) пишут о том, что в области Кативар Западной Индии бурдигальский ярус миоцена, сложенный известняками, мергелями и известковистыми песчаниками, лежит несогласно, с размывом, на латеритной коре выветривания нижнеэоценовых или палеоценовых трапповых покровов. На породах бурдигала лежит плейстоцен.

М.Р. Сахни и Л.П. Матур (Sahni, Mathur, 1964) изучали стратиграфию группы Сивалик и пишут, что миоценовые отложения — серии Типам вверху и Сурма внизу — отделены угловым несогласием от серии Бараил олигоцена-верхнего эоцена. Группа Сивалик — это молассовый комплекс подножий Гималаев кайнозойского возраста, расчлененный на упомянутые серии.

С.К. Бакси (Baksi, 1965) описывает стратиграфию упомянутой серии Бараил в южной части плато Шеллонг в районах Центрального, Верхнего и Нижнего Ассама и указывает, что серии Сурма (миоцен 20 тыс. футов) в Верхнем Ассаме залегают с угловым несогласием, отделяющим эти серии от верхнеэоценовых осадков.

З.Р. Бейдун (Beudoun, 1966) сопоставляет следующие 9 регионов Ближнего Востока: 1) протекторат Западный Аден, 2) Сомали, 3) Йемен, 4) протекторат Восточный Аден-Гадремаут, 5) протекторат Восточный Аден-Ал-Махрах, 6) Сокотра, 7) Дюфур, 8) пустыня Оман, 9) Саудовская Аравия. Перерыв и трансгрессивное налегание миоцена на верхний эоцен имеет место во всех районах, но в первых трех развиты неогеновые вулканические породы; отделить которые от сходных вулканических пород палеогена невозможно.

По данным Г.В. Даннингтона (Dunnington, 1967), на территориях Ирака, Ирана и Аравийского полуострова предмиоценовый перерыв и несогласие установлены в 23 разрезах, а предсреднемиоценовый - в 25 других разрезах на территориях Сирии, Ирака, Ирана и Кувейта.

А. Руттнер с соавторами (Ruttner et al., 1968) отмечают, что в Восточном Иране неогеновые образования сложены эвапоритами и конгломератами, залегающими несогласно на породах палеогена.

Стратиграфию и тектонику осадочных бассейнов Каувери, Палар и Годавари-Кришна на восточном побережье полуострова Индостан характеризуют В.В. Састри с соавторами (Sastri et al., 1973); во всех районах в начале неогена они выделяют поднятия земной коры и перерывы осадконакопления.

3. Восточное побережье океана. К. Тайхерт (Teichert, 1947) сопоставляет в Западной Австралии стратиграфические разрезы пяти бассейнов: 1) Кимберли, 2) Северо-Западного, 3) Юго-Западного, 4) Юкла, 5) Восточного. Миоценовые отложения развиты в районах 2-5. Во 2-м районе они лежат согласно на олигоцене, в 3-м - с перерывом на эоцене, в 4-м - согласно на олигоцене, а в 5-м - с большим перерывом на верхнемеловых отложениях. Однако в статье 1950 г. (Teichert, 1950) тот же автор указывает, что и в Северо-Западном бассейне толща карбонатных пород миоцена лежит несогласно на эродированной поверхности юрских пород.

Ларамийское несогласие

1. Острова. Сведения о структурном типе границы меловых и третичных отложений имеются только по о-ву Мадагаскар.

М. Лис (1963, с. 168) пишет о том, что „слои палеоцена, судя по разрезам (бассейн Маюнга на Мадагаскаре, - А.П.), трансгрессивно залегают на датском или маастрихтском ярусе, они содержат не все последовательные зоны, установленные Болли на о-ве Тринидад; возможно, что некоторые нижнепалеоценовые зоны отсутствуют”.

Наоборот, М. Коллиньон (Collignon, 1960) в статье о датском ярусе Мадагаскара отмечает, что перерыв на рубеже верхнего мела, маастрихта, дания и палеоцена здесь отсутствует. Вероят-

но, исследователи работали в разных регионах этого обширного острова, где можно наблюдать и согласное, и несогласное залегания палеогена на меловых отложениях.

Указания о характере взаимоотношений мела и палеогена на западном побережье океана отсутствуют.

2. Северное побережье океана.

Е.С. Пинфолд (Pinfold, 1954) пишет о том, что в Западном Пакистане эоценовые отложения лежат с большим перерывом и несогласием на палеозойских (от кембрийских до пермских) породах.

И. Нагаппа (Nagappa, 1960) изучил не менее 10 разрезов со вскрытой границей мезозоя и кайнозоя в различных регионах Индостана и пришел к заключению, что на рубеже маастрихта и дания, относимого к палеогену, происходит смена регрессивной серии осадков мела с соответствующей фауной трансгрессивной серией осадков датского века, знаменующей наступление эры кайнозоя.

М.Д. Вильямс (1961) сопоставил разрезы трех областей Западного Пакистана: 1) хр. Киртхар (Южный Синд), 2) район Кветта (горы Мерри), 3) хр. Сулейман (горы Бучти). Во всех областях между меловыми и третичными отложениями – горизонтом Кахан (мел) внизу и Дунган (третичные) вверху – прослеживаются перерыв и несогласие. Еще один повсеместный перерыв с изменяющимся стратиграфическим уровнем показан внутри третичных отложений.

На северной границе Пакистана Ю.Н. Чангкакоти и С.К. Бороах (Changkakoti, Boroah, 1964) установили трансгрессивное налегание верхов сенона на верхнемеловые песчаники Черра.

С.К. Бакси (Baksi, 1965) в штате Ассам (Индия), в южной части плато Шеллонг, сопоставил разрезы районов Центрального, Верхнего и Нижнего Ассама. Во всех трех районах эоцен залегают с угловым несогласием на дотретичных породах. В Камбейском бассейне, по данным Л.П. Матура и П. Эванса, на меловых отложениях несогласно залегают декканские траппы палеоцена, которые в свою очередь также несогласно покрываются осадками эоцена; то же взаимоотношение эоценовых отложений с траппами имеет место в Качском регионе Индии и в штате Раджастан.

В.В. Састри с соавторами (Sastri et al., 1973) на побережье Бенгальского залива в бассейнах 1) Каувари, 2) Палар и 3) Годивари-Кришна отмечает несогласия: в первом – между юрой и мелом, под верхним мелом, под палеоценом, под эоценом, под миоценом; во втором – под нижним мелом, под палеогеном; в третьем – под юрой, под нижним мелом (неокомом), под барремом, под данием, под эоценом, под миоценом.

Данных по восточному побережью океана в нашем распоряжении почти не имеется, за исключением работы Р.О. Брунншвейлера (Brunnschweiler, 1966) о некоторых прибрежных районах Бирмы, который указывает, что в этих районах эоцен флишевого типа лежит на породах сенона.

Перерыв и несогласие на границе нижнего и верхнего мела ни в одной из скважин, пробуренных в Индийском океане, не были установлены.

ТИХИЙ ОКЕАН

Позднеальпийское (преднеогеновое) несогласие

1. Острова. П.Е. Клоуд (Cloud, 1956) впервые, кажется, предпринял попытку произвести корреляцию разрезов кайнозойских отложений на некоторых островах западной и центральной частей акватории Тихого океана.

О стратиграфическом уровне несогласия на островах дуги Рюкю П.Е. Клоуд пишет так (с. 564): „Формация Яейяма, которая содержит ископаемые нижнего миоцена, является самой молодой. Песчаники этой формации считаются переходящими вниз постепенно в слоистые туфы, однако более вероятно, что они покрывают туфы с угловым несогласием“.

На о-ве Сайпан (Марианские острова), согласно П.Е. Клоуду (с. 566), „нижнемиоценовый известняк Тагпочау состоит из материала, который отлагался на поверхности банок в тропическом мелководном, до умеренных глубин, море“.

На о-ве Гуам „миоценовые слои, — по данным П.Е. Клоуда (с. 568), — на северном плато острова налегают на вулканиты эоцена и состоят из чистых (до глинистых) массивных известняков неустановленной мощности, которые содержат фораминиферы третичных горизонтов нижнего и среднего миоцена. Выше них залегают слоистые известняки с примесью туффитового материала третичных горизонтов среднего и верхнего миоцена, которые формировались на глубинах от 100 до 1500 фатомов“.

На островах арх. Яп в группе западных Каролинских островов П.Е. Клоуд, ссылаясь на Ч. Джонсона, производившего здесь геологическую съемку в 1947–1948 гг., рассматривает интересные конгломераты и брекчии предположительно олигоценного возраста, он пишет (Cloud, 1956, p. 570): „Базальные зеленые сланцы на о-вах Яп представлены амфиболитами и амфиболитовыми сланцами, интродуцированными массивами серпентинитов. Обломки гнейсов и различных других пород были найдены в конгломератах, ассоциирующих с амфиболитами и амфиболитовыми брекчиями формации Яп“. Позднее японские геологи И. Масаки, А. Хитоси и др. (Masaki et al., 1972) определили возраст конгломератов о-вов Яп как эоценовый и собрали среди галек конгломератов пегматиты, двуслюдыстый, биотитовый, роговообманковый, авгитсодержащий биотит-гранатовый и гранат-биотитовый аплиты, двуслюдяные и роговообманково-биотитовые граниты, кумингтонит-роговообманковые

и роговообманковые гранодиориты, биотит-роговообманковые кварцевые диориты, биотитовые и роговообманковые гнейсы. Без допущения существования в эоцене в соседстве с арх. Яп массива суши, сложенного теми же породами, которые собраны в гальках эоценовых конгломератов на о-вах Яп, объяснить образование этих экзотических для океана конгломератов невозможно.

На островах группы Палау П.Е. Клоуд (Cloud, 1956, p. 570) отмечает „заметное эрозионное несогласие, отделяющее вулканогенную толщу от покрывающих сланцев Айраи и известняков Палау (третичный горизонт «f» и более молодые). Переслаивающиеся лигниты и распространение сланцев Айраи свидетельствуют о прибрежных условиях осадконакопления в соседстве с существовавшим тогда островом. Изучение остатков флоры плиоценового возраста (Тайяма, 1939) не должно рассматриваться как надежное, возможно, что сланцы Айраи или их часть относятся к миоцену”.

Из приведенных П.Е. Клоудом данных очевидно, что на всех островах внешних островных дуг (острова Марианские и Каролинские), отделенных от континентальной окраины Азии обширной котловиной Филиппинского моря с глубинами 5000–7000 м, преднеогеновое несогласие выступает вполне отчетливо и свидетельствует, что поднятия земной коры на рубеже олигоцена и миоцена в зоне этих внешних островных дуг были синхронными как с поднятиями внутренних островных дуг и окраин Азии, так и с поднятиями дна во многих районах внутренней котловины Тихого океана, где преднеогеновое несогласие вскрыто скважинами глубоководного бурения.

Имеются данные о преднеогеновом несогласии в разрезах и других островах и архипелагов юго-западной и западной частей океана.

Остров Сахалин. С.Н. Алексейчик, И.Н. Кузина и И.И. Ратновский (1954) описали четыре региональных разреза острова: 1) северо-восточной части, 2) северо-западной части, 3) юго-западного района северной половины острова и 4) южной половины острова. Ни в одном из этих районов авторы не показывали в то время несогласия между олигоценом и миоценом. Однако все последующие исследователи показывают в разных районах Сахалина перерыв и несогласие под миоценом, что отмечается и в работах одного из соавторов – И.Н. Кузиной (Кузина, 1959; Жидкова, Кузина, 1961).

В работе 1959 г. И.Н. Кузина сопоставляет на о-ве Сахалин 7 разрезом и всюду показывает в низах неогена континентальные угленосные отложения. Л.С. Жидкова и И.Н. Кузина (1961) сопоставляют 20 стратиграфических колонок нижнего миоцена по следующим районам: 1) Оноро-Хандасинскому, 2) Поронайскому, 3) Макаровскому, 4) Долинскому и Южно-Сахалийскому, 5) Анивскому и 6) Корсаковскому. Во всех 20 колонках нижнемиоценовые отложения налегают с большим перерывом на породы верхнего мела.

То же предмиоценовое несогласие охарактеризовано И.Н. Кузиной, Г.Н. Новиковым и А.С. Владимировым (1971) в центральной части Поронайской впадины.

Южные Курильские острова. О структурном типе нижней границы миоценовых отложений на о-вах Кунашир и Итуруп А.Ф. Прялу-

хина (1961, с. 206) пишет: „Миоценовые отложения занимают значительную территорию на о-ве Кунашир; на Итурупе ими сложена лишь центральная – пониженная – часть острова... В основании разреза миоценовых отложений залегает свита горячего ключа, развитая лишь в центральной части о-ва Кунашир. Она представлена довольно мощной пачкой туфоконгломератов (около 100 м), залегающих несогласно на палеогеновых отложениях“.

Наличие несогласия под ниже-среднемиоценовыми отложениями северокурильского горизонта отмечают также Л.С. Жидкова и др. (1971) на о-вах Большой Курильской гряды.

Командорские острова (о-в Беринга). „На о-ве Беринга, – пишет Ю.В. Жегалов (1961, с. 201), – конгломераты буяновской свиты миоцена вскрыты в крыльях обширного синклиналичного прогиба... Конгломераты буяновской свиты характеризуют эпоху резкого поднятия островов, обмеления морского бассейна и перемыва ранее накопленных отложений“.

Японские острова. В книге „Геологическое развитие Японских островов“ (1968), в схеме сопоставления стратиграфии палеогена (с. 303, табл. 16–6), рассмотрено 11 региональных разрезов Японии, при этом в 4 миоцен (группа Сасебо) целиком отсутствует, а в остальных 7 на рубеже олигоцена и миоцена фиксируются короткий или более продолжительный перерыв осадконакопления и структурное несогласие. То же показано и на схеме „История палеогена Японии“ (с. 305), где в 4 районах из 16 на рубеже олигоцена и миоцена зафиксирована денудация, а в остальных 12 – проявление деформаций земной коры различной интенсивности, сопровождавшихся последующими перерывом осадконакопления и несогласием.

Филиппины. Взаимоотношения миоценовых отложений с подстилающими их более древними рассмотрены в работе В. А. Швольмана (1964), который пишет следующее (с. 86): „В целом в истории кайнозойского развития Филиппин можно выделить три этапа... Первый охватывает их дотретичную историю, когда здесь существовала, вероятно, активная мезозойская геосинклиналь. Второй этап, начавшийся в конце олигоцена, сопровождался постепенным усилением движений, которые достигли максимума активности в раннем миоцене. Затем происходит постепенное ослабление подвижности к концу миоцена, сопровождавшееся выравниванием рельефа и регрессией моря, на фоне которого происходило формирование разрезки, но локальных структур на Лусоне и в центральных Филиппинах“.

Марианские острова. Остров Сайпан. О предмиоценовом несогласии на этом острове П.Е. Клоуд с соавторами (Cloud et al., 1956) пишут (с. 102, 103): „Близ конца олигоцена или в самом раннем миоцене эрозия срезала падающие на восток слои свиты Фина-сасу так, что они перекрываются горизонтально залегающим известняком Тагпочау. Раннемиоценовая эпоха характеризовалась отложением различных морских осадков серии известняка Тагпочау, достигающего местами мощности 1000 футов“.

Острова Фиджи, Архипелаг Фиджи представляет собой группу островов, наиболее выдвинутую в сторону океана, но сохранившую „континентальную“ кору Земли. Характеристика основных черт геологии архипелага, и в частности стратиграфии кайнозоя, приводится в работах Г.С. Ладда (Ladd, 1934), П. Родды и Р.Б. Банда (Rodda, Band, 1967) — о геологическом строении о-ва Вити-Леву, У.Р. Дикинсона (Dickinson, 1967) — о тектоническом развитии арх. Фиджи, Дж.К. Шофильда (Schofield, 1967) — о следах высокого уровня океана на о-вах Лау в юго-западной части Тихого океана.

У.Р. Дикинсон (Dickinson, 1967) так характеризует основные черты тектонического развития арх. Фиджи (с. 543): „Архипелаг Фиджи расположен на участке коры континентального типа, расположенном внутри океанической области. Острова образовались во время проявления тектонических движений и вулканизма на слабывыпуклой платформе, расположенной между двумя островными дугами, и ассоциирующими с ними глубоководными желобами Новых Гебрид и Тонга. Наиболее древними фаунистически охарактеризованными осадками на островах являются линзы нижнетретичных известняков, смятых в складки вместе с вмещающими их андезито-базальтовыми лавами и вулканогенно-осадочными образованиями“. Преднеогеновое несогласие расположено внутри нижнего миоцена.

Новые Гебриды. Разрез неогена (сверху), согласно Е. Оберу де ля Рю (Aubert de la Rue, 1956), представляется здесь в следующем виде: 1) четвертичные и современные осадки, 2) серия плейстоценовых вулканических пород, 3) морские отложения верхнего плиоцена и плиоценовые вулканы, 4) серия миоценовых осадочных пород, 5) серия миоценовых вулканических пород, 6) кристаллическое основание неустановленного возраста, но несомненно более древнее, чем олигоценовое.

Острова группы Тонга. Сведения о самом крупном острове группы о-ве Эуа имеются в статье Г.Т. Стирнса (Stearns, 1971), который пишет (с. 2541): „Прекращение вулканической активности в эоцене было достаточно длительным для того, чтобы успела сформироваться толща чистых водорослевых и фораминиферовых известняков мощностью до 8 футов или больше. Мелководные декаподы, иглы эхинодермат и моллюски свидетельствуют, что о-в Эуа образовался либо в результате поднятия земной коры, либо роста вулканов, либо того и другого вместе в позднем эоцене, до отложения мергелей олигоцена и миоцена.

Вторая эпоха подводного вулканизма и отложения известняков имела место в течение миоцена“.

Преднеогеновое несогласие в разрезе атоллов Тихого океана было охарактеризовано ранее.

2. Западное побережье океана. В Паланском районе Камчатки Ю.Г. Друшиц (1960) отмечает предмиоценовое несогласие, о котором он пишет следующее (с. 120): „Вдоль западного склона Среднего Камчатского хребта на разных горизонтах верхнего мела

предположительно с угловым несогласием залегают осадки миоцена с базальными конгломератами в основании”.

А.В. Горячев (1965) сопоставил разрезы Камчатки по районам: I – Западная Камчатка: 1 – Тигильский район, 2 – Паланский район; II – Северная Камчатка: 3 – Пенжинский район; III – Срединный Камчатский хребет; IV – Центральный Камчатский прогиб; V – Восточная Камчатка: 4 – Восточно-Камчатский хребет, 5 – Восточно-Камчатский прогиб, 6 – Кронцкой полуостров; VI – Командорские острова: 7 – Командорские острова; VII – Курильские острова: 8 – Большая гряда, 9 – Малая гряда.

А.И. Бурдэ (1960) характеризует неогеновые и четвертичные отложения на западном склоне Среднего Сихотэ-Алиня. На с. 41 он пишет: „Миоценовые образования представлены суглинисто-галечниковыми отложениями и базальтами... Базальты залегают на слабонаклонных поверхностях выравнивания. Изредка на этих поверхностях наблюдаются возвышенности относительной высотой 80–120 м, обтекаемые базальтами. Наличие останцов позволяет представить поверхность, на которую изливались базальты, как всхолмленную равнину”.

Б.А. Иванов (1961) пишет, что в Южном Сихотэ-Алине над надеждинской свитой континентальных осадков олигоцена лежит толща (600 м) рыхлых песчаников, алевроитов, галечников и глин с прослоями лигнита миоценового возраста.

Х. Куно и К. Коике (Kuno, Koike, 1949) охарактеризовали разрез неогена п-ова Идзу (Япония), о котором они пишут, что здесь низы миоцена сложены пироксеновыми андезитами и дацитовыми туфами с прослоями нижнемиоценовых известняков. Туфогенная дацитовая толща несогласно залегают на домиоценовых породах.

Г. Нагахана (Nagahama, 1954) рассмотрел группу отложений Сасебо на о-ве Кюсю, принадлежащую к миоцену. Несогласие показано внутри этой группы; кроме того, в толще неогена показаны еще три несогласия.

По данным К. Гатаи и И. Фунайямы (Hatai, Funayama, 1956), в северо-восточной части о-ва Хонсю, в районах Ниси-Мурайяма и Ниси-Оитама, сложенных обломочными осадками, нижняя часть миоцена с фауной залегают с эрозионным и угловым несогласием на эродированной поверхности гранитов, гранит-порфиров, диоритов и палеозойских осадочных пород.

Аналогичное взаимоотношение нижнемиоценовой формации Ядагава с подстилающими ее гранитами, серпентинитами и метаморфическими породами показывают К. Вадацуми и Т. Мадзумото (Wadatsumi, Matsumoto, 1958) в провинции Тазима. Н. Китamura (Kitamura, 1959) в префектурах Акита и Ивате показывает несогласие под миоценовой формацией Оарозава с налеганием ее на породы палеозоя.

Йо Нарузе (Naruse, 1961) сопоставляет разрезы кайнозоя региона Канто (Япония): 1) зоны Бонан, 2) зоны Минеока и 3) бассейна Канто. Во всех трех региональных разрезах миоцена нижняя группа Хота лежит на размытой поверхности пород палеозоя.

В префектуре Нагасаки, в угленосном районе Сакито-Мацусима, Г. Нагахана (Nagahama, 1962) отмечает период активизации разломной тектоники после отложения осадков олигоцена группы Нисизиноки, т.е. на рубеже олигоцена и миоцена.

Х. Нода (Noda, 1962) на западном побережье о-ва Хонсю, в префектуре Ниигата, установил, что начало миоцена здесь характеризовалось большой трансгрессией, в течение которой накопилась толща осадков формации Кубики мощностью 800-1000 и более метров. Периодически в это время проявлялась и вулканическая деятельность.

В префектуре Акита в северо-восточной части о-ва Хонсю А. Муто (Muto, 1965) отмечает, что самая нижняя формация неогена Кувано-Кизава с размывом лежит на дотретичных отложениях; отмечено также несогласие в верхах миоцена.

К. Мадумару (Matsumaru, 1967) в таблице корреляции (с. 126) приводит 7 региональных разрезов - 1) Китааки-Арафу-не, 2) площадь Томиока, 3) район Кидама, 4) бассейн Огава, 5) район Юри-Мацугама, 6) бассейн Чичибу, 7) бассейн Ицукаи-чи, - расположенных в префектуре Гумма. В разрезе 1 ранний миоцен лежит с эрозионным несогласием на позднем олигоцене, в разрезах 2, 5 и 6 - ранний олигоцен залегает на породах фундамента, а в разрезах 3, 4 и 7 на фундаменте лежит средний миоцен.

3. Восточное побережье океана. Дж.Е. Килкенни (Kilkenny, 1948) в колонке кайнозоя долины Салина (Калифорния) показывает, что миоценовая формация Вакверос-Берри лежит с эрозионным несогласием на породах эоцена с выпадением всего олигоцена.

В бассейне Лос-Анджелес, по данным Г.Л. Драйвера (Driver, 1948, p. 115), „присутствие олигоцена не установлено, и если он распространен, то представлен неморскими осадками“.

В сводной колонке п-ова Северный Олимп в штате Вашингтон Р.Д. Браун с соавторами (Brown et al., 1956, p. 96) показывают формацию Клалам (миоцен) налегающей несогласно на олигоценую формацию Блеклей.

Т.У. Диббли (Dibblee, 1958) сопоставляет в Калифорнии 7 разрезов, и во всех миоцен лежит с угловым несогласием на дотретичных породах эффузивно-туфогенного типа.

По данным Дж.К. Кроуэлла и Т. Сузуки (Crowell, Susuki, 1959), в горах Орокопия (юго-восточная Калифорния) предположительный миоцен обломочного состава с конгломератами в основании лежит несогласно на эоценовых породах; мощность миоцена около 1500 м.

К.А. Холл с соавторами (Hall et al., 1959) пишет, что в провинции Сан-Матео (Калифорния) миоцен (формация Ваквера) лежит с угловым несогласием на породах верхнего мела (формация Пижон-Пойнт).

Континентальные осадки миоцена в низменности Пьюджет-Саунд в штате Вашингтон, по данным Д.Р. Мулино и др. (Mullineaux et al., 1959), несогласно лежат на донеогеновых породах.

В работе Д.Л. Пека (Рекк, 1964) в стратиграфической таблице центрального Орегона показаны два несогласия: нижнее — под нерасчлененным вулканогенным поздним олигоценом—ранним миоценом и верхнее — под базальтовыми лавами среднего миоцена.

Дж.Н. Трю (Триех, 1976) характеризует среднемиоценовые орогенические движения в горах Санта-Моника и Санта-Анна в Калифорнии и в заключение (с. 84) говорит, что эти движения оказали гораздо большее влияние на геологию Калифорнии, нежели все предыдущие и последующие диастрофические события.

Ларамийское несогласие

Ларамийские перерыв и несогласие, вскрытые скважинами глубоководного бурения в отложениях под дном Тихого океана, имеют эквивалентные (синхронные) перерыв и несогласие в отложениях как на западном и на восточном побережьях океана, так и на крупных островах.

1. Острова. Сахалин. И.И. Ратновский (1963) отмечает, что в разрезе юго-западного района Северного Сахалина эоцен с базальными конгломератами в основании лежит на породах мела.

В работе Л.С. Жидковой и В.Н. Годоровской (1963) сопоставлены 4 региональных разреза о-ва Сахалин: 1) Августовка (Лесогорский район), 2) р. Черноморка (Лесогорский район), 3) р. Снежинка (Углегорский район), 4) руч. Разведочный (Долинский район). Конгломератовая свита палеогена лежит здесь со слабым угловым несогласием на породах мела.

А.Е. Егоров с соавторами (1966) показывают в колонках палеогена западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория наложение нижнего эоцена с эрозионным несогласием на породы верхнего мела с толщей базальных конгломератов в основании эоцена.

В работе М.С. Маркова и А.С. Шуваева (1967) основная роль в формировании структуры о-ва Сахалин отводится поздне меловой (ларамийской) складчатости.

Р.Д. Родникова, К.М. Севостьянов и А.Я. Тобояков (1968) характеризуют структурно-формационные связи южной части Сахалина и Хоккайдо. Предэоценовое несогласие с выпадением палеоцена отмечается в центральной и восточной (р-н Немура) частях о-ва Хоккайдо, а на о-ве Сахалин тот же перерыв показан в колонке западного побережья Южного Сахалина.

Японские острова. А. Ииджима (Jijima, 1957), касаясь угленосных районов Исихари, Кабата и Румои на о-ве Хоккайдо, отмечает, что серия Исихари эоцен-олигоценного возраста с пресноводными осадками в основании лежит с размывом на породах меловой серии Хакобучи.

С. Маеда (Maeda, 1961) пишет о том, что в Японии на границе позднего мела и палеогена или в конце мелового времени проявились складчатые движения орогенической фазы Фурукава,

сопровождавшиеся излиянием лав андезитов, порфиритов, риолитов, кварцевых порфиров и внедрением гранодиоритов.

По данным Т. Ивахаси и И. Охара (Iwahasi, Ohara, 1959), в угленосном районе Кокура формация миоцена Идеяма группы Осуки лежит с угловым несогласием на породах группы Каванмон верхнего мела.

Т. Мацумото (Matsumoto, 1960, p. 51, fig. 1) выделяет в Японии 8 регионов, где вскрыта граница меловых и палеогеновых отложений. Во всех районах, кроме 8-го, перерыв обусловлен тектоническими движениями ларамийской эпохи, которые имели место в промежуток времени от маастрихта до эоцена.

В статье С. Мабути (Mabuti, 1962) в английском резюме приведена схема стратиграфии палеогена в угленосном районе Кусиро на о-ве Хоккайдо, где палеогеновые отложения представлены в угленосных фациях; в основании угленосной толщи показано угловое несогласие, обусловленное проявлением ларамийской складчатости.

К. Асано (Asano, 1962) сопоставляет в Японии региональные разрезы палеогена по районам: 1) Кусиро-Немуру, 2) Сарочи, 3) Юбари, 4) Юфуцу, 5) Юрайю (Хоккайдо), 6) Какегама, 7) Йобан, 8) Чичибу, 9) Юбе, 10) Кюжи, 11) Кии (Хонсю), 12) Исизучи, 13) Кочи, 14) Амакуза, 15) Миике, 16) Такасима, 17) Сакито-Макусима, 18) Караца, 19) Чикуго. В первых тринадцати районах перерыв и несогласие имеют место в диапазоне от преддатского до предмиоценового времени, а в остальных районах несогласие отмечено на уровнях от преддатского до предэоценового времени с налеганием дания, палеоцена и эоцена как на меловые, так и на более древние осадочные, а также магматические породы.

Т. Мацумото (1963, с. 163) пишет: „На о-ве Хоккайдо, в северо-восточной части Хонсю и на о-ве Кюсю меловые и третичные отложения разделены региональным несогласием“. Эоцен, согласно Т. Мацумото, залегает всюду на маастрихте.

Филиппины. По данным У.Г. Истона и М.М. Мелендреса (Easton, Melendrez, 1963), эоцен лежит несогласно на нерасчлененной толще пород триаса, юры и мела.

В.А. Швольман (1964) установил, что на Филиппинах эоцен-олигоценовые отложения с угловым или эрозионным несогласием покрывают осадки мезозоя; палеоцен в разрезе отсутствует, вероятно, в это время имели место тектонические движения.

Р. Грей (Grey, 1967) показывает, что на Филиппинах палеоцен-олигоценовая группа Минданао лежит с угловым несогласием на размытой поверхности метаморфических пород „фундамента“, возраст которых, однако, не установлен.

Обратимся теперь к материка Австралия. Ф. Ривс (Reeves, 1947) указывает, что в районе Рома (Квинсленд) базальтовые и риолитовые лавы третичного возраста налегают на эродированную поверхность нижнемеловых пород.

К. Тайхерт (Teichert, 1947) сопоставляет в Западной Австралии 5 региональных разрезов: 1) Кемберли, 2) Северо-западный,

3) Юго-западный, 4) Юкла, 5) Восточный. В первом районе из разреза выпадает весь палеоген и миоцен; эоцен и весь верхний мел выпадает в четвертом районе; во втором и третьем регионах перерыв отсутствует, а в пятом он охватывает весь палеоген и часть миоцена.

В монографии Т.У.Е. Дэвида (David, 1950) складчатость на рубеже мела и палеогена показана в Австралии в Квинсленде, в Новом Южном Уэльсе, в Южной Австралии и в геосинклинали Папуа; в Западной Австралии и на Северной Территории имели место поднятия земной коры, а в Тасмании и Виктории — длительное высокое стояние земной поверхности.

Н.Г. Лудбрук (Ludbrook, 1958) по двум нефтепоисковым скважинам (Мадура-1 и Боре-3) установил, что в западной части бассейна Юкла верхний эоцен налегает на верхний мел (сантон?).

В геосинклинали Папуа на о-ве Новая Гвинея, по данным А.Б. Эдвардса и М.Ф. Глесснера (Edwards, Glassner, 1953), нижнетретичные отложения с базальными конгломератами в основании лежат несогласно на верхнемеловых.

В монографии Д.А. Брауна, К.С.У. Кэмпбелла и К.А.У. Брука (1970, с. 265, табл. 11.2) приведена схема корреляции разрезов третичных отложений Австралии, где перерывы в нижней части палеоцена с выпадением части или всего этого отдела показаны в бассейнах Юкла, Сент-Винцент и Джилонг, а в табл. 10.1 — схеме корреляции разрезов меловой системы Австралии (с. 252) — сопоставлены 12 региональных разрезов мела и всюду отсутствуют верхняя часть или полностью отложения маастрихта, а следовательно, тектонические движения ларамийской эпохи проявились в Австралии повсеместно.

В Новой Зеландии, по данным тех же авторов (с. 278, 279, табл. 11.3), перерывы между мелом и третичными отложениями показаны в 4 районах из 10. В остальных верхи мела отсутствуют, как показано на с. 252, 253 (табл. 10.2).

2. Западное побережье океана. Е.М. Смехов и В.Г. Макаров (1946), характеризуя третичные отложения Камчатки, пишут (с. 109): „Тигильская толща (верхний палеоген), несогласно залегающая на меловых породах, представлена переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами и глинами..., в основании ее залегают базальные конгломераты“.

„На кремнистых сланцах верхнемелового возраста Камчатки, — пишет Ю.Г. Друшиц (1960, с. 118), — с угловым несогласием залегают мелко- и крупногалечные конгломераты с линзами космоистого песчаника... палеоценового возраста“.

П.Н. Кропоткин (1956) пишет о том, что в основании разреза Сихотэ-Алиня лежит угловая угленосная свита эоценового возраста, сложенная конгломератами и галечниками.

В.Н. Яковлев (1957) указывает на налегание рыхлых песчаников и алевролитов с бурыми углями эоценового возраста на туфогенные породы датского яруса.

То же самое взаимоотношение меловых и палеогеновых отложений отмечает в Южном Приморье Е.М. Агеева (1960), которая пишет о залегании эоцена с эрозийным несогласием на породах тахтобинской свиты датского яруса.

А.В. Горячев (1965) характеризует взаимоотношение пород по 11 районам Курило-Камчатской складчатой зоны, которые были перечислены при описании позднеальпийского несогласия. Предпалеогеновое несогласие автором было установлено в разрезах с 1-го по 8-й, а также в 10 и 11.

По данным Д.С. Несвита (1967), верхнеолигоценовая ковачинская серия на восточном побережье Камчатки лежит с угловым несогласием на породах унальской свиты верхнего мела (сенона).

Ю.Г. Друшиц (1967) указывает, что граница палеоэоцена и дания изучена на северо-западной Камчатке в семи регионах и всюду палеоэоцен лежит с резким угловым несогласием на отложениях датского яруса мела.

В работе Н.В. Луцкиной (1968) указывается, что на Восточной Камчатке на рубеже позднего мела и палеогена имела место ларамийская складчатость, с которой автор связывает внедрение гипербазитов Восточной Камчатки, так как они уже в виде галек встречаются в конгломератах палеогена.

3. Восточное побережье океана. США. Штат Аляска. Характеристика палеогеновых отложений и структурного типа их нижней границы имеется в работах Т.Е. Келли (1967), Г. Грайца и соавторов (Gryc et al., 1951, 1956), Дж. Гоара (Hoare, 1961), Р.А. Лонея и др. (Loney et al., 1967), Ф.С. Мак-Нейла и др. (McNeil et al., 1961). Всего на Аляске изучено не менее 28 региональных разрезов со вскрытой границей мела и палеогена и только в одном (низовья р. Кускоквим-Бристольский залив) установлен непрерывный переход от верхнемеловых отложений к палеогеновым, во всех остальных между мелом и палеогеном имеется эрозийное или (чаще) угловое несогласие.

Штаты Вашингтон и Орегон. Палеогеновые отложения и структурный тип их нижней границы рассмотрен в работах Ч. Уэвера (Weaver, 1945), Р.Дж. Фостера (Foster, 1960), Г.М. Миллера и П. Миша (Miller, Misch, 1963). На рубеже верхнего мела и палеогена во всех этих работах отмечается угловое несогласие с налеганием образований палеогена местами на денудированную поверхность ларамийских магматических пород. Характеристика палеогеновых отложений Орегона и их нижней границы имеется в работах Е.Н. Меланхолиной (1964), Ч. Уэвера (Weaver, 1945), Д.Л. Пика и соавторов (Peck et al., 1956), У.П. Ирвина (Irwin, 1966), Р.Г. Дотта (Dott, 1966).

Штат Калифорния. Палеоген Калифорнии и тип его нижней границы рассматривался в работах Р.У. Уэбба (Webb, 1951), А.Т. Лоблиха (Loeblich, 1958), Дж.К. Кроуэлла и Т. Сузуки (Crowell, Susuki, 1959), Р.Г. Пашалла и Т. Оффа (Paschall, Off, 1961), Б.Р. Руста (Rust, 1965), Р.Р. Комптона (Compton, 1966), Р.Г. Кэмпбелла и соавторов (Campbell et al., 1966), Т.У. Диб-

бли (Dibblee, 1958), У.П. Ирвина (Irwin, 1966), Ф. Кильмера (Kilmer, 1966), К. Дюреля (Durell, 1966), А.Б. Дикаса и Дж.Л. Пайна (Dickas, Payne, 1967), К.А. Холла и Ч.Е. Корбато (Hall, Corbato, 1967), П.Г. Стауфера (Stauffer, 1967). В перечисленных работах изложены результаты изучения не менее 20 локальных разрезов палеогена и мела. Во всех разрезах на границе мела и палеогена установлено эрозионное или угловое несогласие.

Боливия (запад). По данным Л. Раделли (Radelli, 1965), в ларамийскую эпоху тектонической активизации земной коры андийский район Калдас испытал главное поднятие блокового типа по разломам.

Перу. Палеогеновые отложения Перу и их нижняя граница охарактеризованы в работах Е. Коха и Блассенбаха (Koch, Blassensbach, 1960), Дж.Дж. Уилсона (Wilson, 1963), Т.С. Шекели (Szekely, 1967), Дж.А. Португала (Portugal, 1974).

В первой работе авторы отмечают на границе мела и третичных отложений распространение красных сланцев лагунного или континентального происхождения, следов перерыва в которых, однако, не обнаружено.

В статье Дж.Дж. Уилсона (Wilson, 1963) в западной зоне Анд отмечен перерыв, охватывающий интервал разреза от коньякского до датского века включительно.

Т.С. Шекели (Szekely, 1967) показывает несогласие не на границе мела и палеогена, а под самой верхней группой позднейшего мела Касапалка, состоящей из красных сланцев, песчаников и конгломератов мощностью около 2000 м, по-видимому, континентального происхождения.

Дж.А. Португал (Portugal, 1974) характеризует стратиграфию мезозоя и кайнозоя и тектонические события на площади Пунто-Санта-Лючия в департаменте Пуно (Перу) и выделяет на рубеже мела и третичного времени между песчаниками поздне меловой формации Мунани и базальными конгломератами нижнетретичной формации Саракоча угловое несогласие, обусловленное движениями ларамийской эпохи тектонической активизации.

Чили. Ю.Б. Петерсен (Petersen, 1958) рассматривает структуру и поднятие Анд на территориях Перу, Боливии, Чили и смежных частей Аргентины, при этом устанавливает ряд несогласий, обусловленных в совокупности движениями ларамийской эпохи; это несогласия между нижним и средним эоценом, а также несколько перерывов на рубеже среднего и верхнего эоцена.

У.Д. Картер и Л.Б. Агуирре (Carter, Aguirre, 1965) описывают структурную геологию чилийской провинции Аконкагуа и ее отношение к грабену центральной долины Чили. В обоих районах, по мнению авторов, палеоцен согласно, без перерыва осадконакопления, залегает на верхнемеловых отложениях.

Г.Р. Катц и У.А. Уоттерс (Katz, Watters, 1966) рассматривают геологию о-ва Наварино в Южном Чили, при этом отмечают, что ларамийская складчатость играла главную роль в дислокациях мезозойских отложений.

Мы привели здесь многочисленные, но далеко не все источники, в которых отмечаются следы проявления позднеальпийских и ларамийских тектонических движений в приокеанических (прибрежных) регионах материков. Все эти данные приведены для доказательства синхронности упомянутых движений как под дном океанов, так и на их побережьях на материках и островах. Это явление совершенно необъяснимо, если рассматривать его с позиций признания континентального и океанического типов земной коры и с точки зрения „тектоники плит“.

Австрийское и позднекиммерийское несогласия под дном Тихого океана при глубоководном бурении были вскрыты в единичных скважинах, таких как скв. 289 рейса 30 и скв. 307 рейса 32 „Гломара Челленджера“. Поэтому коррелировать эти несогласия с синхронными несогласиями на побережьях Восточной Азии и Западного побережья обеих Америк, а также островов пока преждевременно.

Приведенные в первых двух главах материалы по выявленным во всех трех наиболее изученных океанах перерывам осадконакопления и структурным несогласиям и не только стратиграфическим, но (в отдельных случаях) и угловым, а также их корреляция с синхронными несогласиями на островах и побережьях континентов выдвигает перед морскими геологами и геофизиками ряд вопросов, которые не могут быть удовлетворительно решены на основе признания существования „двух кор“, но становятся легко разрешимыми, если считать кору однотипной на всей поверхности Земли.

Из наиболее поздних трудов, содержащих данные по корреляции перерывов и несогласий под дном океанов с несогласиями на островах и побережьях, необходимо отметить работы: Р. Лейдена и соавторов (Leyden et al., 1971), которые по нефтепоисковым скважинам в бассейне Эсприто-Санто на атлантическом побережье Бразилии отмечают несогласия — ларамийское (под маастрихтом), австрийское (под альб-аптом) и позднекиммерийское (под вельдом); М.А. Итурральде-Винента (Iturralde-Vinent, 1972), в статье которого (с. 2375, рис. 5) на о-ве Куба зафиксирован ларамийский перерыв и несогласие с налеганием верхов эоцена на отложения верхнего мела; У.Г. Монро (Monroe, 1973), отмечающего в южной части острова Пуэрто-Рико (с. 109, рис. 2) перерывы между эоценом и олигоценом и этим последним и миоценом, а в его северной части — только предолигоценовый; Дж.С. Горна и др. (Horne et al., 1974), которые (с. 180, рис. 3) выделяют на территории Гондураса раннекиммерийский (предъюрский) и ларамийский (предэоценовый) перерывы и несогласия. На восточном побережье Атлантики, в бассейне Габон, А.Г. Бринк (Brink, 1974) выделяет перерывы и несогласия под верхней юрой (?), под сеноманом и под миоценом с выпадением из разреза всего олигоцена.

На побережьях Индийского океана перерывы и несогласия установлены в работах: Дж.Дж. Френкеля (Frankel, 1972), который на восточном побережье Южной Африки выделил несогласия под нижним миоценом, под средним миоценом, под верхним миоцено-плиоценом, под верхним плиоценом; В.В. Састри и соавторов

(Sastri et al., 1973), выделивших в осадочных мезокайнозойских бассейнах восточного побережья Индии перерывы предмеловой (позднекimmerийский), предверхнемеловой (австрийский), предпалеоценовый и предэоценовый, в совокупности отвечающие ларамийской эпохе тектонической активизации, предмиоценовый (позднеальпийский), предпозднемиоценово-плиоценовый и другие более молодые. Эти перерывы и несогласия установлены в трех прибрежных бассейнах — Годавари, Полар и Каувери.

А.Т.Р. Раджу (Raju, 1968) описывает геологическую эволюцию третичных бассейнов осадконакопления Ассам и Кэмбай, при этом выделяет в первом бассейне перерывы между олигоценом и миоценом, между миоценом и миоплиоценом, между миоплиоценом и плиоценом и между плиоценом и плейстоценом; в бассейне Кэмбай перерывы не показаны.

На островах западной части Тихого океана перерывы и несогласия в мезозойских и кайнозойских отложениях отмечаются в работе Р.А. Шелдона (Sheldon, 1973) по о-ву Цебу Филиппинского архипелага, где он устанавливает несогласия под нижним миоценом, под верхним миоценом и под плиоценом.

Р.С. Биккел (Bickel, 1974) зафиксировал перерывы и несогласия в двух третичных бассейнах о-ва Новая Гвинея — на п-ове Кейп-Фогель и на площади Робинзон-Бей. Перерывы отмечены под средним миоценом, под плиоценом, под плиоплейстоценом.

П.М. Аустин с соавторами (Austin et al., 1973) характеризует структуру и перспективы нефтеносности восточной части подводного поднятия Чатем в районе Новой Зеландии, при этом в мезозое и кайнозое здесь выделяются следующие перерывы и несогласия (с. 482, рис. 3): 1) крупное несогласие между пермоюрскими и среднемеловыми отложениями, 2) между туронскими и палеоценовыми породами, 3) между палеоценом или ранним эоценом и эоценом, 4) большой перерыв между поздним эоценом и миоценом, 5) перерыв между плиоценом и плейстоценом. Поскольку поднятие Чатем является подводной структурой, то корреляция перечисленных перерывов и несогласий может быть отнесена только к о-ву Чатем.

На восточном побережье Тихого океана Ж.А. Португал (Portugal, 1974) в южной части территории Перу, на площади Санта-Лючия, в мезозое и кайнозое устанавливает перерывы и несогласия на следующих уровнях: под юрой, два несогласия внутри меловых отложений, на границе третичных и меловых и между третичными и четвертичными породами.

Изложенные в первой главе данные о стратиграфических уровнях перерывов и несогласий в мезозойских и кайнозойских отложениях под дном океанов, а также приведенная в главе II корреляция этих перерывов и несогласий с синхронными перерывами и несогласиями в стратиграфических колонках островов и прибрежных регионов континентов может служить солидным подтверждением идеи автора, выдвигаемой в его работах, о неправомерности разделения коры Земли на океанический и континентальный типы.

СОСТАВ И СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ
„ОКЕАНИЧЕСКОГО“ ТИПА ПО МАТЕРИАЛАМ
ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Разделение коры Земли на „континентальную“ и „океаническую“ было проведено одновременно с разработкой и началом использования для изучения недр планеты метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), позволившего путем производства искусственных взрывов применить этот метод в массовом масштабе для изучения коры и подкоревой области земного шара.

С начала исследований недр Земли этим методом была принята трехслойная модель земной коры для материков и двухслойная для океанов. На континентах были выделены осадочный слой коры, или стратисфера, „гранитный“ слой со скоростями распространения продольных сейсмических волн от 5,5 до 6,5 км/с и „базальтовый“ слой, скорости распространения продольных сейсмических волн в котором имеют пределы изменения от 6,5 до 7,2 км/с (Деменицкая, 1967, с. 19).

Несмотря на то что в последние годы, в особенности в работах зарубежных авторов, в коре под океанами число слоев увеличилось и они стали обозначаться порядковыми номерами (сверху вниз), буквами или комбинацией тех и других, в основе все-таки сохранился принцип деления коры на две части, нижними границами которых являются „поверхности“ раздела „К“ и „М“. Обычно названия „гранитный“ и „базальтовый“ берутся в кавычки и под „гранитным“ подразумевается не слой, сложенный гранитом или близкой по составу кислой магматической породой, а слой, в котором продольные сейсмические волны распространяются с такой же скоростью, как в граните, а в „базальтовом“ слое соответственно — как в базальте, хотя „гранитные“ скорости, как это показано Ф. Прессом (1969, с. 183 и др.), присущи целому ряду не только магматических, но и осадочных и метаморфических пород. В частности, „гранитные“ скорости при полевых и лабораторных исследованиях установлены для известняков Золингофена в Баварии, доломитов и мраморов Италии, Японии, Кореи, кварцитов Западной Виргинии, а „базальтовые“ скорости — для тех же доломитов, мраморов и цементных известняков Пенсильвании и т.д.

При интерпретации данных ГСЗ для установления особенностей строения земной коры в океанах перед исследователем имеется большой выбор вариантов состава и структуры „океанической“ коры, так как скорости продольных сейсмических волн в породах,

образующих здесь кору, изменяются в широком диапазоне и позволяют предполагать под дном океана весь указанный в „Справочнике физических констант...“ (Пресс, 1969) набор пород, где продольные волны распространяются с такими же скоростями, как в „гранитном“ слое континентальной коры, т.е. граниты и близкие по составу парагнейсы, а также известняки типа золингофенских и цементных известняков Пенсильвании, доломиты, мраморы и кварциты.

Высказывать только догадки, почему же все-таки считается, что кора в океане состоит из слоя неконсолидированных или слабоуплотненных осадков вверху и пород с „базальтовыми“ скоростями распространения сейсмических волн внизу, автору трудно, так как для этого потребовалось бы знакомство с историей развития метода ГСЗ и методов сейсмологии и гравиметрии. Последний метод и сыграл, по-видимому, решающую роль в определении „базальтового“ состава коры в океанах. По всей вероятности, геофизики в начале нашего века восприняли идеи А. Вегенера о базальтовом составе океанического дна и хотели показать, что метод глубинного зондирования подтверждает эти идеи, которые в первой четверти текущего столетия были на Западе очень популярны. При этом, как уже неоднократно упоминалось в работах автора (Пронин, 1973б, 1977), все факты, которые впоследствии не согласовывались с принятой „базальтовой“ моделью коры океанов, когда в годографах под океанами выявлялись слои с „гранитными“ скоростями, приписывались отвлеченным „вулканогенным“ толщам или базальту, а иногда просто оставлялись без объяснения.

Для освещения этого вопроса в качестве основных источников автором были использованы работы Г.З. Гурария, И.А. Соловьевой (1963) и Г.А. Семенова, А.Г. Гайнанова (1974). Кроме этих сводных работ были использованы также статьи отдельных советских и зарубежных авторов, в которых имеются конкретные данные о глубинном сейсмическом зондировании в океанах, характеризующие структуру коры по отдельным станциям и профилям зондирования, в особенности те из них, где установлены сейсмические слои со скоростями распространения продольных волн, свойственными гранитному слою коры континентов (5,5–6,5 км/с; подробные данные приведены в работе автора за 1977 г.).

В ходе составления настоящего описания автор собрал и свел в таблицы фактические данные по ГСЗ в пределах Атлантического и Тихого океанов и дополнительно для каждой точки наблюдения (станции) по всем профилям вычислил степень увеличения (приращения) скорости продольных волн нижележащих „слоев“ земной коры по отношению к вышележащим на основных сейсмических границах. Эти таблицы в целом составили по объему около 3 печатных листов. Не имея возможности привести их в рамках этой работы, автор в то же время подчеркивает строго фактический характер всех данных, в чем читатель может убедиться, обратившись к названному в данной и в предыдущих работах автора (1973б, 1977 и др.) литературным источникам. Обращая особое внимание на наличие в этих первоисточниках большого количества фактических дан-

Таблица 5

Скорости распространения сейсмических волн на границах сейсмических слоев земной коры и верхов мантии в Атлантическом океане (Гурарий, Соловьева, 1963; Семенов, Гайнанов, 1974)

Сейсмические границы	Число точек наблюдений (станций)	Степень увеличения скоростей в нижележащих слоях по отношению к скоростям в вышележащих, %
Конрада - раздел слоев с „гранитными“ и „базальтовыми“ скоростями	47	5-25
	1	28
Мохо - раздел слоев с „мантийными“ и „базальтовыми“ скоростями	141	8-25
	8	26
КМ - раздел слоев с „мантийными“ и „гранитными“ скоростями	27	13-25
	41	26-48

ных о наличии в коре океанов слоев с „гранитными“ скоростями, ограничимся приведением в данной работе двух таблиц с указанием в них диапазонов увеличения скоростей продольных волн на основных сейсмических границах в коре Атлантического (табл. 5) и Тихого (табл. 6) океанов.

В Атлантическом океане наблюдения проведены, по данным Г.З. Гурария и И.А. Соловьевой (1963), Г.А. Семенова и А.Г. Гайнанова (1974), на 241 станции глубинного сейсмического зондирования. В результате на 48 станциях определена граница Конрада, т.е. налегание „гранитного“ слоя на „базальтовый“, кроме того, еще на 68 станциях, по данным ГСЗ, установлено налегание слоя с „гранитными“ скоростями продольных волн на породы верхней мантии. Всего, таким образом, слой со скоростями распространения продольных волн от 5.5 до 6.5 км/с установлен на 116 станциях, которые составляют 48,6% от общего их числа; мощность „гранитного“ слоя изменяется от 1-2 до 10-15 км. Данные изменений скоростей на границах сейсмических слоев земной коры и верхов мантии в Атлантическом океане приведены в табл. 5.

Из 313 станций ГСЗ, охарактеризованных в работах Г.З. Гурария, И.А. Соловьевой (1963) и Г.А. Семенова, А.Г. Гайнанова

Таблица 6

Скорости распространения сейсмических волн на границах сейсмических слоев земной коры и верхов мантии в Тихом океане (Гурарий, Соловьева, 1963; Семенов, Гайнанов, 1974)*

Сейсмические границы	Число точек наблюдений (станций)	Степень увеличения скоростей в нижележащих слоях по отношению к скоростям в вышележащих, %
Конрада – раздел слоев с „базальтовыми“ и „гранитными“ скоростями	104	6-25
	3	26-31
Мохо – раздел слоев с „мантийными“ и „базальтовыми“ скоростями	160	3-25
	21	26-31
КМ – раздел слоев с „мантийными“ и „гранитными“ скоростями	7	20-25
	38	26-48

* В таблицу не включены данные о „гранитных“ скоростях слоев, нижняя граница которых осталась неустановленной.

(1974), не считая упомянутых ниже статей различных авторов, слои с „гранитными“ скоростями распространения продольных волн установлены в Тихом океане на 181 станции, т.е. в 58,0% общего числа станций ГСЗ. Различаются три случая расположения в „океанической“ коре слоя с „гранитными“ скоростями распространения продольных волн: 1) когда определены верхняя и нижняя границы такого „гранитного“ слоя и указана его мощность; 2) когда установлено, что слой с „гранитными“ скоростями налегает не на „базальтовый“ слой, а на породы верхней мантии, где скорости продольных волн приближаются к 8 км/с или превосходят эту величину; 3) когда слой с „гранитными“ скоростями располагается в основании сейсмического разреза станции и поэтому его нижняя граница остается неустановленной (табл. 6).

Мощность слоев с „гранитными“ скоростями как в Атлантическом, так и в Тихом океанах изменяется в широких пределах – от 1-2 до 17 км. Так, например, в Атлантическом океане на ст. 142 мощность слоя со скоростью 6,1 км/с достигает 14 км при глуби-

не океана 3.29 км, на ст. 138 мощность слоя со скоростью 6.5 км/с равна 13 км при глубине океана 2.76 км. В Тихом океане примерами могут служить ст. 102 (2), где слой со скоростью 5.9 км/с имеет мощность 17 км, ст. 155 (8), где скорость волн в слое 6.15 км/с, мощность слоя 12.2 км, ст. 186 (13) – слой со скоростью 5.73 км/с имеет мощность 13.6 км, ст. 219 – слой со скоростью 5.97 км/с имеет мощность 10.34 км, ст. 249 (8) – слой мощностью 14.93 км имеет скорость волн 6.29 км/с и ст. 266 (6) со слоем мощностью 15.05 км и скоростью волн в нем 6.11 км/с (Гурарий, Соловьева, 1963; Семенов, Гайнанов, 1974).

Чаще такие слои с „гранитными“ скоростями располагаются в многослойной „океанической“ коре, состоящей из 6–7 слоев, скорости в которых изменяются в широком диапазоне, как, например, на ст. 266 (6) в Тихом океане, разрез которой включает (сверху) слои со скоростями продольных волн 2.05, 2.88, 5.60, 6.11 и 6.92 км/с; общая мощность слоев с перечисленными в них скоростями продольных волн составляет 18.05 км.

Такая многослойная структура коры под океанами, как уже упоминалось, открывает перед исследователем большой выбор возможных интерпретаций состава коры „океанического“ типа. Выше отмечалось, что такие же скорости распространения, как в „гранитном“ слое, продольные сейсмические волны могут иметь во многих осадочных породах, таких как известняки, доломиты, мраморы и др. С учетом этого можно с полным основанием предположить, что на всех тех станциях глубинного сейсмического зондирования в океанах, где установлены слои, в которых продольные сейсмические волны распространяются с такими же скоростями, как в „гранитном“ слое коры континентов (а таких станций в Атлантическом и Тихом океанах больше половины), земная кора под каждой из станций состоит либо из пород, тождественных по упругим свойствам гранитоидам, либо перечисленным карбонатным породам и кварцитам. В таком предположении, с нашей точки зрения, нет ничего невероятного, так как оно основывается на конкретных данных глубинного сейсмического зондирования, заимствованных из материалов исследователей, которым мы обязаны и разработкой многослойной модели земной коры, и выделением ее особого „океанического“ типа.

В литературных источниках, перечисленных в работе автора за 1977 г., наличие слоев в коре Тихого океана, обладающих „гранитными“ скоростями продольных волн, помимо 181 станций, отмеченных выше, установлено еще на 36 станциях. Таким образом, присутствие в коре Тихого океана слоя с „гранитными“ скоростями описано не менее чем на 217 станциях (из 313), т.е. в 69.3% от общего числа станций зондирования в Тихом океане.

В сводной статье об особенностях глубинного строения земной коры Тихого океана И.А. Соловьева (1976, с. 6) пишет о том, что „на ряде участков в состав земной коры Тихого океана входит слой со скоростями продольных волн, типичными для «гранитного» слоя континентов“.

О распространении под дном океанов разнообразных магматических, осадочных и метаморфических пород, свидетельствующих об однородности состава и общей структуры земной коры под океанами и континентами, говорят не только данные глубинного сейсмического зондирования, но и комплекс геологических фактов и явлений, которые перечисляются в более ранней работе автора (Пронин, 1977).

Что касается базальтовых пород, распространенных на дне в глубоких частях современных океанов, то, во-первых, они имеют в основном плиоценовый и четвертичный (Пронин, 1977, с. 122) возраст, во-вторых, так же как и на континентах, они развиты локально, вокруг эруптивных аппаратов вулканов центрального типа или с обеих сторон трещины при трещинных излияниях, в-третьих, по петрографическому и химическому составу и мощности потоков и покровов лав подводные базальты и более кислые лавы вполне могут быть сопоставлены с трапковыми излияниями на континентах, которые местами, как, например, траппы Декана в Индии, Сибирской платформы в СССР и базальты плато р. Колумбия в США, занимают огромные площади — сотни тысяч и даже более миллиона квадратных километров, а по мощности не превышают в среднем сотен метров, местами достигая нескольких километров.

Почти несомненно, что когда появятся возможности для проходки скважин глубоководного бурения на большие глубины и эти скважины пересекут где-то покров базальтов, то под ним, вероятно, обнаружатся не породы мантии, как предполагают некоторые исследователи в настоящее время, а различного возраста нормальные осадочные, магматические и метаморфические породы, образующие те же, что и на континентах, тектонические структуры.

Материалы, изложенные в предыдущих главах, позволяют сделать следующие, с нашей точки зрения, наиболее правдоподобные предположения о составе и структуре земной коры.

1. В структуре и составе земной коры, несмотря на распространенное среди геологов и геофизиков представление о принципиальных различиях континентальной и океанической коры, такие различия, интерпретированные в историко-геологическом плане, не обнаруживаются.

2. Кора континентов состоит из мозаики более или менее крупных тел различных по составу магматических, осадочных и метаморфических пород, находящихся между собой в довольно сложных пространственных взаимоотношениях; выделяемые в коре осадочный, „гранитный“ и „базальтовый“ слои отражают субгоризонтальные зоны изменения плотности материала коры с возрастанием плотности пород сверху вниз; этим и обусловлены возрастание в том же направлении скоростей сейсмических волн, а также субгоризонтальные границы скоростных сейсмических слоев.

3. Кора под океанами состоит из верхнего структурного яруса, сложенного переслаивающимися, преимущественно базальтовыми, лавами от позднеэоценового до антропогенного возраста (определен радиологически) и толщ рыхлых или уплотненных осадков тех

же возрастов, залегающих горизонтально или падающих под углом до 30° . Выделение геофизических (скоростных сейсмических) слоев производится неодинаково: там, где описываемый структурный ярус состоит из переслаивания лав и осадков, последние выделяются вверх в самостоятельный осадочный слой, покоящийся на слое „базальтовом“, на тех же участках дна, где покровы лав отсутствуют, выделяется более мощный слой кайнозойских и мезозойских осадков, однако без учета углов падения слоев пород. Аналогичная структура коры имеет место и на континентах в регионах, где пользуются широким распространением траппы (СССР, Индия) или платобазальты (США).

Угленосные формации под дном океанов

Во всех океанах в процессе глубоководного бурения в значительном числе скважин под дном океанов были установлены угленосные отложения, приуроченные к различным стратиграфическим уровням меловых и третичных образований. Характеристика угленосных отложений представляет совершенно особый интерес при обсуждении проблемы структуры „океанической“ земной коры. Этот интерес обусловлен тем, что они наиболее бесспорно свидетельствуют о том, что в некоторые промежутки времени поверхность дна океанов поднималась над уровнем моря и становилась сушей, так как и лигниты, и сапропелиты образуются в условиях континентальных и паралических болот в гумидной климатической зоне. Поэтому наличие пластов лигнитов и местами даже обломков антрацита (возвышенность Орфэн-Нолл в Атлантике, скв. 111) является одним из наиболее серьезных доводов против выделения особого „океанического“ типа коры Земли.

В северной половине Атлантического океана угленосные отложения апт-альбского возраста вскрыты в скв. 400А в Бискайском заливе, в точке с координатами $47^\circ 22.90'$ с.ш., $9^\circ 11.90'$ з.д., при глубине океана 3399 м, на глубине от 700 до 777.5 м ниже уровня дна. Авторы информации (Montadert et al.; *Geotimes*, 1976, vol. 21, No. 12, p. 19) характеризуют эти отложения следующим образом: „Самыми глубокими горизонтами являются апт-альбские угленосные аргиллиты, переслаивающиеся ритмически с мергелистым писчим мелом или известковистыми аргиллитами. Пиролиз органического материала показал низкую степень литификации и, возможно, их детритовое происхождение из наземных древесных растений“.

В южной части Атлантического океана сапропелитовые сланцы были встречены в нижеаптских отложениях в скв. 361 с координатами $35^\circ 03.97'$ ю.ш., $15^\circ 26.91'$ в.д., на глубине океана 4549 м и на глубине от дна океана приблизительно 950–1300 м. Авторы информации (Bolli et al.; *Geotimes*, 1975, vol. 20, No. 6, p. 22) характеризуют этот интервал разреза так: „Самой

необыкновенной из вскрытых литологических единиц 40-го рейса были нижнеаптские сапропелитовые сланцы, переслаивающиеся с аргиллитами и массивными песчаниками в основании скв. 361 и верхнеаптские до нижнеальбских сапропелитовые сланцы и доломитизированные глинистые известняки, покрывающие соль, в скв. 364 (координаты этой скважины $11^{\circ}34.32'$ ю.ш., $11^{\circ}58.30'$ в.д.) при глубине океана 2448 м и приблизительно на глубине 960–1080 м ниже поверхности дна океана.

Севернее, вдоль западной окраины Африки, черные углистые сланцы были встречены в скв. 368 (координаты $17^{\circ}30.43'$ с.ш., $21^{\circ}21.23'$ з.д., глубина океана 3367 м, глубина скважины 984.5 м). Скважина расположена на подводном поднятии о-вов Зеленого Мыса. Углистые породы были вскрыты скважиной на глубине 980–984.5 м ниже дна океана. Те же углистые сланцы вскрыты около дна скв. 369 на континентальном склоне (координаты скважины: $26^{\circ}35.55'$ с.ш., $14^{\circ}59.92'$ з.д., глубина океана 1760 м, глубина скважины 42 м). В том же интервале разреза – конец раннего–начало позднего мела – тождественная обстановка отложения органического углерода имела место и севернее, около побережья Северного Марокко, в скв. 370 (координаты $32^{\circ}50.25'$ с.ш., $10^{\circ}46.56'$ з.д., глубина океана 4216 м, глубина скважины 1176 м).

Обобщенная характеристика условий осадконакопления во всех трех скважинах – 368–370 – авторами информации о 41-м рейсе „Гломара Челленджера“ (Geotimes, 1975, vol. 20, No. 7, p. 19) дается в следующих словах: „В бассейне Зеленого Мыса апт–альбский интервал характеризовался образованием черных углистых сланцев, показывающих на существование восстановительных фациальных условий. Те же самые фации обнаружены на поднятии Зеленого Мыса (скв. 368), на континентальном склоне к западу от Африки (скв. 369) и в северном бассейне, к западу от побережья Марокко. Близкие по характеру осадки были установлены приблизительно на том же стратиграфическом уровне в северо-западной части Атлантики, а также в Южной Атлантике. Скудно окисленные придонные воды, вероятно, способствовали сохранению органического вещества, хотя застойные условия здесь мало вероятны, так как некоторые слои разрыхлены сверлящими организмами. Происхождение органического вещества не установлено, хотя осадки иногда содержат вполне определимые остатки (детрит) растений. Терригенный материал относительно обильный во всем интервале разреза... Эти черные сланцы показали материнскую породу – источник углеводородов: небольшие количества легких экстрагируемых углеводородов были сепарированы теплом диабазового силла, внедренного в альбские сланцы на дне скв. 368 на поднятии Зеленого Мыса... В скв. 370 черные сланцы в альб–сеноманских осадках достоверно не установлены, хотя аргиллиты в этом интервале имеют более темную, чем в других интервалах, окраску и содержат органический углерод до 5%“.

Таким образом, угленосные образования апт-альбского возраста установлены в Атлантическом океане не менее чем в 8 скважинах, на обширном пространстве и на различных глубинах — от шельфовых до абиссальных.

Следующая эпоха накопления каустобиолитов связана с поднятием поверхности дна Атлантического океана в ларамийскую эпоху тектонической активизации земной коры и приурочена она либо к самому позднему палеоцену, либо к самому раннему эоцену. Лигниты этого возраста вскрыты скв. 404 на юго-западной окраине плато Хаттон-Роколл, в пункте с координатами $56^{\circ}03.13'$ с.ш., $23^{\circ}14.95'$ з.д., на глубине океана 2306 м, на глубине около 350 м ниже дна океана. Авторы информации описывают интервал разреза скважины, в котором вскрыты лигниты (Geotimes, 1976, vol. 21, No. 12, p. 21), следующими словами: «В скв. 404 основание разреза — самый нижний эоцен или самый верхний палеоцен — содержит лигниты и конгломераты, указывающие на близкие к литоральным условия в скв. 404, возможно, представляющие собой кровлю «дельтовой серии»».

Приблизительно на том же уровне разреза палеогена в скв. 214 22-го рейса «Гломара Челленджера» в Индийском океане были также встречены лигниты. Координаты скважины $11^{\circ}20.21'$ ю.ш., $88^{\circ}43.08'$ в.д., глубина океана 1655 м, глубина от дна океана около 400 м. Авторы предварительного отчета о 22-м рейсе «Гломара Челленджера» (Initial Reports..., 1974, vol. XXII, p. 485) сообщают об открытом лигните следующие данные: «Образцы, полученные в скв. 214, включают (проба 46) куски древесины, сохранившиеся в форме ксилена вместе с землистым материалом, который состоит главным образом из мелких обломков ксилена с некоторым количеством деградированного растительного материала. Весь материал, по-видимому, является предварительной стадией образования витрена. Большая часть ксилена показывает разрушенную структуру клеток, но преобладающая часть материала является предшествующей стадией витрена, просвечивающей внутри клеток растительной ткани, так что он подобен телинитовой разновидности битуминозного угля. Некоторые просвечивающие клетки открыты, но многие по структуре совершенно компактны. Стенки клеток имеют тенденцию по резкости рельефа отличаться от внутренней части, обуславливая при шлифовании различия в твердости, но в отраженном свете стенки и внутренняя полость ведут себя по существу одинаково. Наблюдаются мелкие зерна пирита, и изредка он образует фромбоидальные структуры. Развита также окисленные сферические массы сидерита. Сидерит сосуществует в угле с небольшим количеством пирита, но вообще цело ограничивается чистым углем, который не обнаруживает совсем или обнаруживает только слабое влияние морских условий в непосредственно покрывающих слоях. Текстура землистого материала типична для бурого угля. Отсутствуют особенности, которые указывали бы на какое-то иное, а не ав-

тохтонное происхождение угля (разрядка моя, — А.П.).”

Характеристика петрографического типа угля в целом, и в особенности замечание о его автохтонном происхождении, резко ограничивает возможность некоторых сторонников тектоники плит объяснять наличие углей под дном океана заносом их туда „вездесущими” и „всемогущими” турбидитовыми потоками без всякого загрязнения песком и илом.

Самой молодой угленосной формацией является ранне- или среднемиоценовая, установленная в буровых скважинах на атолле Мидуэй в Тихом океане и охарактеризованная выше, в главе I.

Рассмотренные угленосные формации, по нашему мнению, имеют для защиты идеи „единой коры” на всей поверхности Земли не меньшее значение, чем наличие в коре океанов сейсмических „гранитных” слоев мощностью более 10 км.

Для развития представлений об однородности земной коры под океанами и континентами не лишены интереса также галогенные формации, установленные на больших глубинах в южной части Атлантического океана, в котловинах Анголы и Бразилии (Geotimes, 1975, vol. 20, No. 3, 7).

В заключение необходимо коснуться и еще одного явления в осадочных отложениях на дне всех океанов — наличия в кернах скважин довольно крутых (до 35°) углов падения проходимых скважинами пластов пород. Такие углы падения отмечены в Атлантическом океане в скв. 412, 416 и 418А: угол падения в известняках, чередующихся с потоками базальтов, достигает 30° и позволяет предполагать, что и сами базальтовые покровы имеют тот же угол падения. В скв. 255 в Индийском океане, на подводном хр. Брокен, угол падения в верхнемеловых известняках изменяется от 15 до 30°, в скв. 270 он равен 25°. Наконец, в Тихом океане в скв. 34 угол падения на границе эоценовых и сантонских отложений определен в 15°. Имеются и другие примеры, которые можно увидеть на фотографиях кернов в предварительных отчетах (Initial Reports...) по некоторым рейсам „Гломара Челленджера”. Если исходить из гипотезы перманентности и вечности океанов и осадконакопления в них, то наличие угловых несогласий в отложениях дна океанов остается необъяснимым. Наоборот, если мы предположим в отложениях под дном океанов проявление геосинклинальных складчатостей различных эпох тектонической активизации, то тогда получат удовлетворительное объяснение и углы падения в отложениях, пересеченных многими скважинами во всех трех океанах.

В предыдущей главе были приведены совершенно объективные данные о слоистой структуре коры Земли под океанами, из которых непредубежденный читатель мог сделать вывод о том, что „океаническая“ кора состоит на преобладающем числе станций ГСЗ из трех скоростных сейсмических слоев („осадочного“, „гранитного“ и „базальтового“), сменяющихся вниз по разрезу породами верхней мантии со скоростью распространения продольных сейсмических волн в них около 8 км/с.

Для обсуждения проблем состава и структуры земной коры и ее эволюции в геологической истории особое значение приобретает информация о физических условиях на планетах Солнечной системы и горных породах с поверхности Луны, Венеры и Марса, доставленных на Землю советскими и американскими космическими кораблями. Особый интерес среди материалов о составе лунных пород представляют данные о распространении на лунной поверхности гранитоидов и стекол кислого состава, а из материалов советских космических станций „Венера-9“ и „Венера-10“ — сведения о температуре поверхности Венеры, достигающей 460°С, и давлении на ней, равном 90 атм. В совокупности данные о Луне и Венере позволяют подойти с иных позиций к оценке особенностей состава первичной земной коры.

До начала разработки и использования геофизических методов исследования земных недр в понятие „земная кора“ вкладывался хотя и условный, но чисто геологический смысл: под этим понятием подразумевалась внешняя твердая (каменная) оболочка планеты толщиной в несколько десятков километров, ниже которой располагается „магма“, или силикатный расплав, с температурой, превышающей температуру кристаллизации всех породообразующих минералов. С момента разработки и последующего использования геофизических методов исследования, в особенности метода глубинного сейсмического зондирования, модель строения земной коры изменилась; под термином „земная кора“ стали понимать самую внешнюю сферу твердого тела Земли, которая по плотности слагающих ее горных пород и скоростям распространения в них сейсмических волн на континентах подразделяется на три скоростных слоя — осадочный, „гранитный“ или „гранито-гнейсовый“ и „базальтовый“, а в глубоких частях океанов — на два слоя: осадочный и „базальто-

вий". Скорости распространения продольных сейсмических волн в этих слоях, как упоминалось в главе III, колеблются в следующих пределах: для осадочного слоя – от 2.0 до 5.5 км/с, для „гранитного” – 5.5–6.5 км/с, для „базальтового” – 6.6–7.2 или 6.6–7.8 км/с. Приведенное расчленение коры Земли на слои с указанными скоростями распространения в них сейсмических волн в настоящее время канонизировано и является общепринятым как в СССР, так и за рубежом. Автор настоящей работы, оценивая упомянутое сейсмическое расчленение земной коры с позиций геолога, пришел к заключению, что выделение перечисленных сейсмических слоев недостаточно строго аргументировано с точки зрения вещественного состава этих слоев и четкости границ между ними в радиальном и латеральном направлениях.

ОБЩАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В качестве примера структуры коры древних платформ рассмотрим геологические (стратиграфические) и сейсмические (скоростные) разрезы Восточно-Европейской (Русской) платформы – одной из наиболее хорошо изученных в геологическом и геофизическом отношениях.

Стратиграфический разрез Русской, или Восточно-Европейской, платформы в направлении снизу вверх схематически представляется в следующем виде: толщи пород, образующих верхнюю часть земной коры, геологически разделяются на кристаллический фундамент, сложенный кристаллическими породами архейского и протерозойского возраста, и верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, объединяемые в платформенный чехол.

В Карелии и на Кольском полуострове породы архейской группы, относящиеся к кристаллическому фундаменту, обнажаются на дневной поверхности, а на остальном пространстве платформы покрыты породами платформенного чехла.

По данным Ю.Б. Богданова, В.З. Негруца (1968) и других исследователей, кристаллический фундамент Карелии слагают пестрые по составу и физическим свойствам изверженные, метаморфические и осадочные породы.

В „Справочнике физические константы горных пород” (Пресс, 1969, с. 185–191) приводятся следующие интервалы скоростей распространения продольных сейсмических волн в изверженных и метаморфических породах для небольших глубин и невысоких давлений, которые приблизительно соответствуют условиям нахождения тех же пород в фундаменте Балтийского щита (скорости в км/с): 1) гранит – 5.1–6.0, андезит – 5.3, диорит – 5.78, диабаз – 5.8–6.6, габбро-диабазовый анортозит – 6.26, габбро – 6.69, базальт – 6.4, норит – 6.22, эклгит – 8.0; 2) песчаники ордовикские – 3.3–4.5, доломит – 3.5–6.9, мрамор – 3.75–6.94, квар-

цит - 6,0, амфиболитовый сланец - 4,2, гнейс - 6,71, конгломерат песчаниковый - 2,4.

Данные о глубинном сейсмическом зондировании на Балтийском щите и их интерпретация содержатся в работах: И.В. Литвиненко и К.А. Некрасовой (1962) - об особенностях глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите, В.В. Жданова (1965) - о двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита и И.В. Литвиненко с соавторами (1968) - о глубинном разрезе Кейвской синклинойной зоны.

Авторы первой работы на профиле Кемь-Ухта (с. 202, рис. 13) по данным ГСЗ методом преломленных волн выделяют следующие скоростные слои (сверху): 1 - скорость продольных волн 5,4-6,2 км/с, мощность слоя 5-8 км; 2 - скорость 6,4 км/с, мощность от 5-8 до 10-18 км; 3 - скорость 6,75 км/с, мощность 8-10 км; 4 - скорость 6,9-7,0 км/с, мощность 10-15 км; 5 - мантия с поверхностью на глубине 34-38 км, скорость 8,1 км/с. „Таким образом, - пишут И.В. Литвиненко и К.А. Некрасова, - гранитный слой имеет мощность всего лишь 5-8 км, и на этой глубине лежит поверхность базальтового слоя со скоростями от 6,4 км/с сверху до 6,9 км/с внизу мощностью около 30 км“ (1962, с. 202).

В.В. Жданов (1965) в заключительной части статьи, интерпретируя материалы ГСЗ, пишет так (с. 110): „На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что в Русской Лапландии выделяются две структуры земной коры, не обладающие «гранитным» слоем, но имеющие принципиально различную историю развития. Исчезновение гранитного слоя в Лапландском глубинном блоке связано с длительным его поднятием и эрозией пород, относимых к гранитному слою. В Печенгском мульдообразном прогибе «гранитный» слой вытеснен мощной толщей основных эффузивов и опущен в зону физико-химической устойчивости образований «базальтового» слоя, где произошла ассимиляция вещества гранитного слоя с образованием расплава среднего состава, послужившего материалом для дайки андезитового порфирита“.

Авторы третьей работы (Литвиненко и др., 1968) на профиле через Кейвско-Кольский синклинорий и Северо-Кольский антиклинорий показывают нижнюю границу „гранитного“ слоя с плотностями 2,65, 2,67, 2,69 и 2,61 и скоростями продольных волн 5,8-5,9 км/с расположенной на глубинах 2-5 км, а слоя с плотностью 2,7-2,8 и пластовыми скоростями 6,5 км/с сверху и 6,85-6,90 км/с внизу - на глубине около 10 км. Ниже лежит слой мощностью около 20 км и плотностью 2,9. Граница „М“ проведена условно и находится на глубине около 30-31 км; плотность ниже этой границы равна 3,2.

В Имандра-Варзугской синклинойной зоне слой со скоростями 5,9, 6,1, 6,4, 6,0 и 6,3 км/с, а в Центрально-Кольском антиклинории со скоростями 5,9 и 6,0 км/с имеет мощность около 10 км. Ниже лежит слой с плотностью около 2,92, граница которого как сверху, так и снизу не отбивается, но условно показана

на глубине 37–40 км. Разрез показателен тем, что обычные скоростные и плотностные слои в нем отсутствуют.

Заслуживает также внимания интерпретация данных ГСЗ в работе И.В. Литвиненко (1968) об особенностях глубинного разреза в северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря, в которой автор описывает профиль ГСЗ по линии Баренцево море–Ловно длиной 550 км. В южной части профиля граница между „гранитным“ и „базальтовым“ слоями, т.е. кровля „базальтового“ слоя, лежит на глубинах 3–8 км с граничными скоростями 6,8, 6,6–6,7, 6,3, 6,3–6,4, 6,5–6,7, 6,8–7,0, 6,5–6,6 км/с. Граница „М“ показана на глубинах 35–40 км. На северном отрезке профиля кровля „базальтового“ слоя со скоростями 6,0–6,1 и 6,7 км/с погружается на глубины 12–22 км, а граница „М“, наоборот, лежит по-прежнему на глубинах 35–40 км.

Во всех четырех работах используется общепринятый метод интерпретации конкретных данных глубинного зондирования, в основе которого лежит представление о трехслойной земной коре континентов. Слои эти, как известно, – осадочный, „гранитный“ и „базальтовый“, при этом осадочный слой в пределах щитов, сложенных древними глубокометаморфизованными магматическими и осадочными породами, не выделяется, а на дневную поверхность выступает слой „гранитный“. Каков же по составу этот „гранитный“ слой?

Выше отмечалось, что в пределах Карелии на поверхности распространены разнообразные гнейсы гранитного и более основного состава, а также диориты, габбро, анортозиты, чарнокиты, амфиболиты, андезиты, кварцевые порфиры, кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые и граувакковые песчаники, доломиты, аргиллиты, алевролиты и др. Скорости распространения продольных сейсмических волн в некоторых из этих пород были приведены выше, они изменяются от 2,4 до 8,0 км/с, составляя в среднем 5,2 км/с. Такая средняя скорость несколько ниже стандартного минимального значения, принятого для „гранитного“ слоя коры, – 5,5 км/с. Это обусловлено тем, что, как уже отмечалось выше, в состав „гранитного“ слоя на Балтийском щите включаются разнообразные магматические, осадочные и метаморфические породы. Все эти разновидности пород обнажаются на дневной поверхности, а на глубине формируют, так же как и в более молодых складчатых поясах, все основные типы тектонических структур – синклинии, антиклинии, горсты, грабены, брахиструктуры и т.д., которые распространяются на глубину и могут быть прослежены на многие тысячи и, вероятно, на первые десятки тысяч метров. Следовательно, под геофизическим „гранитным“ слоем на щитах при глубинном сейсмическом зондировании понимается некая условная, прилегающая к дневной поверхности, зона земной коры, исключительно гетерогенная по составу образующих ее пород и тектонической структуре, которая при интерпретации искусственно ограничивается близкими к горизонтальным гипотетическими поверхностями, образующими некое подобие слоя. Если к этому добавить прорывание метаморфических пород щитов внедряющимися из глубины мантии интрузиями основных

и ультраосновных пород типа африканского Бушвельдского магматического комплекса или „Большой дайки“ Южной Родезии, то выделение ограниченного субгоризонтальными поверхностями „гранитного“ слоя на шитах становится весьма условным.

О ВЫДЕЛЕНИИ НА ПЛАТФОРМАХ ПРИ ГЛУБИННОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ЗОНДИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для характеристики осадочного чехла Русской платформы нет необходимости здесь полностью описывать стратиграфический разрез палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Достаточно отослать читателя к описанию разреза скв. Нижняя Омра, расположенной на левобережье р. Печора, в пос. Нижняя Омра, в 100 км к северо-западу от сел. Троицко-Печорского по тракту в г. Ухту. Скважина вскрыла разрез палеозоя от предположительного кембрия до каширского горизонта московского яруса среднего карбона. Подробное описание разреза скважины дано О.А. Солнцевым и Т.И. Кушнareвой (1957).

Все породы разреза скважины Нижняя Омра по упругим свойствам, т.е. по скоростям распространения сейсмических волн, в соответствии с параметрами, приведенными Ф. Прессом в „Справочнике физических констант горных пород“ (1969), можно объединить в следующие условные группы: 1) доломиты, образующие толщу мощностью около 460 м в нижней трети разреза скважины (доживетские отложения); 2) известняки и мергели, слагающие фаменский ярус верхнего девона мощностью около 460 м и почти весь карбон (около 130 м); 3) песчаники – седиольская и нибельская (красноцветная) свиты нижнего палеозоя (?) мощностью 286 м, а также пашийские слои франского яруса верхнего девона мощностью около 90 м; к этой же группе отнесены и конгломераты, образующие небольшие пачки на разных уровнях разреза скважины.

Скорости распространения продольных сейсмических волн в родственных породах по упомянутому справочнику (с. 190, 191) следующие: доломит – 3,5–6,9 км/с, известняк плотный – 5,90–7,00 км/с, песчаники ордовикские – 3,2–4,6 км/с.

Если осреднить скорость распространения продольных волн в разрезе скважины Нижняя Омра по нижним пределам скоростей в доломитах, известняках и песчаниках и не принимать во внимание долю участия, т.е. соотношение по мощности, в разрезе скважины каждой из трех групп пород, то средняя скорость распространения продольных волн составит по всей скважине 4,23 км/с, а если осреднить скорость по верхним пределам (при тех же условиях), то она возрастет до 6,1 км/с, т.е. будет такой же, как в граните.

Данные о скоростях распространения продольных волн в породах осадочного чехла Русской платформы для описываемого района у нас отсутствуют, что касается других районов платформы, то такие данные имеются в статье Н.А. Беляевского и др. (1970), где

в табл. 4 (с. 88) приведена средняя скорость распространения продольных волн в породах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (4,2 км/с), приблизительно такая же, как подсчитанная нами выше по нижним пределам скоростей для Омринской скважины. Правда, авторы делают оговорку в табл. 4, что скоростные характеристики, по-видимому, сильно занижены.

Несколько более подробные данные о скоростях продольных волн в породах чехла платформы имеются в статье Г.Б. Голионко и др. (1973); на основании сейсмокаротажа некоторых скважин, пробуренных на северо-восточном склоне Воронежского массива пород фундамента, для осадочного чехла платформы в ней показаны следующие пластовые скорости (по данным Н.С. Ефимкина и др., 1970): верхнепротерозойский интервал - 3,8 км/с, терригенный палеозойский - 3,0 км/с, карбонатный палеозойский - 4,0 км/с, мезозойский - 2,8 км/с. Средняя скорость по разрезу чехла получается равной 3,4 км/с, т.е. значительно ниже, чем по данным Н.А. Беляевского и др. (1970).

О СКОРОСТНЫХ СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Особенно большие несоответствия проявляются при выделении в земной коре сейсмических скоростных субгоризонтальных слоев в складчатых областях каледонского, герцинского и альпийского орогенеза. Достаточно взглянуть на геологическую карту любой из складчатых областей упомянутых возрастов, чтобы обнаружить большое разнообразие в латеральном и радиальном направлениях самых различных по составу, структуре и физическим свойствам магматических, осадочных и метаморфических пород, образующих на геологических картах более или менее обширные полосы или пояса.

Примером такого поясного распространения разнообразных пород в обнажениях на земной поверхности может служить Урал, наиболее хорошо знакомый автору, в особенности его восточный склон.

На рис. 7 приведены 3 широтных геологических разреза через восточный склон Урала; разрез по линии I-I' пересекает восточный склон несколько южнее (в 35 км) г. Ивделя, профиль II-II' проходит через Билимбай, Верхнюю Пышму и Асбест, т.е. в 20 км севернее г. Свердловска, разрез по линии III-III' пересекает восточный склон Южного Урала в 70 км южнее г. Челябинска. Разрезы заимствованы с геологической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000, приложенной ко 2-му изданию XII тома „Геологии СССР“, опубликованному в 1969 г. Каждый разрез интерпретирован на глубину приблизительно 10-15 км от дневной поверхности. Нетрудно заметить на каждом разрезе, насколько пестрый состав разнообразнейших осадочных, магматических и метаморфических пород с различными скоростными сейсмическими характеристиками. Направлен

каждый из трех разрезов с запада на восток, т.е. по латерали.

Совершенно не преувеличивая, можно утверждать, что по упомянутых глубин (~10–15 км) каждый из разрезов пересекает породы с нормативными скоростями сейсмических продольных волн, свойственными и осадочному, и гранитному, и базальтовому слоям, и породам верхней мантии. Совершенно естественно, что при глубинном сейсмическом зондировании, если место взрыва и сейсмоприемник будут расположены в пределах площади распространения пород, например, Ревдинской габбровой интрузии, то на годографе, вероятно, отразится выход на поверхность пород базальтового слоя.

Тот же слой, по-видимому, отразится на сейсмограммах, если линия профиля зондирования будет расположена на широте г. Сысерть, к западу от него, в полосе распространения основных среднепалеозойских эффузивных пород. Если профиль ГСЗ расположить в пределах площади развития гранитов и парагнейсов Адуйско-Мурзинского массива, то на сейсмограммах будут, по всей вероятности, отражены скорости „гранитного“ сейсмического слоя, и, наконец, расположив профиль ГСЗ широтно на горе Качканар или на горе Кольвинский Камень, сложенных ультрабазитами, мы, наверное, получим выход на поверхность пород верхней мантии. И все это на небольшом пространстве восточного склона Среднего и Северного Урала. Сходную картину, по-видимому, можно получить также на Кавказе, который тоже характеризуется полосовым или зональным распространением различных петрографических ассоциаций горных пород – магматических, осадочных и метаморфических, среди которых первые, так же как и на Урале, в форме вертикальных или

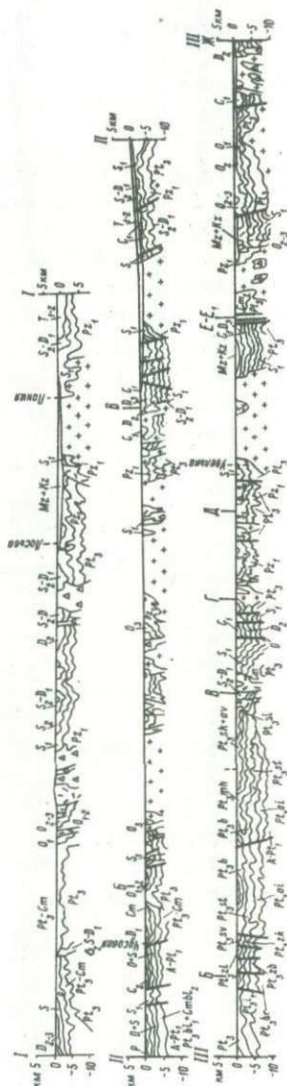


Рис. 7. Геологические разрезы восточного склона Урала (Геология СССР, т. XII, Урал, 1969).

наклонных клиньев проникают снизу сквозь всю толщу земной коры (рис. 8). Такая латеральная гетерогенность земной коры складчатых областей ставит под сомнение объективное и реальное существование в толще Земли в фундаменте древних платформ субгоризонтальных сейсмических слоев — „гранитного“ и „базальтового“, а в пределах складчатых поясов, таких как Урал, также и осадочного слоя.

Из приведенных фактических данных для читателя должно быть ясно, что выделяемые в земной коре сейсмические „гранитный“ и „базальтовый“ слои, а также верхи мантии не имеют определенного петрографического содержания, поскольку скорости распространения сейсмических волн в них изменяются в довольно широких, упомянутых в начале этой главы, пределах. Не имеют слои и четких вертикальных границ, не говоря уже о латеральных.

Почему же, однако, такие субгоризонтальные слои выделяются и канонизируются геофизиками и геологами? Автору кажется, что здесь кроются и объективные и субъективные причины. К объективным причинам может быть отнесена прямая зависимость скоростей распространения сейсмических волн от плотности среды, в которой они распространяются, а плотность в свою очередь несомненно обусловлена возрастом с глубиной от земной поверхности давления на элементарный объем пород; в этом случае, возможно, что сейсмические субгоризонтальные слои могут быть некоторыми зонами одинакового давления и плотности вещества коры, находящегося в напряженном состоянии. Плотность горных пород возрастает с глубиной, соответственно возрастает и скорость распространения сейсмических волн в земной коре и в верхней мантии, но вряд ли изменение скоростей волн происходит слишком резкими скачками и тем самым обуславливает выделение скоростных слоев с достаточно резкими вертикальными границами.

Вероятно, изменение скоростей отражает увеличение плотности горных пород с глубиной, а так как в приповерхностной части земной коры имеют место локальные изменения плотности и в вертикальном, и в латеральном направлениях, то первоначально была высказана чисто интуитивная идея о слоистой (в радиальном направлении) структуре земной коры, а позднее это было канонизировано.

В настоящее время и некоторые геологи, и геофизики также склоняются к представлению о земной коре, как о градиентной среде, в которой скорости сейсмических волн нарастают с глубиной постепенно, а внутри традиционных „гранитного“ и „базальтового“ слоев выделяется несколько более мелких по мощности скоростных слоев.

Так, И.А. Резанов (1965, с. 45) пишет: „В коре не преобладают какие-либо определенные диапазоны скоростей, характерные, например, для «гранитного» или «базальтового» слоев, а зафиксированы приблизительно в равной степени все значения скорости: от самых минимальных — в рыхлых поверхностных образованиях — до скоростей, близких к 8,0 км/с — в нижней части коры.

Оказалось, что в кристаллическом (консолидированном) комплексе земной коры насчитывается значительно большее число слоев, отбиваемых как преломленными, так и отраженными волнами, чем традиционные два слоя. В области герцинской складчатости в диапазоне скоростей так называемого гранитного слоя (5.5–6.5 км/с) фиксируются два-четыре слоя, причем граница Конрада погружена на глубину более 20 км. Наблюдаются резкие колебания высот сейсмических границ. В пределах Русской платформы граница Конрада находится на глубинах 10–12 км. Ниже ее, внутри «базальтового» слоя, выделено до пяти сейсмических границ, на каждой из которых скорость постепенно возрастает...

Замечено, что число слоев в земной коре зависит от детальности исследований – с увеличением детальности работ дробность расчленения земной коры возрастает. При сейсмическом зондировании часто регистрируются волны, свидетельствующие о существовании в земной коре градиентной среды, где в пределах одного слоя скорость распространения сейсмической волны возрастает от кровли к подошве.

Сейсмический разрез земной коры наиболее правильно представлять в виде слабоградиентной среды с постепенным увеличением скоростей вниз. На ее фоне наблюдаются скачки скоростей или участки большого градиента изменения скорости, принимаемые за сейсмические границы. Число таких скачков, их резкость, а также расположение по разрезу сильно варьируют (разрядка моя, – А.П.)".

К сходным выводам о вероятном наличии в земной коре градиентной среды с постепенным увеличением скорости распространения сейсмических волн с глубиной склоняются также Н.А. Беляевский с соавторами (1970, с. 90), которые пишут: „Переход от «гранитного» слоя к «базальтовому», судя по изменению сейсмических скоростей, далеко не всегда резок, поскольку сейсмические скорости в земной коре нарастают в общем, по-видимому, небольшими скачками, что определяет большую долю условности в выделении поверхности базальтового слоя. При этом средние пластовые сейсмические скорости в консолидированной коре континентов очень близко соответствуют или даже равны таковым в базальтовом слое впадин внутренних и окраинных морей, а также океана, т.е. зон и областей, лишенных «гранитного» слоя. Это дает некоторые основания рассматривать «базальтовый» слой глубоководных впадин в качестве недифференцированного эквивалента всей консолидированной толщи континентальной коры".

Что касается принятой на заре развития метода глубинного сейсмического зондирования модели слоистой земной коры, то, вероятно, это можно объяснить тем, что сознание и ум человека всегда предпочитают известную упорядоченность вещей и явлений хаосу; при первых опытах применения метода ГСЗ у исполнителей интуи-

тивно создается впечатление, что кора Земли имеет слоистую вертикальную структуру, хотя, как это явствует из цитированных отрывков работ И.А. Резанова и Н.А. Беляевского и его соавторов, в настоящее время совершенно определенно наметилась тенденция заменить многослойную слоистую модель земной коры моделью с градиентной сейсмической структурой.

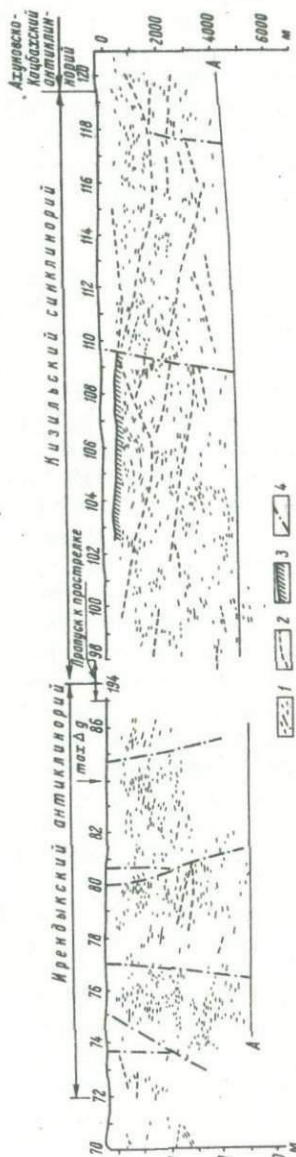
Выше было показано, что такой подход наиболее реалистичен, так как процент изменения скоростей волн на границах слоев относительно невелик.

В этом отношении показателен рис. 9, на котором изображен широтный профиль ГСЗ через Магнитогорское тектоническое погружение на Урале, составленный Г.Я. Дементьевым (1966). Геологический разрез погружения хорошо знаком автору настоящей работы по личным исследованиям. В погружении развиты главным образом карбонатные породы силура, девона и карбона, толщи которых в разрезе переслаиваются с породами основных и кислых вулканических пород тех же среднепалеозойских возрастов. Весь комплекс пород среднего палеозоя выступает на поверхности в виде субмеридиональных полос, обусловленных наличием в этом комплексе крупных складок.

В упомянутом сейсмическом профиле (рис. 9), несмотря на довольно сложные складки и чередование пород со значительными различиями физических свойств в латеральном направлении, равномерно

Рис. 9. Профиль ГСЗ через Магнитогорское тектоническое погружение на Урале (Дементьев, 1966).

1 - отражающие площадки; 2 - условные отражающие горизонты; 3 - преломляющая граница; 4 - разрывные нарушения. Линия А-А показывает положение подошвы геосинклинального комплекса, определенное по данным гравиметрии.



на всех глубинах, охватываемых профилем, показан рой коротких, отражающих площадок, позволяющих, несмотря на разнообразие плотностей и других свойств пересекаемых профилем пород, рассматривать весь охваченный зондированием вдоль профиля интервал глубин (приблизительно 7–8 км) как сейсмически гомогенную и градиентную среду с постепенным увеличением скорости распространения сейсмических волн с глубиной.

В результате приведенных материалов автор приходит к выводу, что постепенное увеличение скоростей распространения сейсмических волн происходит не только в пределах земной коры, но и в верхней мантии.

СТЕПЕНЬ РЕЗКОСТИ УВЕЛИЧЕНИЯ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА ГРАНИЦЕ МОХОРОВИЧИЧА ПО СРАВНЕНИЮ С ГРАНИЦЕЙ КОНРАДА

Во всех без исключения работах геофизиков и геологов, касающихся слоистой структуры земной коры, подчеркивается, что на границе Мохоровичича скорость распространения сейсмических волн, как при сейсмологических исследованиях, так и при изучении земной коры методом ГСЗ, внезапно, скачком, резко возрастает, что и послужило основанием к определению границы Мохоровичича как подошвы земной коры.

Автор произвел статистическое изучение этого разграничения, для чего сравнил (в массовом масштабе) изменение скоростей (их увеличение) распространения сейсмических волн на границах Конрада и Мохоровичича, но не в конкретных единицах скоростей, а в процентах по отношению к вышележащему слою (для границы Конрада – „гранитного“, а для границы Мохоровичича – „базальтового“). Для этой цели были использованы уже упомянутые литературные источники – работы Г.З. Гурария и И.А. Соловьевой (1963) и Г.А. Семенова и А.Г. Гайнанова (1974). В первой работе сведены данные глубинного сейсмического зондирования по 435 станциям, расположенным как в Атлантическом и Тихом океанах, так и на континентах, а во второй – по 313 станциям в Тихом океане и 65 станциям в Атлантическом. Всего нами, таким образом, были учтены данные по 680 станциям (241 станция в Атлантическом океане, 313 станций в Тихом и 126 станций на континентах). Нам особенно интересовали данные по станциям в океанах в связи с обсуждением проблемы существования „континентального“ и „океанического“ типов земной коры, поэтому сравнение увеличения скоростей продольных волн на границах Конрада и Мохоровичича проведено в основном по Атлантическому и Тихому океанам.

Результаты изучения и обобщения данных ГСЗ по Атлантическому и Тихому океанам, как наиболее детально исследованным методом преломленных волн, представляются нам в следующем виде.

Граница между „гранитным“ и „базальтовым“ слоями (граница Конрада) в Атлантическом океане была установлена на 48 стан-

циях. Средний процент увеличения скорости распространения продольных сейсмических волн на этой границе, т.е. при переходе волн из пород „гранитного“ слоя в породы слоя „базальтового“, выразился в 15.7%. В Тихом океане граница Конрада установлена на 101 станции, средний процент увеличения скорости продольных волн на этой границе определяется в 11.7%.

Близкий средний процент увеличения скорости продольных волн устанавливается и для границы Мохоровичича. В Атлантическом океане он по 138 станциям выразился в 16.9%, а в Тихом океане по 181 станции в среднем в 16.2%.

Приведенные цифры показывают, что увеличение скорости продольных волн на границе Мохоровичича почти не превышает такого на границе Конрада, при переходе от „гранитного“ слоя коры к слою „базальтовому“, и возрастает всего лишь на 2–3% по сравнению с границей Конрада, следовательно, границе Мохо нельзя приписывать значения какого-то особенно резко выраженного раздела в твердом теле Земли.

В некоторых литературных источниках о степени резкости выражения границы Мохо высказываются следующие соображения.

Так, в книге о мантии Земли С.И. Субботин, Г.Л. Наумчик и И.Ш. Рахимова (1968, с. 14) пишут: „Более детальное изучение скоростей распространения сейсмических волн на границе земной коры и мантии показало, что:

1) выделить поверхность Мохоровичича в отдельных случаях трудно, так как фиксируемые на границах скорости, равные 7.5–7.6 км/с и 8.3–8.4 км/с (например, Копет-Дагский передовой прогиб и Ферганская межгорная впадина), не позволяют однозначно решить вопрос о том, какая из них является поверхностью Мохоровичича;

2) граница Мохоровичича в одном случае резкая, в другом размытая, так как не всегда удается наблюдать отражение p_p и p_g волн;

3) граница Мохоровичича является границей зоны протяженностью в несколько километров, в которой скорость увеличивается постепенно с глубиной”.

Сходные представления высказывают А.Э. Рингвуд и Д.Х. Грин (1968, с. 98): „Для нижних зон коры характерны скорости 6.5–7.0 км/с. Природа перехода от нижней коры к мантии (скорость приблизительно 8.2 км/с) в настоящее время не очень ясна, тем более, что положение зоны перехода может сильно меняться. Известны районы, в которых фиксируются отраженные от порога Мохоровичича сигналы; ширина переходной зоны не превышает здесь 0.25 км. Но есть и сомнения о реальности этих отражений (Steinhart J., Meyer R.P., 1961). Однако широко распространено представление, согласно которому значительное увеличение скорости волн (от 7 до 8.2 км/с) происходит в пределах небольшого интервала, не превышающего 5 км (Tatel H.A., Tuve M.A., 1955; Tuve M.A., Tatel H.A., Hart P.J., 1954; Nakamura Y., Howell B.F., 1964; Phinney R.A., 1964)“.

И.А. Резанов (1974) характеризует границу Мохоровичича на Урале (с. 43) следующими словами: „Граница «М» на Урале представляет специфический градиентный слой мощностью до 4–6 км, насыщенный многочисленными, нередко различно наклоненными отражающими площадками“. Аналогичная картина им изображена на рис. 23 (с. 67), показывающем разрез земной коры и мантии Памира, где нанесено несколько границ обмена волн в верхах верхней мантии.

Н.И. Халевин (1975) выделяет под Уралом (с. 34, рис. 14) две границы в верхах мантии, фиксируемые как по материалам ГСЗ, так и по сейсмологическим данным.

Учитывая почти одинаковый прирост скоростей распространения сейсмических волн на границах Конрада и Мохоровичича в океанах, не превышающий в первом случае 15,7% по отношению к скорости в „гранитном“ слое, а во втором 16,2% к скорости в слое „базальтовом“, а также расплывчатость самой границы Мохоровичича и наличие в этом расплывчатом промежутке в самой верхней мантии отражающих площадок, о которых упоминается в работах И.А. Резанова и Н.И. Халевина, не будет, вероятно, большой ошибкой считать, что очень резкая граница между „базальтовым“ слоем и мантией отсутствует, а имеет место некоторая градиентная зона, охватывающая по радиусу не 5–6 км, как пишет И.А. Резанов, а значительно больше, и в этой зоне скорости сейсмических волн нарастают непрерывно от 7,5–7,6 км/с до 8,1–8,3 км/с и даже больше. По всей вероятности, по мере расширения работ по глубинному сейсмическому зондированию, как по охвату площадей исследований коры этим методом, так и по сгущению станций наблюдений, слоистая модель земной коры на континентах и в океанах будет уступать место единой скоростной модели однослойной коры. Если при этом учесть присутствие в коре выше поверхности Мохоровичича многочисленных отражающих субгоризонтальных площадок, таких, например, как изображенные на рис. 9, то предположение о земной коре и верхней части мантии как о градиентной сейсмической и плотностной среде с постепенно изменяющимися сверху вниз упругими свойствами будет не таким уж необоснованным. Во всяком случае, геологическая природа сейсмических границ в теле Земли представляет пока большую загадку, отгадать которую не удастся, вероятно, еще очень долго.

С точки зрения геологии трудно согласовать латеральную и глубинную пестроту состава и тектонических структур горных пород, наблюдаемых в любом реальном геологическом профиле каждой складчатой области, с интенсивной магматической деятельностью в ее геологической истории, с представлением о радиально слоистой структуре земной коры, состоящей из сейсмических субгоризонтальных „слоев“.

О крайне неоднородном составе и общей структуре верхней части земной коры еще 25 лет назад писал Ф. Берч (1957), который так характеризовал ее (с. 117): „Согласно новой, более реалистической точке зрения, земная кора, как это видно на доступной

для изучения части фундамента, представляет собой мозаику различного рода интрузий, метаморфизованных осадков, вулканогенных пород и даже, местами до глубины 10 км и более, неметаморфизованных осадков; все эти породы пронизаны сбросами и разбиты на блоки различной величины и формы. Одной из причин видимой однородности сейсмических скоростей в коре, несмотря на разнородность ее материала, легко может быть сравнительно узкий диапазон колебаний скоростей в весьма широком интервале в ряду изверженных пород". Однако несмотря на приведенные выше фактические данные о гетерогенности состава и структуры верхней части земной коры, при интерпретации данных ГСЗ до сих пор продолжает оставаться основой "слоистая" модель земной коры.

Предполагая градиентность увеличения скорости распространения сейсмических волн в нижней части коры и в верхней части мантии, мы не в праве не коснуться вопроса о том, что же с точки зрения агрегатного или фазового состояния представляет собой вещество нижней части коры и верхов мантии?

Вопросам, касающимся природы раздела Мохоровичича и вещественного состава мантийного материала, сосредоточенного ниже этого раздела, посвящена обширная литература, рассматривать которую систематически в работе, не имеющей узко специального назначения, по-видимому, нецелесообразно.

В последнее время наиболее широким признанием пользуется гипотеза, как о том пишут А.Э. Рингвуд и Д.Х. Грин (1968, с. 96), согласно которой раздел Мохоровичича связан с фазовым переходом от базальта к эклогиту. Однако В.В. Белоусов (1975б, с. 195, 196) говорит о том, что: „перидотит как главная порода верхней мантии соответствует всем геофизическим параметрам: плотности, сейсмическим скоростям, размеру теплового потока. Но необходимо убедиться в том, что перидотитовая верхняя мантия может быть источником базальтовой лавы, выливающейся на поверхность в столь больших объемах, и что из перидотитовой мантии путем дифференциации может выделиться земная кора. Присутствующие в верхней мантии эклогиты не могут быть непосредственным источником базальтов, так как, во-первых, они играют в мантии несомненно подчиненную роль, образуя, по-видимому, лишь местные скопления среди перидотитов, и, во-вторых, мантийные эклогиты по составу отличаются от тех, которые встречаются в коре и стоят ближе к ультраосновным породам, чем к базальту.

Оказалось, однако, что нет затруднений в том, чтобы рассматривать гранатовые перидотиты в качестве источника образования базальтов. Многочисленные эксперименты показали, что при нагревании перидотитов при различных всесторонних давлениях и температурах, обычных для верхней мантии (от 1225 до 1500°C), происходит частичное плавление с выделением жидкого базальта. Следует подчеркнуть, что это именно частичное плавление; полное плавление перидотита при давлениях, существующих в мантии, может наступить только при температуре около 2000°, которая в верхней мантии маловероятна. При частичном плавлении плавятся

главным образом зерна граната и пироксена, а в остатке оказываются преимущественно оливины, скопления которых образуют дуниты".

Из приведенной цитаты можно сделать вывод, что В.В. Белоусов считает более приемлемым перидотитовый состав верхов мантй, из которого путем избирательного плавления гранатов и пироксенов образуются базальты.

С нашей точки зрения, если учесть все изложенное выше о слоистой модели земной коры и отсутствии резкого прироста скоростей сейсмических волн на „пороге" Мохоровичича, показанного на основе анализа довольно большого количества данных ГСЗ (680 станций), то кажется более реалистичным не ограничивать земную кору снизу некоей резко выраженной „поверхностью", а предполагать постепенную смену кристаллической земной коры (литосферы) зоной того состояния вещества земных недр, какое В.И. Вернадский называл „глубинно-планетным состоянием материи", для которого характерно исчезновение трех физических (агрегатных) состояний химических соединений. Сам В.И. Вернадский (1965, с. 110) писал об этом состоянии так: „Я буду условно называть глубинно-планетным это состояние, исходя из того логически точного вывода, что оно должно быть свойственно всем планетам, с космической точки зрения холодным твердым телам, их внутренним оболочкам. Мы точно знаем, что в этой обстановке нет ни твердого, ни жидкого, ни газообразного состояния. Пожалуй, пока лучше не идти логически дальше... Здесь необходим прежде всего новый опыт. К тому же, вероятно, в этой области меняются химические свойства тела, так как опыт устанавливает, что химически высокое давление действует аналогично температуре в термодинамических равновесиях. Но явление это еще недостаточно опытным путем выяснено". Далее, на с. 132, В.И. Вернадский конкретизирует пространственную локализацию зоны „глубинно-планетного" состояния материи: „В гранитной оболочке мы встречаемся с конечным материальным изменением биосферы и уже в подгранитной тяжелой оболочке на суше мы входим в область, которая чужда нам и которую с трудом мы можем себе представить".

Едва ли здесь можно говорить о горных породах. Вероятно, мы встречаемся здесь с пластическими, медленно охлаждающимися к уровню геоида однородными образованиями, в которых молекулы химических соединений существуют, а мельчайшие монокристаллы, их кристаллические решетки благодаря высокому давлению деформируются. Тела, здесь находящиеся, едва ли отвечают известным нам алюмо- и ферросиликатам. Переход от гранитных пород в подгранитную оболочку, температура которой достигает максимума, вероятно, совершается постепенно и возможно, что в верхней части подгранитной оболочки мы имеем еще горные породы". Книга В.И. Вернадского, из которой приведены эти строки, по свидетельству ответственного редактора книги В.И. Баранова была закончена автором в 1944 г.

Сходное с представлениями В.И. Вернадского мнение позднее высказывал известный швейцарский вулканолог А. Ритман, работа которого „Вулканы и их деятельность“ издана в русском переводе в 1964 г., а на немецком языке – в 1960 г. Характеризуя сейсмическое поведение вещества подкорковых глубин Земли, А. Ритман (1964, с. 154) пишет: „Глубоко залегающие или уже несколько охлажденные магматические очаги, и особенно подкорковая магма, ведут себя сейсмически как твердые тела, т.е. как сама земная кора, и поэтому выпадают из сейсмических наблюдений“. Это высказывание свидетельствует о том, что приведенные соображения В.И. Вернадского и А. Ритмана о сейсмических качествах материала подкорковых глубин планеты не находятся в противоречии с современными данными глубинного сейсмического зондирования и сейсмологии, согласно которым верхи мантии представляются состоящими из твердых кристаллических пород до глубины в несколько сотен километров, где якобы располагаются очаги (гипоцентры) землетрясений, наиболее глубокие из которых находятся на глубинах до 700 км.

Основные выводы, следующие из материала, изложенного выше, могут быть сформулированы в виде некоторых положений.

1. В земной коре отсутствуют вещественно однородные геофизические „осадочный“, „гранитный“ и „базальтовый“ „слои“, так как фундамент древних и молодых платформ имеет большую латеральную неоднородность и пронизывается разнообразными по составу и физическим свойствам, в том числе и по сейсмическим скоростям, поднимающимися с больших глубин клиньями интрузий или диапиров пород, в том числе основных и ультраосновных, расчленяющих консолидированную земную кору на многочисленные блоки.

2. Особенно „демонстративно“ латеральная неоднородность верхней части коры выступает в складчатых областях различного фанерозойского возраста, где упомянутые, уходящие в подкорковые области клинья основных и ультраосновных интрузивных пород легко устанавливаются при рассмотрении геологических карт и геологических профилей этих областей.

3. При латеральной и вертикальной неоднородности земной коры по составу и структуре выделять в ней упомянутые субгоризонтальные сейсмические „слои“ можно лишь по традиции, задавшись многослойной моделью коры, отделенной от более однородной по составу и свойствам пород области верхней мантии некоторой резко выраженной границей Мохо.

4. Как было показано выше, увеличение скоростей сейсмических волн, выраженное в процентах по отношению к вышележащему „слою“ (для границы Конрада – скоростей в „базальтовом“ слое по сравнению со слоем „гранитным“, а для границы Мохоровичича – для скоростей в мантии по отношению к „базальтовому“ слою), происходит не так уж резко. Среднее ускорение по Атлантическому и Тихому океанам на границе Конрада составляет 13,7%, а для континентальных площадей – 16,2%; на границе Мохоровичича для океанов она составляет 16,5%, а для континентальных регионов –

16.2%. Эти величины по сути дела почти одинаковы, а поэтому нет особых оснований рассматривать границу Мохо в качестве раздела особого, высшего, ранга по сравнению с вышележащими границами, которых в коре, как отмечалось, фиксируется несколько.

5. В самое последнее время Дж.Р. Смайт и К.Дж.А. Хаттон (Smyth, Hatton, 1977) пишут о том, что крупные первичные кристаллы коэсита и высокого санидина ($\text{Cr}_{98}\text{Al}_2$) размером до 3 мм обнаружены в кимберлитовой трубке „Роберт-Виктор“ в Южной Африке. Эта находка может существенно скорректировать наши представления о вещественном составе пород верхней мантии.

6. В свете только что сказанного, вероятно, целесообразно под земной корой понимать консолидированную, т.е. кристаллическую, внешнюю сферу Земли, включая и часть верхней мантии, также состоящей из кристаллических пород. Такая кристаллосфера (или литосфера) планеты простирается в регионально различные глубины до 100 или более километров, а ниже располагается зона, которую В.И. Вернадский назвал областью „глубинно-планетного“ состояния вещества.

То обстоятельство, что в мантии продольные волны распространяются со скоростями около 8 км/с, не должно иметь значения для предлагаемой интерпретации (Пресс, 1969, с. 196).

Предлагаемая интерпретация не встречает препятствий и со стороны современных теоретических представлений о внешней сфере Земли как многослойной плотностной системе, находящейся в гравитационном поле. Так, например, Г. Рамберг (Ramberg, 1972) о теоретической модели плотности, стратификации и диапиризме в теле Земли пишет следующее (с. 877): „Математическая теория динамики многослойных систем в поле гравитации, будучи применена к геологическим и глобальным структурам, дает систему одновременных уравнений, которые связывают скорости отклоняющегося движения нескольких гранитных поверхностей со значениями вязкости, плотности и толщины различных слоев и с длиной волны отклонений. В этой системе уравнений матрица парных коэффициентов контролирует взаимосвязь между отклонениями на различных граничных поверхностях. Собственное значение парной матрицы определяет динамическую эволюцию системы в том смысле, что доминирующие длины волн определяются максимальным значением численно наибольшей собственной величины, и отношения между амплитудами отклонений быстро приближаются к отношению между компонентами собственного вектора, который принадлежит к оптимальному собственному значению.

Здесь рассмотрено пять геодинамических проблем: 1) слой соли, погребенной под более плотными осадками; 2) слой с низкой скоростью (низкой плотностью), помешающийся в верхней мантии; 3) гнейсо-гранитный фундамент в орогенах; 4) осадки, перекрытые слоем подводного базальта; 5) слой с низкой плотностью, погребенный глубоко в мантии. Доминирующая длина волны и скорость роста амплитуды этих структур определены количественно с помощью математической модели, обчисленной на компьютере. Скорость

поднятия варьирует от 0,02 см/год до нескольких метров в год в различных системах. Генерация магмы путем плавления в результате снятия нагрузки в поднимающихся диапирах рассматривается как реалистическая возможность".

Приведенная выше интерпретация физического состояния самых нижних горизонтов земной коры и самых верхов мантии как пластического находится, как нам кажется, в соответствии с цитированными теоретическими выкладками Г. Рамберга.

Изложенный выше материал показывает различный характер геологической и геофизической интерпретации структуры земной коры. Геологи видят в структуре коры исключительно большое разнообразие горных пород разных генетических и петрографических типов, находящихся в крайне сложных пространственных взаимоотношениях между собой. Геофизики-сейсмологи и гравиметристы сводят всю эту сложную картину структуры коры к схеме коры, состоящей из двух-трех „слоев", различающихся по средней плотности и упругим свойствам, что обусловлено небольшими различиями упомянутых физических свойств в широком и многообразном петрографическом и химическом ряду горных пород. Они недостаточно учитывают в своих выводах сейсмическую анизотропию пород коры и верхней мантии, которая, по нашему мнению, должна играть очень большую роль при интерпретации данных ГСЗ в конкретных профилях ГСЗ того или другого региона.

Такое различие геологической и геофизической интерпретаций структуры земной коры обусловлено невозможностью определения вещественного состава пород коры и мантии на молекулярно-ионном уровне структуры материи Земли.

В эволюции вещества, образующего земную кору и планету в целом, условно может быть намечено несколько стадий, обсуждение которых приобрело черты реальности после того, как на Земле была получена современная информация о физических свойствах и составе лунных пород и „почв“, а также об условиях, существующих на поверхности наших соседей – Венеры и Марса. Возросло также количество косвенных данных о вещественном составе верхней мантии Земли (см. материалы о наличии в мантии кристаллов коэсита и санидина в статье Дж.Р. Смайта и К.Дж.А. Гаттона (Smyth, Hatton, 1977)).

Все эти данные имеют непосредственное отношение к проблемам ранних этапов структурной эволюции земной коры и планеты в целом, а поэтому на их характеристике необходимо остановиться. Особый интерес представляют данные о распространении на поверхности Луны гранитного материала; их необходимо охарактеризовать в первую очередь.

Сведения по минералогии и петрологии образца 12013, доставленного космическим кораблем „Аполлон-12“, были изложены в статье М.Дж. Дрейка с соавторами (Drake et al., 1970). Авторы статьи так характеризуют этот образец (с. 103, 113): „Минералого-петрографическое изучение образца 12013 было проведено под оптическим и электронным микроскопом. Порода оказалась исключительно неоднородной, она состоит по крайней мере из двух отдельных участков скопления обломков (светлого и черного), проникнутых флюидами гранитного состава. Обломочный материал включает весьма разнообразные литологические обломки и обломки кристаллов, из которых некоторые еще не описывались в других лунных пробах пород. Гранитный компонент представлен преобладающе калиевым полевым шпатом и кремнеземом.

Светлые участки под микроскопом сложены обломками и широко распространенным щелочным «гранитным» материалом, который пропитывает большую часть площади препарата и, возможно, является преобладающим цементирующим агентом. Детальное рентгенографическое исследование поперек границы темных и светлых полей препарата показало легко определяемые концентрации калия на этой границе. Гранитный материал, однако, не внедрен в пределы темных участков препарата, из чего мы делаем вывод, что эти

темные участки были литофицированы до интродирования гранитной фазы. Наоборот, светлые участки показывают относительно свободное расположение зерен.

Калиевый полевой шпат и кремнистый материал проявлены по всей породе в тесном взаимном прорастании. Их ассоциацию в пересекающихся жилках, заполнениях овоидов и микроскопических трещин, в трещиноватых кристаллах минеральных зерен можно объяснить только инъекцией жидкости. Эта жидкость могла быть настоящей гранитной магмой или горячим стеклом риолитового состава. Наблюдаемые структуры не позволяют сделать тот или иной выбор между этими двумя возможностями. Два относительно крупных (1 мм) зерна калиевого полевого шпата были обнаружены среди более мелкозернистого агрегата гранитного состава... Эти более крупные зерна щелочного полевого шпата могут представлять фенокристы гранитной магмы. Среди мелкозернистой массы гранитного состава были обнаружены также крупные кристаллы (1 мм) тридимита, но их структурные взаимоотношения с мелкозернистой гранитной массой недостаточно четки. Многочисленные щелочные полевые шпаты наблюдаются в форме идиоморфных укороченных призм длиной до 50 мк. Они располагаются внутри тонкопризматического и игольчатого агрегата кремнезема и тонкозернистого ксеноморфного щелочного полевого шпата. Кристаллизация щелочногранитного расплава или стекла представляет, как хорошо известно, медленный процесс. При полном отсутствии превращающихся в жидкость компонентов он не будет полностью раскристаллизован в течение нескольких лет. Очень медленное остывание и (или) преждее присутствие летучей фазы могло бы объяснить наблюдаемые структурные особенности.

Заполнение овоидов наблюдается в пределах темных участков препарата из литофицированного материала и представляет собой проявление гранитного компонента, контаминированного видимыми включениями. Средний химический состав (определен лучевым микроанализатором) восьми отдельных заполнений овоидов представлен в таблице (табл. 7, - А.П.).

Сходство в содержании большинства элементов в приведенных двух анализах поразительно.

Присутствие гранитного компонента в лунных породах не ново, но масштаб концентрации материала в пробе 12 О13 существенно увеличен, увеличилась и возможность большей распространенности гранитных пород на Луне. Можно предположить, что темные брекчии и обломочный компонент светлых участков породы образованы до инъекции гранитного материала пробы 12 О13, являющегося порцией более крупного тела гранитных пород. Существует несколько возможных объяснений конечной стадии литофикации породы образца 12 О13. Негранитные компоненты могут быть ксенолитами, включенными в гранитную магму. С другой стороны, они могут быть фрагментами, включенными в риолитовые игнимбриты. В последнем случае инъекция гранитных компонентов могла быть в форме риолитового стекла. В последнем варианте гипотезы могла

Таблица 7

Химический состав заполнений овоидов среди темных полей препарата, обр. 12 O13 (для сравнения приведен состав высококремнистого стекла из пробы, взятой „Аполлоном-11“)

Окислы	Среднее по 8 заполнениям		Среднее по 33 высококремнистым стеклам	
	Вес. %	Средн. откл., %	Вес. %	Средн. откл., %
SiO ₂	73.5	1,6	75.4	2.9
TiO ₂	0.50	0,18	0.52	0.12
Al ₂ O ₃	12.2	0,54	11.5	1.6
FeO	0.92	0,56	2.5	1.1
MgO	0.37	0,34	0.26	0.17
CaO	1.2	0,46	1.8	0.9
BaO	0.94	0,23	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	1.4	0,18	0.37	0.30
K ₂ O	6.9	0,58	6.5	2.4
Сумма	97.93		98.85	

иметь место ремобилизация подстилающего риолитового реголита в течение уплотнения горячего основного игнимбрита. Некоторые пузырьки в темных участках породы остаются незаполненными (пустыми), очевидно гранитный расплав был горячим и полностью внедрился (пропитал) в микробрекцию. Это наблюдение позволяет предположить игнимбритовое происхождение. Обе гипотезы считают достоверным большие объемы гранитного материала (разрядка моя, - А.П.)”.

Сведения о калий-аргоновом возрасте образца 12 O13, отдельно светлых и темных участков породы, приведены в статье Г. Тернера (Turner, 1970, p. 177). Возраст обеих разновидностей материала оказался одинаковым и равным $(3.87 \pm 0.07) \cdot 10^9$ лет, что по геохронологии земных геологических событий и возрасту горных пород соответствует, по-видимому, архею.

На Земле близкий возраст имеют, по данным Б. Шубера (B. Choubert, 1965), ортоамфиболиты Гвианского щита на территории Французской Гвианы, возраст которых 4000 ± 130 млн лет, и Конкско-Белозерская серия (спилитовая формация) Украины, имеющая, по данным А.И. Тугаринова и Г.В. Войткевича (1966), возраст больше 3600 млн лет.

Следующая по времени информация о распространении на Луне гранитоидных пород поступила после доставки на Землю космическим кораблем „Аполлон-14“ полимиктовой брекчии 14 321, названной „Большой Бертой“ (Grieve et al., 1975; Duncan, McKay et al., 1975; Duncan et al., 1975).

Поскольку все три статьи варьируют одну и ту же тему, излагать содержание каждой из них не имеет смысла, поэтому мы ограничимся изложением содержания первой статьи.

В абстракте этой статьи авторы так характеризуют имевшийся в их распоряжении материал (Grieve et al., 1975, p. 229): „Были изучены семь петрографических тонких шлифов, изготовленных из лунного образца 14 321 «Большая Берта». Это сложная порода, включающая разные литофицированные обломки и обломки отдельных кристаллов, представляющих опробование гетерогенной формации Эра Мауро, рассматриваемой авторами как литофицированные обломки от удара Имбриум. Анализ текстуры материала с помощью электронного и оптического микроскопов выявил комплекс событий истории этой брекчии, которые в свою очередь позволяют несколько интерпретировать ее природу до удара Имбриум лунной коры, эффект самого удара Имбриум и последующего транспорта материала в место посадки «Аполлона-14». На сегодняшний день полимиктовая брекчия состоит из базальтовых обломков, происшедших от фрагментации отдельных или тесно друг к другу прилегающих комплектов частиц остывающей лавы, а также из набора обломков, обозначенных как микробрекчия-3 (представляющая сама по себе также микробрекчию), и светлоокрашенной основной массы, сформировавшей породу 14 321 путем цементации двух больших групп обломков. Светлоокрашенный материал основной массы образовался из дробления и взаимного измельчения базальта и микробрекчии-3. На основе существующих структурных отношений двух порядков кумуляции микробрекчий было произведено отождествление внутри микробрекчии-3. Обломки микробрекчии первой (I) являются хорошо окатанными, относительно светлоокрашенными и имеют состав норита. Они почти полностью заключены внутри микробрекчии-3 и в большинстве своем формируют центральные ядра округлых, лепиллевого типа образований, которые мы обозначили как микробрекчия-2. Микробрекчии 1, 2, 3 и макробрекчия 14 321 представляют собой хронологические серии раздробления и процесса литификации. Каждый из этих процессов охватывает некоторые явления термального и (или) ударного метаморфизма, выявляющиеся на основе минералогического и структурного критериев, хронологической последовательности образования брекчий, а также увеличения интенсивности связанного с этим термального эффекта”.

Результаты анализа различных разновидностей литологических обособлений в брекчии 14 321, проведенного с помощью лучевого микроанализатора, по материалам упомянутых работ представлены в табл. 8.

Дж. Райдер с соавторами (Ryder et al., 1975, p. 199) описали брекчии из района посадки „Аполлона-17”: „В брекчиях из района посадки «Аполлона-17» содержатся обломки гранитов ($SiO_2 > 65\%$) размером до 2 мм. Среди частиц-обломков размером более 200 мк гранитный материал составляет до 23%. Граниты имеют структуру от полнокристаллической до стекловатой и состоят из барийсодержащего (1.7-3.6 $В\alpha O$) калиевого полевого

Таблица 8

Химический состав фрагментов брекчии 14 321

Окислы	7	8	9
SiO ₂	72.17	74.19	78.73
TiO ₂	0.58	0.32	-
Al ₂ O ₃	12.00	12.24	10.8
Cr ₂ O ₃	0.16	0.09	-
FeO	1.85	1.47	0.26
MnO	0.06	0.04	-
MgO	0.09	0.17	0.12
CaO	1.57	1.32	0.63
BaO	1.56	0.60	0.54
Na ₂ O	0.23	0.30	0.24
K ₂ O	8.27	8.85	9.17
P ₂ O ₅	-	0.03	-
Сумма	98.54	99.62	100.49

Примечание. Содержание в анализах калиевого полевого шпата (KAlSi₃O₈): 7 - 51.8%, 8 - 54.3%, 9 - 55.8%, кремнекислоты (SiO₂): 7 - 33.5%, 8 - 33.1%, 9 - 38.8%.

Анализы: 7 - среднее из 6 светлых участков мезостазаиса обломков базальта с высоким содержанием кремнезема; 8 - среднее из 9 анализов обломков риолитового стекла; 9 - обломки микрогранита, богатого калиевым полевым шпатом.

шпата, плагиоклаза, модификаций кремнезема, спорадически присутствующих фосфатов, железистого пироксена, ильменита, циркона, оливина, троилита, металлического железа. В гранитах встречен также полевой шпат промежуточного состава между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, который образует внешние зоны крупных выделений плагиоклаза, а также самостоятельные зерна... От сосуществующего калиевого полевого шпата он отличается существенно более низким содержанием окиси бария. Источником гранитных обломков в брекчиях «материкового» региона Луны были, вероятно, крупнозернистые породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, трехкомпонентного полевого шпата, ферроавгита, фосфата, ильменита. Образование гранитов связывается с кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы в толще лунной коры примерно $4.1 \cdot 10^9$ лет тому назад».

Б.П. Гласс (Glass, 1976, p. 79) описывает легкое высококремнистое стекло в образце лунной пыли: «Существенные элементы состава легкого (< 2.60) высококремнистого (> 60%) стекла из образца лунной пыли (14259.20) были изучены под электрон-

ным микроскопом. Размер, форма, обильность, минералогия и состав химических элементов показали, что эти высококремнистые стекла происходят из базальтов «Маре» лунной поверхности. Однако одна группа осколков стекла с содержанием кремнекислоты от 72 до 78% и средним содержанием закиси железа около 2,6% может быть выделена среди остальных высококремнистых стекол как по химическому составу, так и петрографически. Частицы стекла с таким составом не содержат кристаллических включений и являются довольно гомогенными только с отдельными взаимно изолированными частичками. Химия и петрология этих стекол свидетельствуют, что они не являются обломками стекла из интерстиций или частицами, образовавшимися в результате плавления от удара в «гранитном» источнике породы. Скорее однородность и отсутствие включений кристаллов показывают, что эта группа высококремнистых стекол была продуктом лунного кислого вулканизма».

В работе Р.В. Мурти с соавторами (Murthy et al., 1974) охарактеризован богатый некоторыми гранитофильными элементами (K, Rb, Sr, Ba) лунный образец 12 063, имеющий рубидий-стронциевый возраст 3.34 ± 0.10 млрд лет, а также породы из образца 12 004 возрастом 3.01 ± 0.11 млрд лет и 3.03 ± 0.09 млрд лет. Несколько меньший возраст имеет порода образца 12 052 - 2.92 ± 0.18 млрд лет.

В работе Дж.Л. Бирка и др. (Birck et al., 1975) приводятся рубидий-стронциевые возрасты пород с места посадки космического корабля «Аполлон-15», которые оказались равными (3.34 ± 0.09) и (3.46 ± 0.04) $\cdot 10^9$ лет.

Д.Д. Богард с соавторами (Bogard et al., 1975) приводят рубидий-стронциевый и калий-аргоновый возрасты троктолита из пробы 76 535, которые оказались равными по первому методу $4.40-4.54 \cdot 10^9$ лет, а по второму - $4.34 \pm 0.08 \cdot 10^9$ лет.

Приведенные данные о петрографическом и химическом составах, а также о возрасте образцов лунных пород представляют несомненный интерес для обсуждаемой проблемы состава и структурного развития земной коры на ранних этапах ее истории по следующим причинам.

Во-первых, наличие на Луне троктолитов возрастом по K-Rb ($4.40-4.54$) $\cdot 10^9$ лет склоняет к мысли, что возраст Земли как самостоятельно развивающегося тела Солнечной системы, оцениваемый обычно величиной, близкой к 5000 млн лет, кажется заниженным. Он должен быть увеличен по крайней мере в 5-6 раз.

Во-вторых, ювенильный гранитного состава материал поступал из недр Земли для формирования ее первичной коры, по-видимому, значительно раньше, чем показывает радиологический возраст древнейших гранитоидов, например, олигоклазовых гнейсо-гранитов центрального Кольского блока Балтийского щита возрастом 3600-3400 млн лет (Герлинг и др., 1968).

В-третьих, ювенильный гранитный материал поступал из недр в периферические части Земли на самых ранних этапах ее существования, а не образовывался впоследствии из обогащения первичных

основных пород гранитофильными элементами при их выветривании, как предполагают некоторые исследователи (Павловский, 1967, 1970, 1975; Фролова, 1950, 1951, 1962, и др.).

С интерпретацией упомянутых исследователей трудно согласиться по следующим причинам. В иенгрской подсерии алданской серии архея Алданского шита, по данным Л.И. Салопа (1973, с. 247, 248), суммарная мощность трех толщ кварцитов достигает 2800 м. Для того чтобы получить такую огромную мощность толщи хемогенных кварцитов (т.е. практически почти чистого кремнезема), необходимо подвергнуть химическому выветриванию (с образованием в коре выветривания монтмориллонита, гидрохлорита, гидрослюда, каолинита и других гипергенных минералов и выносом около 15% кремнезема для образования упомянутых толщ иенгрских кварцитов) толщу пород базальтового состава с содержанием кремнекислоты 48–50% мощностью около 18–19 км. Если же предположить, что весь освободившийся кремнезем пойдет на формирование упомянутых толщ (2800 м) кварцитов, тогда мощность подвергшихся выветриванию пород базальтового состава должна быть уменьшена приблизительно до 7 км (подсчет по просьбе автора любезно произвел канд. геол.-мин. наук Г.И. Вялухин).

Совершенно очевидно, что обе приведенные цифры мощностей нереальны. Автор полностью солидарен с мнением Л.И. Салопа (1973, с. 248), который пишет: „По необходимости мы должны предположить существование доархейских гранитов и гнейсов, а следовательно, и коры Земли, уже богатой сиалическим материалом“.

Об этом же пишут и другие исследователи, изучавшие самые древние образования архея. В частности, Д.Д. Мирская (1977), характеризуя историю развития Кольского полуострова в раннем докембрии, говорит о том, что архейскую эру следует рассматривать как нуклеарный этап формирования неустойчивой земной коры в процессе кислого магматизма.

А. Крёнер (Kröner, 1977) пишет, что новые геологические, радиологические и палеонтологические данные по Африке свидетельствуют о существовании крупных кратонных плит по меньшей мере с конца архея. Все комплексы с доказанным архейским возрастом имеют преимущественно гранитный состав. Архейским зеленокаменным поясам уже предшествовала древняя сиалическая кора. Позднее плиты были рассечены мобильными поясами (для которых характерны средняя или высокая степень метаморфизма, полифазные деформации, гранитизация и возможная переработка гранитной коры) и частично разрушены, причем создалось впечатление молодых орогенов, окружающих древние ядра, которые на самом деле являются частями древних плит, избежавшими разрушения. „В мобильных поясах Африки, — пишет А. Крёнер, — не отмечено относительных движений плит или сокращения коры между ними, нет следов существования океанической коры

и последующей ее переработки (разрядка моя, — А.П.). Большинство поясов развилось из авлакогенов в результате внутренней деформации плиты или тафрогенеза (с образованием систем грабенов типа Рейнского или Восточноафриканского рифтов).

Вторая стадия развития структуры земной коры наступила после конденсации воды в жидком виде на поверхности Земли, что произошло при охлаждении ее атмосферы и поверхности до температуры ниже 100°C, когда атмосфера дифференцировалась до выделения свободного кислорода. С этого времени в полной мере получили развитие все процессы, которые обуславливают полный геологический цикл событий, т.е. денудация—снос материала—осадконакопление—метаморфизм—магматизм—денудация.

Большие трудности возникают при попытке решить вопрос: какой была первичная земная кора в доархейское время — симатической или сиалической? Сторонники симатического состава первичной земной коры в доархейское время исходят из двух постулатов: из существования особого меланократового океанического типа земной коры и из залегания „базальтового“ геофизического слоя ниже слоя „гранитного“ и соответственно более древнего, чем этот последний (см., например, Рудник, Собонович, 1973).

Автор настоящей работы склоняется к признанию структурной однородности земной коры на всей поверхности планеты и соответственно предпочитает решать вопрос о первичной коре на основе иных соображений.

А.Е. Ферсман во II томе своего фундаментального труда „Геохимия“ (1934, с. 95, 96), характеризуя историю атома в истории Земли, писал: „Силикатный расплав начал остывать; из него в определенной последовательности стало выделяться в твердом виде одно вещество за другим; первые выделившиеся вещества обычно оказывались более тяжелыми и стали падать на дно, более легкие составные части, газы и летучие вещества, стали устремляться кверху или всплывали наверх; так, например, из среднего расплава базальта стали книзу опускаться тяжелые составные части, богатые железом и магнием; из них в глубинах образовались те тяжелые породы дуниты и эклогиты, в которых мы знаем месторождения алмаза и платины, хромовых руд и никеля; вверху стали в закономерной последовательности возникать породы диоритового, гранодиоритового и, наконец, гранитного состава. Эти последние выжимки охлаждающихся массивов — граниты — образовали основу наших материков, которые плавают на тяжелой базальтовой постели, выстилающей большую часть дна наших океанов. Все те же законы физической химии руководили этим новым разделением атомов“.

А.Е. Ферсман был сторонником гипотезы „горячего“ происхождения Земли, но по существу те же представления высказывает А.П. Виноградов (1962б, с. 14), исходя из планетизимальной гипотезы формирования планеты. Характеризуя процесс „дегазации“ мантии Земли, он пишет: „В зависимости от того, подо что выплавляется и дегазируется легкоплавкая фаза мантии, в области земной коры совершаются те или другие превращения. Если это

происходит под экран древних осадочных пород или каких-либо других (что возможно только на континенте), происходит их глубокое изменение, гранитизация. Если это происходит под слой океанической воды, то разрушается вещество легкоподвижной фракции, происходит частичное растворение ее продуктов в воде, особенно газов, и т.п. Наконец, если это происходит под атмосферу, выплавляемая фаза вещества отдает ей свои летучие (газы и другие вещества)". Несколькими строками выше, на той же с. 14, описывая результаты зонной плавки, он говорит: „Зонная плавка смесей состава каменных метеоритов с добавкой легколетучих веществ H_2O , HF и других особенно наглядно показала, что щелочи, соединения U , Al и другие так называемые литофильные элементы не только выплавляются с легкоплавкой (базальтической) частью хондритов, но и летят в виде паров и газов вместе с водой и т.д.“.

Автор процитировал высказывания двух больших авторитетов в области геохимии с тем, чтобы показать, что, несмотря на различную первооснову их исходных позиций в представлении о происхождении Земли, оба они подчеркивают особую роль литофильных (легких) элементов в формировании первичной коры сиалического состава.

Если учитывать относительную синхронность формирования и дальнейшего развития планет Солнечной системы, то охарактеризованные выше проявления гранитного материала радиологического возраста 3870 млн лет на Луне можно рассматривать как возможные свидетельства синхронного проявления гранитного материала и в периферической зоне Земли. То обстоятельство, что на Луне материал гранитного состава пока обнаружен лишь в микроскопических количествах, вероятно, не может иметь значения, если учесть и „микроскопическую“ пока степень геологической изученности лунной поверхности.

Учитывая раннее появление на Луне гранитного материала в ее периферической части, отсутствие на поверхности Земли древних щитов на больших площадях, так называемых зеленокаменных ядер (Глуховский, Ставцев, 1973, с. 72), и приуроченность их, согласно упомянутым авторам, „к линейным зонам, вытянутым вдоль границ крупных блоков“, можно предположить существование сиалической коры Земли еще в катархее; „зеленокаменные валы“, отмеченные на Алданском щите, могут быть крупными интрузиями основных и ультраосновных пород, подобными „Великой дайке“ Родезии. Эти обстоятельства, а также развитие в архейских образованиях (как, например, в нижней подсвите верхнеалданской свиты иенгрской серии того же Алданского щита) толщ кварцитов 2800 м мощности заставляют считать началом „нуклеарной“ стадии структурной эволюции земной коры зарождение обширных овальных или амeboидных систем (Салоп, 1972 и др.) гранитоидов с поперечником до 600 км. Во внутренней части этих систем (по данным Л.И. Салопа) находятся большие поля гнейсо-гранитов, а с внешней стороны их обрамляют сжатые линейные складки, оси которых параллельны контурам овалов. В литературе нами не обна-

ружены указания на наличие в пределах шитов на больших площадях крупных овальных структур, или „зеленокаменных ядер“, сформированных основными магматическими или метаморфическими породами.

В пользу изложенного предположения говорит и состав пород базальных толщ чехла протоплатформ, сложенных всюду кварцевыми песчаниками и конгломератами. Типовым примером таких образований являются протоплатформенные ятулийские образования, в основании которых развиты кварцевые конгломераты, кварциты, песчаники (Палей, 1973, с. 76). Если бы большие площади в пределах шитов занимали „зеленокаменные ядра“, то такие образования, как только что отмеченные ятулийские протоплатформенные кварцевые конгломераты и песчаники, при эрозии зеленокаменных пород, образующих „ядра“, возникнуть не могли из-за низкого содержания в них кремнекислоты и отсутствия кристаллов кварца.

Кроме того, при отсутствии в раннеархейское время резко расчлененного рельефа невысоко выступающие над уровнем первичных морей вершины „зеленокаменных ядер“ должны были быть быстро сnivelированы до уровня моря и, учитывая в образующих эти ядра породах невысокое содержание кремнезема, трудно допустить, что породы основного состава могли быть источником огромной мощности толщ раннеархейских кварцитов, как, например, в упомянутой иенгрской серии на Алданском шите мощностью 2,8 км.

В предыдущих работах автора (Пронин, 1969а, 1969б, 1973а, 1973б), посвященных характеристике тектонических эпох фанерозоя, хронология этих эпох устанавливалась по структурным несогласиям, обусловленным проявлением тектонических движений в ту или иную эпоху тектонической активизации земной коры. Однако отсутствие достаточного полевого опыта и эрудиции в области изучения докембрийских образований заставляет автора для докембрия заимствовать какую-либо хронологическую схему, разработанную другими исследователями. Одной из наиболее подходящих для этой цели схем проявления планетарных тектономагматических мегациклов в докембрии является схема, разработанная Л.И. Салопом (1972, 1973).

В этой схеме выделены пять мегациклов тектонического развития, происходивших в следующие промежутки времени: 3500, 2800–2600, 2000–1900, 1100–1000 и 650–680 млн лет. Это соответственно саамский, кеноренский, карельский, гренвильский и катангский циклы, разделенные периодами осадконакопления, когда сформировались стратиграфические комплексы докембрийских пород.

Л.И. Салоп (1970б) характеризует выделенные им докембрийские стратиграфические комплексы следующим образом (с. 21–23): „Итак, во всех рассмотренных регионах (Балтийский, Алданский, Канадский, Южно-Африканский (Родезийский) шиты, – А.П.), расположенных далеко друг от друга, даже на различных континентах и в разных полушариях, выделяются пять крупных стратиграфических комплексов, разделенных диастрофическими циклами глобального значения.“

Первый, самый нижний комплекс сложен суперкрупными породами, повсеместно метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, сильно метаморфизованными и пронизанными гранито-гнейсовыми телами. Для его тектонического стиля весьма характерна группировка линейных и куполовидных складок в большие овальные изометрические или неправильной формы („амебонидные“) системы. Формирование этого комплекса завершилось грандиозным диастрофизмом, происшедшим 3500 млн лет назад. В соответствии с традициями европейских геологов гнейсо-гранулитовый комплекс мы выделяем как архейскую группу.

Второй комплекс в рассмотренных регионах представлен преимущественно осадочно-вулканогенными толщами спилито-кератофировой формации, типичной для ранней стадии развития эвгеосинклиналей. В других регионах к нему относятся существенно терригенные толщи миогеосинклиналичного типа, более редко в его составе находятся субплатформенные формации. К осадочно-вулканогенным толщам повсюду приурочены полосчатые кремнисто-железистые породы — джеспилиты. В отличие от подобных образований в составе архейского комплекса они ассоциируют не только с вулканитами, но и с осадочными (преимущественно сланцевыми) толщами, размещающимися на окраинах зон вулканической активности. В карбонатных породах встречаются остатки строматолитов. Осадочные и вулканогенные породы второго комплекса метаморфизованы неравномерно, но среди них отсутствуют образования, измененные в гранулитовой фации. Проявления гранитизации локализованы в сравнительно узких зонах. В распределении различных типов отложений отчетливо выражена фациальная зональность. Складки, в которые смяты суперкрупные породы, группируются в линейные и дугообразные системы, окаймляющие кратонные области. Во многих районах линейные складки сочетаются с куполовидными, типа «гнейсовых куполов».

Диастрофизм, завершающий формирование данного комплекса, который мы относим к палеопротозойской группе, во всех регионах проявился 2600–2800 млн лет назад...

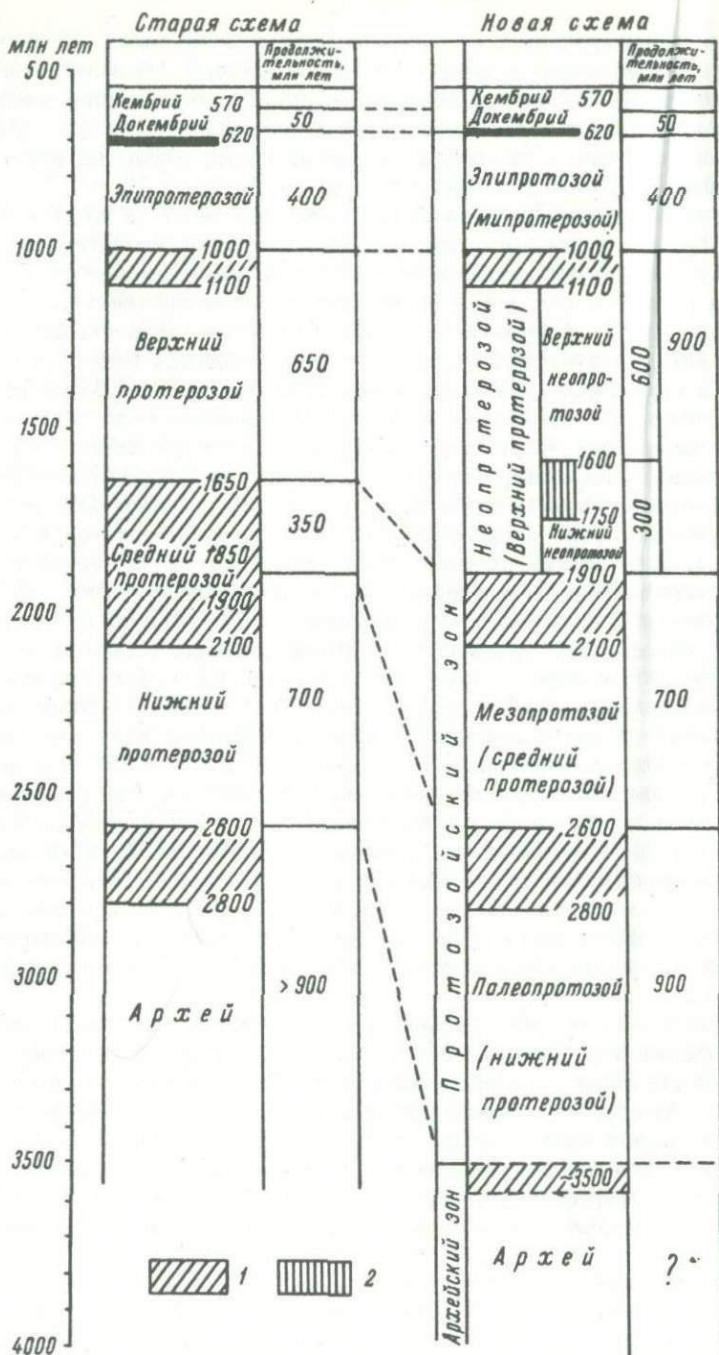
Третий, мезопротозойский, комплекс в рассмотренных регионах характеризуется широким развитием миогеосинклиналичных, субплатформенных и платформенных отложений, в составе которых существенное значение имеют хорошо сортированные обломочные породы, такие как кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты, и затем хомогенные доломиты, часто заключающие пластовые залежи гематитовых и сидеритовых руд. К осадочным толщам миогеосинклиналичного типа нередко бывают приурочены и полосчатые железисто-кремнистые или железисто-карбонатные породы, отличающиеся от более древних джеспилитов многими минералогическими и текстурными особенностями (в частности, наличием оолитового строения), а также отсутствием какой бы то ни было связи с вулканическими породами. С терригенными отложениями «зрелого типа» ассоциируются золото-урановые осадочные месторождения и высокоглиноземистые породы (в том числе метабокситы), возникшие в результате

переотложения продуктов кор химического выветривания. В карбонатных породах часто встречаются разнообразные строматолиты и микрофитолиты. Во многих районах наряду с миогеосинклинальными отложениями развиты и типичные эвгеосинклинальные толщи. Мезопротозойский этап везде был завершен диастрофизмом, датированным интервалом 2000 (2100?)–1900 млн лет.

Четвертый комплекс отложений, который относится нами к неопротозойской группе, в рассмотренных регионах представлен преимущественно субплатформенными формациями, но вообще в его составе известны почти все формационные типы отложений... Среди геосинклинальных формаций, в частности, широко развиты флишевые толщи, которые в небольшом количестве появляются еще в мезопротозое, а также молассовые накопления, неизвестные в более древних комплексах. Характерно некоторое уменьшение роли сингенетических доломитов, отсутствие осадочных золото–урановых месторождений типа Блайнд–Ривер–Витватерсранд, почти полное исчезновение джеспилитов и относительная редкость осадочных железных руд других типов. Резко возрастает количество строматолитов и микрофитолитов, а состав их существенно обновляется. В первой половине неопротозоя в сравнительно узком интервале времени (1750–1600 млн лет) почти повсюду проявился магматизм, с которым связано образование специфических платформенных формаций металлоносных габбро–норитов–гранофировых гранитов, гранитов рапакиви и щелочных пород. Этот магматический этап позволяет разделить неопротозой на две подгруппы: нижнюю и верхнюю. Как показали новые исследования автора (Л.И. Салоп, – А.П.), верхняя подгруппа в Северной Евразии может быть в свою очередь разделена по характерным комплексам строматолитов и микрофитолитов на две части; для нижней из них типичны органические остатки второго („среднерифейского“), а для верхней – третьего („верхнерифейского“) палеонтологического комплексов. Смена этих комплексов происходит постепенно обычно внутри однородных толщ. Заключительный неопротозойский диастрофизм везде датируется интервалом 1000–1100 млн лет.

Пятый комплекс, выделяемый в эпипротозойскую группу, весьма разнообразен в фациальном отношении. Отличительной его чертой является глобальное распространение в нем ледниковых отложений – теллитов, обычно слагающих два горизонта, один из которых находится в нижней части группы, другой – около ее середины. Кроме этого, в эпипротозойских карбонатных отложениях встречаются строматолиты и микрофитолиты заметно иного облика, чем в более древних отложениях, относящихся к так называемому вендскому палеонтологическому комплексу... Наряду с этими остатками в них изредка присутствуют отпечатки бесскелетных животных, преимущественно медузоидных, рангеид, червей и др. Формирование эпипротозойских отложений завершилось диастрофизмом, происшедшим примерно 620 млн лет тому назад.

Эпипротозойские образования несогласно перекрываются отложениями докембрия (венда, в узком смысле), которые характеризуются



в общем теми же органическими остатками, что и подстилающие породы, однако отпечатки бесскелетных животных в них встречаются гораздо чаще и главное они более разнообразны. Выше по разрезу эокембрийские отложения постепенно сменяются отложениями с остатками скелетной фауны нижнего кембрия. Граница между эокембрием и кембрием, как правило, проходит внутри единого литологического комплекса пород. Калий-аргоновым методом по глаукониту она датируется приблизительно в 570 млн лет".

Более подробное описание перечисленных докембрийских комплексов всех указанных выше щитов приводится в статьях Л.И. Салопы (1970а, 1970б).

Графическая новая геохронологическая схема, разработанная Л.И. Салопом с учетом новейших данных радиологического определения возраста пород, относящегося к 1960-м годам, представлена на рис. 10.

Для автора настоящей работы эта шкала представляет особый интерес в том отношении, что в ней отражена идея планетарных диастрофических циклов, это в полной мере коррелируется с его представлениями, разработанными на основе материала по геотектоническим циклам и эпохам тектонической активизации неогей (фанерозоя). Идея синхронности тектонических эпох в масштабе планеты, высказанная одновременно и независимо друг от друга Л.И. Салопом и автором настоящей работы (Пронин, 1969а, 1969б, 1971, 1973а, 1973б, и др.), вряд ли является случайностью; скорее она содействует дальнейшей разработке объективного „орогенного закона", первоначально сформулированного Г. Штилле еще в 1924 г. (Stille, 1924) и не опровергнутого до настоящего времени, несмотря на многократные попытки доказать его несостоятельность.

Силы, обуславливающие деформации в земной коре, локализованы где-то в глубоких недрах Земли – в ее ядре или в низах мантии, а поэтому они не могут проявляться на одном участке земной коры в одно время и результироваться в одном типе тектонических деформаций, а на другом – в другой промежуток времени и проявляться в иной форме.

Изложенный в главе материал позволяет сделать следующие выводы.

1. „Орогенный закон" Г. Штилле является основным законом исторической геотектоники и подтверждается как материалами фанерозойского этапа эволюции коры Земли, так и данными по ее докембрийской тектонической истории.

Рис. 10. Старая и новая геохронологические шкалы докембрия (Салоп, 1970б).

1 – тектоно-плутонические циклы; 2 – посторогенные интрузии рапакиви, габбро-норитов, анортозитов и щелочных пород.

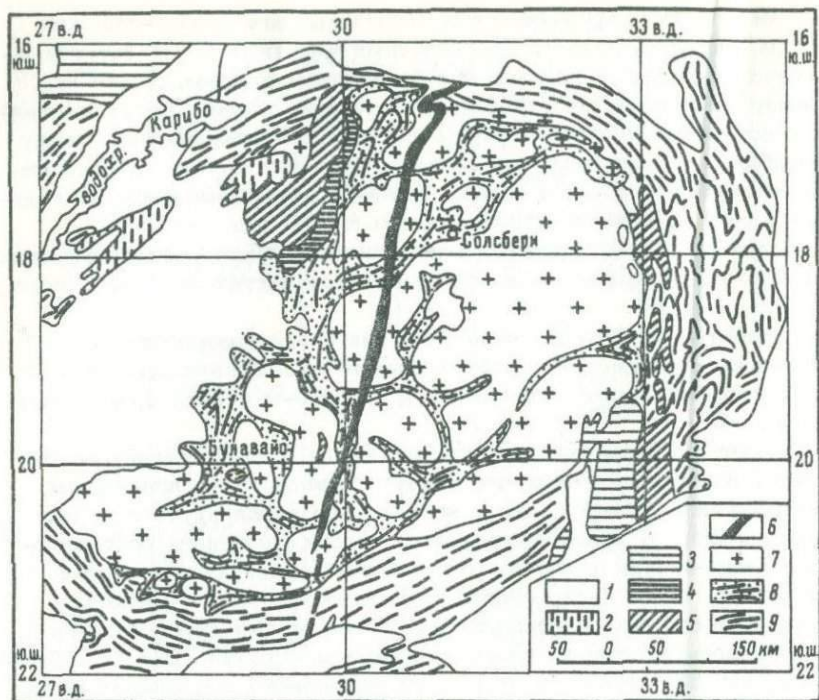


Рис. 11. Схема геологического строения Южной Родезии (Салоп, 1970б).

1 - верхнепалеозойские и более молодые отложения; 2 - эпипротозой, серия Сияриро (=Кунделунгу); 3 - неопротозой, серия Умкондо (=Кибара); 4 - мезопротозой, верхняя часть, серия Ломигунди (Трансвааль); 5 - мезопротозой, нижняя часть, серия Пиривири (Мува-Витватерсранд); 6 - палеопротозой, габброиды и гипербазиты („Великая дайка“); 7 - палеопротозой и архей, гнейсо-граниты и гнейсы архея, частично регенерированные (реоморфизованные) в конце палеопротозоя; 8 - палеопротозой, булавайская и шамвайская серии; 9 - архей, гнейсо-гранулитовый комплекс. Линии на знаках 8 и 9 - простирание осей складок и кристаллизационной сланцеватости в суперкрупных породах архея и палеопротозоя.

2. Конкретное проявление этого закона в периферической сфере Земли можно разделить на две основные стадии. Первая наступила тогда, когда первичная сиалическая кора была по составу, структуре и упругим свойствам совершенно однородна на всей поверхности планеты и состояла из кислых магматических пород, а преобладающим напряжением было радиальное, обусловившее деформацию коры в форме тектонических куполов и овалов с поперечными размерами в несколько сотен километров. Один из таких куполов-овалов показан на рис. 11, представляющем Южно-Родезийский структурный

купол-овал диаметром около 600 км. Вторая стадия тектонического развития Земли проявилась тогда, когда первичная сиалическая однородная кора расчленилась на более жесткие участки – прото-платформы и разделявшие их линейно вытянутые зоны высокой прочности для эндогенного ювенильного материала – протогео-синклинали. Эта вторая стадия, начавшаяся, по мнению Л.И. Салопы, с палеопротозоя, продолжается до настоящего времени.

3. Одна из основных закономерностей тектонической эволюции земной коры во вторую стадию – увеличение размеров платформ и сокращение ширины геосинклинальных (складчатых) поясов, однако во многих случаях во вторую стадию геосинклинали закладывались не только на протоплатформенном фундаменте, но и на основании, сложенном породами фундамента более молодых платформ, сформировавшихся в протерозое и фанерозое.

4. Процессы регенерации геосинклинальных условий на платформенном основании в течение протерозоя и фанерозоя по своему масштабу и значению, вероятно, не сильно отличались от масштабов консолидации платформ того же промежутка времени на месте геосинклиналей.

5. Если исходить из предположения синхронности образования и развития всех планет Солнечной системы, включая Луну, и допустить в качестве основного фактора первоначальной дифференциации вещества всех планет гравитационную дифференциацию с освобождением в значительных размерах (по Е.Н. Люстиху, 1948, около 30% от тепла, выделяемого при радиоактивном распаде) тепловой энергии вследствие погружения на глубину более тяжелых элементов и всплывания вверх более легких, то логичнее принять выделение с самых начальных стадий существования Земли сиалической коры на всей поверхности планеты, где располагались первозданные моря и океаны, небольшие по площади и мелководные, с „водой“, представлявшей собой различной крепости растворы соляной, фтористой и борной кислот, а также раствор кремнекислоты с рН, близким к единице или к двум.

6. Процесс преобразования „континентальной“ коры в „океаническую“ кажется невероятным как вследствие освобождения в процессе такой перестройки огромных количеств кремнезема и окиси калия, дальнейшая судьба которых остается неясной, так и вследствие неясности того механизма, который мог бы осуществить такую „перестройку“, не нарушая коренным образом палеогеографических и палеотектонических обстановок на поверхности земного шара.

7. Выше было показано, что на 66,3% станций ГСЗ в Атлантическом океане и на 69,3% станций в Тихом океане в земной коре установлены скорости распространения продольных сейсмических волн, свойственные „гранитному“ слою коры континентов. Такие скорости зарегистрированы в коре на самых различных глубинах воды в океанах, а „гранитный“ слой по мощности, как отмечалось, здесь изменяется от первых километров до 17 км, т.е. иногда приближается к мощности на континентах.

Если учесть довольно многочисленные случаи поступления со стороны океанов в прибрежные (на континентах) и островные бассейны осадконакопления в мезозое и кайнозое кислых магматических и метаморфических пород, а также кварцитов и кремней в гальках, валунах и гравии, то оба эти фактора (установление „гранитного слоя“ в коре океанов и снос сиалического материала со стороны их акваторий) в совокупности делают гипотезу существования „континентального“ и „океанического“ типов земной коры неправдоподобной.

8. Обнаружение на дне современных океанов базальтовых лав возрастом, определенным различными изотопными методами в диапазоне от поздне триасового до четвертичного, с преобладанием последнего и плиоценового, не может рассматриваться как свидетельство в пользу „дзух кор“, так как столь резко различный возраст (ранний триас-плиоцен и плейстоцен) говорит скорее о том, что лавы располагаются, так же как и на континентах, на самых различных (в пределах упомянутого временного интервала) уровнях стратиграфического разреза, нежели о существовании под дном океанов единой, но разновозрастной базальтовой плиты, образовавшейся в результате гипотетического спрединга.

9. Существование под океанами базальтовой коры навсегда зачеркивает их потенциальные возможности в отношении полезных ископаемых, по крайней мере на площади 296 млн км² океанического дна, что первыми поняли геологи-нефтяники США, организовавшие недавно (1974 г.) объективное обсуждение всего комплекса гипотез „новой глобальной тектоники“ на страницах сборника „Тектоника плит - оценки и переоценки“ (Plate tectonics: Assessments and Reassessments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974, No. 23), где была предоставлена возможность публикации статей сторонникам „тектоники плит“, однако наиболее ярые защитники гипотез плитной тектоники почему-то не приняли в нем участия.

Проблема общей направленности процесса тектонического развития земной коры и планеты в целом в течение геологического времени является одной из фундаментальных проблем наук о Земле. В зависимости от характера исходного материала и метода его интерпретации она обсуждается в литературе в нескольких, тесно между собой связанных более частных и конкретных аспектах: геофизическом, геохимическом и геотектоническом. Если первые два касаются изменений во времени фигуры Земли, скорости ее вращения, эволюции элементарного состава, а также фазового изменения вещества внутренних частей и коры Земли, то главная цель третьего — выявление основных временных и пространственных закономерностей развития механических деформаций коры, а также смены физико-географических и геотектонических обстановок на ее поверхности, обусловленных этими деформациями.

До открытия явлений радиоактивности в основе представлений о первопричине тектонических процессов в земной коре и подкоровой области лежала известная космогоническая гипотеза Канта-Лапласа и логически вытекавшая из нее гипотеза контракции Земли в связи с потерей ею изначального тепла. По мере развития знаний о Земле и Вселенной выявилась несостоятельность обеих гипотез. Контракционная гипотеза, сформулированная в наиболее законченном виде Эли де Бомоном в 1852 г., не давала убедительного объяснения механизма складкообразования в земной коре, особенно при прерывистой складчатости, а также явления обратимости колебательных вертикальных движений коры. Именно на эти слабые (применительно к тектонике) стороны контракционной гипотезы и направлена современная ее критика (Белоусов, 1954, 1962; Люстих, 1958, и др.).

Принципиальная основа контракционной гипотезы, т.е. представление о постепенном охлаждении земного шара и связанным с этим уменьшением его объема в течение геологического времени, однако, не была опровергнута ни разработанной О.Ю. Шмидтом (1950) гипотезой происхождения Земли из относительно холодного газово-пылевого протопланетного облака, ни исследованиями теплового режима и термической истории земного шара. Так, например, Г.В. Хлопин (1957, с. 281) писал о том, что „общее количество тепла, выделявшегося за счет атомного распада в различные гео-

логические эпохи в недрах нашей планеты, равно как и роль отдельных элементов в общем тепловом эффекте, подвергались значительным изменениям. При этом тепловой эффект два миллиарда лет тому назад превосходил таковой же в настоящее время почти в два раза".

Г.В. Войткевич (1961, с. 312-314) писал об изменении теплового режима Земли в течение геологического времени следующее: „Земля образовалась в промежуток времени между 5000 и 4500 млн лет тому назад при температуре ниже точки плавления ее материала. Затем начался ее очень быстрый нагрев с максимальным значением температур 4500 млн лет тому назад... Быстрый процесс нагрева привел к дифференциации, охватившей большую часть объема Земли. После максимального нагрева произошло быстрое охлаждение, связанное с дегазацией значительного объема планеты, с дегидратацией и с выносом значительного количества радиоактивных элементов в верхние части планеты. В дальнейшем Земля продолжала медленно остывать, испытывая локальные нагревы или медленный глубинный разогрев, что мало отразилось на ходе общего процесса охлаждения”.

И.Д. Дергунов (1958) и Е.А. Любимова (1955) пришли к выводу, что современное термическое состояние Земли не позволяет однозначно решить вопрос: обладала ли Земля большим запасом первоначального тепла, как предполагали Кант, Лаплас, Джеффрис, Фесенков и другие ученые, или она образовалась из относительно холодного материала. Современные тепловые потоки, рассчитанные в одном случае с учетом первичного тепла, а в другом без учета такового, отличаются только на 10%.

Нам кажется, что сегодня еще рано считать решенным вопрос о „холодном” или „горячем” происхождении Земли в пользу „холодного” варианта, так как для синтеза ядер атомов тяжелых элементов, таких как изотопы урана, имеющих в земной коре, необходима температура во многие миллионы градусов Цельсия, а не в одну-две тысячи градусов, до которых она могла подняться в результате радиоактивного распада даже в случае полного расплавления первоначального „холодного” планетизимального материала в большей части объема Земли.

Сокращение объема Земли в геологическую стадию ее развития подтверждается и астрономическими данными. Так, Н.Н. Парицкий (1955, с. 136) подсчитал, что „замедление вращения Земли, связанное с приливным трением, обусловленным лунным и солнечным притяжением, отличается от теоретического, расчетного, так как на замедление вращения накладывает ускорение, наиболее вероятной причиной которого является сокращение земного радиуса”. Величина этого сокращения, высчитанная Н.Н. Парицким, составляет 4,5 см в столетие.

Таким образом, идея контракции Земли подтверждается данными геохимии, геофизики и астрономии. Ниже приводятся некоторые геологические, геофизические и геохимические факты и явления, которые, по нашему мнению, также свидетельствуют в пользу контракции

земного шара. К числу таких фактов и явлений в первую очередь относятся: 1) увеличение в течение геологической истории толщины осадочного слоя земной коры с погружением — если справедлива гипотеза В.И. Вернадского (1965) — былых биосфер в область современной метаморфической оболочки Земли; 2) прогрессирующее углубление современных океанов, о чем свидетельствуют такие факты, как: а) наличие на абиссальных глубинах в современных океанах заведомо мелководных или даже наземных осадков и органических остатков, в частности, лигнитов и пресноводных или наземных (лесных) моллюсков, б) распространение на больших глубинах в океанах гайотов с плоскими вершинами, местами покрытыми грубыми валунными конгломератами, образовавшимися в условиях мелководья близ уровня моря; в) присутствие на больших глубинах вокруг некоторых архипелагов островов, таких, например, как Гавайские, скульптурных террас, площадки которых также иногда покрыты слоями пляжевых конгломератов или галечников неогенового или даже четвертичного возраста; 3) потеря твердым телом Земли в результате дегазации, конкретным выражением которой является наземный вулканизм, радиогенных газов, таких как аргон, гелий и изотопы водорода. Как предполагает А.П. Виноградов (1964), в космическом пространстве безвозвратно потеряны для Земли также изотопы водорода: протий, дейтерий и тритий, а также легкий изотоп гелия (^3He). Остальные тяжелые радиогенные газы, поступающие на земную поверхность при наземном вулканизме, такие как неон, криптон, ксенон и радон, хотя и задерживаются в земной атмосфере, но в связи с неспособностью вступать в химические реакции также могут считаться потерянными для твердой оболочки Земли.

Начнем с наземного вулканизма, который считаем ответственным не только за доставку на поверхность планеты упомянутых выше газов, но в значительной степени и за образование таких отрицательных форм мегарельефа земной поверхности, как океанические впадины, образование которых является одной из конкретных форм выражения контракции Земли. По-видимому, океанические впадины в их современных горизонтальных и вертикальных очертаниях образованы перемещением подкорового и корового материала на земную поверхность при наземном и подводном эффузивном неоген-четвертичном вулканизме, в процессе которого из недр Земли на поверхность были перемещены колоссальные объемы лав, пирокластов и газообразных продуктов, которые и обусловили оседание ложа современных океанов в связи с возникновением в верхней мантии зоны разуплотнения вещества, с одной стороны, и давления на дно океанов излившихся лав и пирокластов — с другой. Таким автору представляется процесс образования грандиозных депрессий океанов, который несколько подробнее рассматривается ниже.

ВУЛКАНИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ И ИЗМЕНЕНИИ МЕГАРЕЛЬЕФА ЕЕ ПОВЕРХНОСТИ

Проблеме взаимосвязи тектонических движений, магматических процессов и вулканических явлений с выяснением их причинно-следственной обусловленности посвящена огромная литература, и такие, например, термины и понятия, как „тектоно-магматический цикл“ или „магматическая формация“, прочно вошли в словарь геологов. Однако более конкретные формы причинно-следственной, пространственной и хронологической связи вулканических и тектонических явлений выяснены пока совершенно недостаточно, причина тому — сложность самой проблемы.

Цель наша состоит в том, чтобы обсудить один из недостаточно освещенных в литературе аспектов возможной причинно-следственной связи эффузивного вулканизма и деформаций самой периферической части твердого тела Земли как в настоящее время, так и в геологическом прошлом и, в частности, рассмотреть возможную роль эффузивного вулканизма в образовании впадин современных океанов.

Наиболее элементарной формой тектонической деформации земной коры, несомненно связанной с деятельностью того или иного современного или неоген-четвертичного, но еще активного вулкана, является блоковое оседание коры в форме кальдеры, образование которой, как известно, характеризует зрелую стадию развития эруптивных аппаратов вулканов центрального типа. Подавляющее большинство современных вулканов центрального типа, проявлявших активность в течение кайнозоя как на континентах, так и на океанических островах и островных дугах, обладает хорошо разработанными и сохранившимися кальдерами. А. Ритман (Rittmann, 1964) на примере вулкана Этна, который, по его данным, проявлял периодическую активность в течение всего кайнозоя, убедительно показал (рис. 12), что земная кора под вулканом в радиусе 25–30 км испытала оседание в форме призматических или цилиндрических блоков.

Еще более наглядный пример оседания земной коры по кольцевым и радиальным трещинам представляет кальдера Дакатауа на п-ове Талазеа о-ва Новая Британия (рис. 13), описанная в работе Г.Г. Лоупера и И.С. Э. Кармишела (Lowder, Carmichael, 1970).

Местами, например, на некоторых островах Канарского и Азорского архипелагов, а также на островах Гавайской группы и на Камчатке одновременный процесс образования кальдер на нескольких соседних вулканах обуславливает оседание более крупных линейно вытянутых блоков коры и образование на земной поверхности грабенообразных депрессий, получивших в литературе название тектоно-вулканических впадин (Эрлих, 1966; Seager, 1973). Длина таких впадин измеряется многими десятками и первыми сотнями километров, по генетической же природе они близки к кальдерам, т.е. представляют собой структуры оседания или обрушения земной коры, ограниченные нормальными сбросами. Описание такого типа

структур в разных районах мира дано в работе Ю. М. Пушаровского и Р.А. Афремовой (1967).

Следующей по размерам категорией деформаций земной коры, связанной несомненно с современной вулканической деятельностью, являются глубоководные желоба, которые в последние годы стали рассматриваться в мировой литературе как структуры растяжения земной коры, т.е. как многоступенчатые грабены. Все желоба располагаются с внешней (по отношению к материкам) стороны островных дуг: Антильской и Южно-Антильской – в Атлантическом, Индонезийской – в Индийском, Филиппинской, Марианской, Японской, Курило-Камчатской и Алеутской, а также архипелагов о-вов Тонга и Кермадек и других – в Тихом океанах. По восточной периферии последнего глубоководные желоба соседствуют не с островными дугами, исключая Алеутский желоб, а с цепочками вулканов, расположенных в береговых хребтах Кордильер и Анд, которые, однако, являются полными структурными аналогами вулканов островных дуг и самих островных дуг, но приподнятых по отношению к уровню океана. Длина глубоководных желобов в совокупности измеряется многими тысячами километров, а ширина их варьирует от нескольких десятков до нескольких сотен километров. В отличие от кальдер и тектоно-вулканических впадин глубоководные желоба располагаются не под эруптивными аппаратами вулканов, а смещены несколько в сторону океана, что, однако, не меняет существа их взаимосвязи с вулканами островных дуг.

То обстоятельство, что глубоководные желоба стали в последнее время рассматривать в литературе как структуры, обусловленные растяжением земной коры, заставляет с сомнением относиться к существованию постулируемых гипотезами новой глобальной тектоники так называемых зон субдукции, или зон Беньофа, где господствует напряжение сжатия и куда якобы „засасывается“ базальтовая кора океанического типа или даже вся литосфера.

Еще более высокой по размерам и значению категорией структур линейного блокового оседания земной коры является мировая система рифтов, развитых как на гребнях срединно-океанических подводных хребтов и поднятий, так и на сводах поднятий на континентах. Общая длина рифтовых долин (больших грабенов)



Рис. 12. Схема оседания поверхности земной коры под вулканом Этна (Rittmann, 1964).

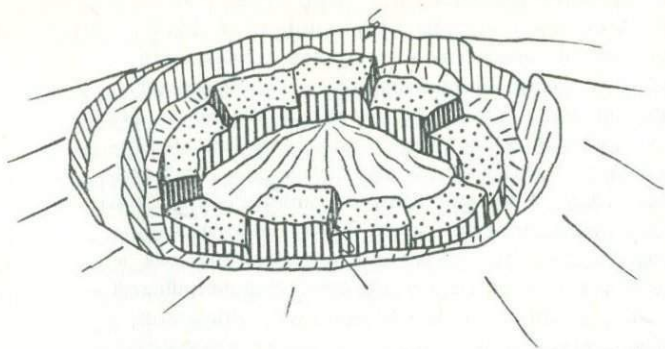


Рис. 13. Схема оседания поверхности земной коры по радиальным и кольцевым трещинам под одним из вулканов на о-ве Новая Британия (Lowder, Carmichael, 1970).

на подводных хребтах превышает 60 тыс. км, а с континентальными рифтами она, вероятно, составляет ~80–90 тыс. км.

Связь перечисленных структур линейного прогибания земной коры с вулканами едва ли может вызывать сомнения – в рифтовых долинах подводных океанических хребтов вулканы располагаются главным образом на дне долин (рифтов), но встречаются и в стороне от них; на островных дугах эруптивные аппараты вулканов локализованы преимущественно на островах, однако в литературе имеются указания на расположение конусов вулканов и на склонах глубоководных желобов.

При переходе к докайнозойскому геологическому прошлому возникают вопросы: имеются ли в этом геологическом прошлом структурные эквиваленты современных кальдер глубоководных желобов, а также подводных и наземных рифтовых долин (больших грабенов), можно ли в данном случае руководствоваться принципом актуализма, и если да, то до какого момента в глубь геологической истории? Собранные нами данные по палеогеографии вулканизма и палеотектонике различных эпох развития вулканизма и тектонических движений в течение геотектонических циклов фанерозоя (Пронин, 1969а, 1969б, 1973а, 1973б и др.) позволяют ответить на эти вопросы положительно. Что касается современных глубоководных желобов и рифтовых долин, то эти формы деформаций земной коры имеют в геологическом прошлом многочисленные аналоги в виде передовых и межгорных прогибов и ископаемых рифтов в форме авлакогенов и грабенов, примерами которых могут служить позднедокембрийский Пачелмский или Рязано-Саратовский, а также Байкальский мезокайнозойский рифты. К категории рифтовых прогибов или прогибов, сопутствующих островным дугам, относятся некоторые прогибы на Урале, такие как среднепалеозойские Тагильский, Магнитогорский и Восточноуральский, а также Предуральский позднепалеозойский краевой прогиб, равно как и прогибы внутри

и по соседству с другими геосинклинальными (складчатыми) областями, сформированными в различные тектонические циклы фанерозоя.

Термин и понятие „прогиб“ являются в геологии столь же употребительными, как термины и понятия „тектоно-магматический цикл“ и „магматическая формация“, хотя причины образования прогибов и рифтов в литературе остаются почти не освещенными. Даже на специальном Всесоюзном совещании по этой проблеме, состоявшемся в апреле 1966 г. в Ленинграде, этот вопрос в докладах не был затронут.

Действительно, прогибание как явление механическое едва ли требует особого разъяснения, так как совершенно очевидно, что любая упругая пластина или стержень, будучи закрепленными на концах, может прогнуться только в том случае, если будет лишена опоры в средней части. Поскольку закон всемирного тяготения является универсальным, эти же условия, по-видимому, должны оставаться в силе для блоков или участков земной коры как упругой среды. Однако до тех пор, пока тот или иной блок земной коры будет всей своей нижней поверхностью лежать на более плотном субстрате подкоровой области, никаких причин и условий для прогибания этого блока не будет; для того чтобы создались эти условия, он должен лишиться в средней части или по всей длине и ширине опоры или прочного основания. Вот здесь—то в качестве фактора, устраняющего такое основание или опору и создающего условия для прогибания или оседания блоков земной коры, появляется эффузивный вулканизм, в котором конкретизируется процесс дегазации глубоких недр планеты. Вулканы играют роль того механизма, который перемещает вещество нижних горизонтов земной коры и верхней мантии на дневную поверхность или на дно океанов и морей, создавая на некотором уровне в коре или в верхней мантии условия декомпенсации, разуплотнения вещества или своеобразный относительный „вакуум“, который в соответствии с принципом „природа не терпит пустоты“ должен устраниться путем погружения или обрушения в него участка или блока земной коры, расположенного над таким декомпенсированным пространством, т.е. путем прогибания или оседания коры. В этом и состоит суть причинно-следственной взаимосвязи эффузивного вулканизма и тектонических деформаций земной коры: вулканы, непрерывно поставляя вещество коры или мантии на земную поверхность, нарушают существующее равновесие, а опускающиеся блоки земной коры, готовые занять объем удаленного вулканами материала, наоборот, направлены на восстановление утраченного равновесия. Эта борьба противоположных начал и является одним из основных диалектических законов, управляющих геологическим развитием земного шара. При этом, по-видимому, вулканизм необходимо рассматривать как причину, а тектонические деформации — как следствие в этой взаимосвязи.

Если применительно к современным вулканам островных дуг и соседних глубоководных желобов, равно как и к вулканам, связанным с большими грабенами подводных океанических хребтов и сво-

довых поднятий на суше, отмеченная форма взаимосвязи вулканизма и деформаций земной коры выступает вполне отчетливо, то применительно к древним эвгеосинклиналям с их интенсивным вулканизмом такая интерпретация может показаться сомнительной, поскольку в настоящее время на месте геосинклинальных прогибов располагаются поднятия, т.е. складчатые или глыбово-складчатые горы, образующие положительные по знаку элементы рельефа земной поверхности.

Однако, как это не парадоксально, все современные геосинклинальные складчатые горные системы по поверхности фундамента представляют собой не поднятия, а обширные прогибы, так как коэффициент общей инверсии при превращении геосинклинальных прогибов в горно-складчатые поднятия в количественном выражении для длительных интервалов времени всегда меньше единицы. Впервые на это обстоятельство обратил внимание Н.П. Херасков, который писал следующее (1963, с. 22): „Заключительное воздымание можно иногда подметить, анализируя положение поверхностей, относящихся к верхам геосинклинальной серии. Если же взять достаточно древнюю поверхность, и особенно если эта поверхность отвечает концу формирования геосинклинального фундамента области более древней складчатости, соседней с геосинклинальной системой, то вся эта система в современной структуре представится крупным прогибом. Например, прогибом будет Урал по отношению к Русской платформе, если анализировать поверхность дорифейских отложений. Прогибами будут выглядеть и герцинские области по отношению к каледонидам и байкалидам, а каледонские — по отношению к древним платформам и более древним областям складчатости... Тем самым оказывается, что и после своего замыкания и воздымания геосинклинальная структура остается в целом областью прогибания земной коры“.

Таким образом, пространственная связь глубоководных желобов и рифтовых долин с островными дугами и расположенными на них вулканами может быть констатирована не только для неоген-четвертичного этапа развития земной коры, она может быть также экстраполирована на геосинклинальные области, по крайней мере кайнозоя, мезозоя и палеозоя.

Эффузивный вулканизм на протяжении всего фанерозоя играл, вероятно, не только роль фактора, обуславливающего образование на земной поверхности локальных прогибов и оседаний земной коры, но, взятый в целом (как конкретная форма выражения дегазации глубоких недр планеты), он был одной из главных причин и общей контракции земного шара, предполагаемой нами на основе, отличной от классической интерпретации контракции XIX в. Дело в том, что количество материала коры и верхней мантии Земли, выносимое на земную поверхность вулканами, намного превышает то количество материала, которое вновь поступает в состав литосферы при аутигенном минералообразовании в океане, осадчении минеральных компонентов на стенках каналов при циркуляции подземных минерализованных вод, углеобразовании и других гипергенных процессах.

Некоторые составные части коры и верхней мантии, выносимые на поверхность вулканами, такие как инертные газы, образующиеся при радиоактивном распаде основных радиоактивных элементов и концентрирующиеся в газовой оболочке Земли, выражаются весьма большими объемами, навсегда исключаются из баланса вещества твердой коры и мантии и остаются или в составе атмосферы, или улетучиваются в мировое пространство. Количество таких инертных газов, генерируемых при распаде радиоактивных элементов и концентрирующихся в газовой оболочке Земли, выражается весьма большими числами. Например, А.П. Виноградов (1964) подсчитал, что в результате дегазации, конкретизирующейся в эффузивном наземном вулканизме, Земля за всю геологическую историю потеряла $3.9 \cdot 10^{12}$ гелия, при этом 90% поступившего в атмосферу гелия потеряно Землей безвозвратно при диссипации в космическое пространство. А.П. Виноградов (1964, с. 14) пишет, что в таких же приблизительно долях утрачены безвозвратно Землей изотопы водорода (протий, дейтерий, тритий), а также легкий изотоп гелия (^3He). За геологическую историю Земли при радиоактивном распаде калия было генерировано, по его данным, $7.32 \cdot 10^{12}$ аргона, при этом 90% его было также утрачено Землей при диссипации в космосе. Упомянутые количества гелия, аргона и изотопов водорода, потерянных Землей в космическом пространстве, можно назвать абсолютным дефицитом вещества планеты. Другие тяжелые радиогенные инертные газы, поступающие на поверхность Земли при наземном вулканизме, такие как неон, криптон, ксенон и радон, как отмечалось, хотя и остаются в атмосфере, но исключаются из баланса вещества коры и мантии Земли. Количество этих тяжелых инертных газов намного превышает количество упомянутых газов-изотопов водорода, гелия и аргона, диссипированных в космическое пространство. Г.К. Юри (Urey, 1957) предполагает, что Земля на заре своей эволюции теряла также азот, углерод и воду, а также, по-видимому, значительное количество первичного силикатного материала.

Эти примеры приведены для того, чтобы доказать, как наземный вулканизм непрерывно и безвозвратно отнимает у Земли огромные количества вещества, которые ничем не компенсируются. Из этого вытекает логическая необходимость считать уменьшение объема земного шара, т.е. его контракцию, более реалистичной и правдоподобной, чем допускаемую некоторыми исследователями его экспансию. Процесс потери Землей части вещества необратим, так как поступающий из космического пространства материал в виде метеоритов, метеорной пыли и космических лучей по количеству составляет лишь ничтожную долю того, что теряется ею в течение того же промежутка времени. Так, например, Б.А. Воронцов-Вельяминов (1969, с. 322) оценивает вес ежегодно выпадающего на поверхность Земли метеоритного материала всего лишь в 200 т. При этом абсолютный дефицит вещества Земли (без учета потерь упомянутых тяжелых инертных газов — неон, криптон, ксенон, радон) в течение послепротерозойского времени выразится величиной около

$7.3 \cdot 10^{12}$ т. Если количество инертных газов условно принять равным количеству водорода, гелия и аргона, а ежегодное поступление на Землю метеоритного вещества увеличить в 10 раз, то и тогда дефицит вещества твердого тела Земли составит около $1,23 \times 10^{12}$ т. Впрочем, существует мнение (см., например, Собонович, 1976, с. 112, табл. 8), что поступление космического вещества на Землю по объему и весу превышает потерю земного материала в космическом пространстве. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

К сожалению, материалы по количественной оценке продуктов вулканизма, поступающих из недр на поверхность Земли, кроме приведенных данных А.П. Виноградова, весьма скудны.

Так, А. Ривье (Riviere, 1963) оценивает объем лав и пирокластического материала, доставляемых ежегодно современными вулканами на земную поверхность, в $1-2 \text{ км}^3$, а воды и газов — величиной более 16 км^3 . А. Ритман (1964, с. 230), оперируя данными Заппера по активным вулканам за время с 1500 по 1914 г., приводит цифру $0,93 \text{ км}^3$.

А. Н. Заварицкий о количестве газообразных продуктов вулканизма пишет так (1963, с. 682): „Если принять во внимание, что в магме может быть растворено до 5% газовых составных частей, главным образом воды, то при высоких температурах магматических расплавов объем этих газов после выделения был бы в 500–1000 раз больше объема лавы. Из этих ориентировочных цифр видно, какое значение имеет газовая фаза при вулканических извержениях“.

Е.К. Мархинин (1967, с. 215) только для современных вулканов островных дуг оценивает объем твердых и жидких продуктов вулканизма, ежегодно поступающих на поверхность Земли, в $1,6 \text{ км}^3$ по объему и в 3 млрд т по весу.

Однако процессы вулканизма протекают и протекали в геологическом прошлом не только в пределах островных дуг, но и на континентах, на подводных океанических хребтах и поднятиях и на других участках океанического дна; вероятно, не будет большой ошибкой считать, что этими вулканами доставляется на земную поверхность 25% вулканических продуктов от объема таковых на островных дугах, т.е. $0,4 \text{ км}^3$ в год. Соответственно общее количество лав и туфов, доставляемых всеми современными вулканами ежегодно, будет составлять около $2,0 \text{ км}^3$, а воды и газов — от 16 до 20 км^3 . Если интерполировать приведенные данные на всю послепротерозойскую историю Земли, длительность которой в соответствии с отечественной абсолютной геохронологической шкалой 1975 г. (Афанасьев, Зыков, 1975) определяется в 570 млн лет, то общее количество продуктов вулканизма составит: лав и пирокластов — около 1140 млн км^3 , воды и газов — в 8–10 раз больше; совокупное количество твердых, жидких и газо- и паробразных продуктов вулканизма определится величиной $(1140 + 11\ 400) 12\ 540$ млн км^3 . Твердые и жидкие продукты вулканизма в указанном объеме (1140 млн км^3), будучи распределенными равномерно по всей по-

верхности земного шара (площадь 510 млн км²), образовали бы слой лав и туфов мощностью около 2 км. Учитывая, что в недрах мантии материал мог находиться в несколько более „плотной упаковке“, эту величину можно сократить до 1.5 км. Как бы не казалась незначительной эта величина по сравнению с мощностью земной коры или литосферы, изъятие такого и местами значительно большего слоя вещества из верхней части верхней мантии и коры не может не вызвать в земной коре нарушения относительной уравновешенности и возникновение на одних участках коры напряжений сжатия, а на других — напряжений растяжения. Так как векторы напряжений сжатия и растяжения (в связи с гетерогенностью вещественного состава и структуры коры и верхов верхней мантии) ориентированы в пространстве самым различным образом, то по достижении предела упругости земная кора будет реагировать на напряжения возникновением всех известных в тектонике типов деформаций: различного рода складок, грабенов и горстов, сдвигов и надвигов, шарьяжей и флексур и т.д.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что эффузивный наземный и подводный вулканизм как конкретная форма выражения дегазации твердого тела Земли, а также транспорта материала из ее недр на поверхность, по-видимому, в значительной мере несет ответственность и за возникновение в периферической части земного шара всех известных на сегодня типов деформаций горных пород, образующих эту часть планеты.

Ниже, в соответствующих разделах, на конкретных примерах рассматривается взаимосвязь эффузивного вулканизма и деформаций горных пород в периферической сфере Земли, а также некоторые геологические и геофизические явления и структуры, свидетельствующие в пользу контракции земного шара.

Об огромной роли эффузивного неоген-четвертичного вулканизма в формировании впадин современных океанов, с нашей точки зрения, свидетельствуют следующие обстоятельства.

Как было показано в книге автора, опубликованной в 1977 г., среди базальтовых и более кислых лав, устилающих на огромных площадях дно всех изученных океанов, 79.5% по возрасту составляют плиоценовые и четвертичные лавы, этим определяется преобладающая роль вулканов этого возраста на дне океанов.

Масштабы проявления вулканизма в океанах оценивает и Г.У. Менард, он пишет (1966, с. 68, 69): „На дне Тихого океана, вероятно, существует около 10^4 вулканов выше 1 км... Объем лавового материала, извергнутого этими вулканами в течение 10^8 лет (т.е. с начала позднего мела, — А.П.), примерно такой же, как материковых лав, излившихся в течение $3 \cdot 10^9$ лет. Таким образом, вулканические параклизмы на дне океанов оказываются значительно более мощными, чем на суше“.

Исходя из этих предпосылок, следует заключить, что современные океанические впадины с геологической точки зрения, по-видимому, можно рассматривать либо как грандиозные по площади прогибы земной коры, либо как не менее грандиозные рифтовые оседа-

ния или обрушения коры в связи с удалением из-под них громадных объемов вулканических продуктов и соответственно в связи с образованием мощных декомпенсированных или неравновесных зон вещества коры и верхней мантии. То обстоятельство, что в океанах преобладают по площади абиссальные равнины и „переходные зоны“ (по О.К. Леонтьеву и О.Г. Удинцевой (1971) площадь их составляет в совокупности $217,355 \cdot 10^6$ км², а площадь глубоководных котловин без „переходной зоны“ — $185,07 \cdot 10^6$ км²), свидетельствует о том, что кайнозойские лавы в океанах изливались на задолго перед их излиянием пенепленизированную поверхность разновозрастных и разнотипных тектонических структур, длительно подвергавшуюся денудации.

Оседание земной коры на 71% площади земной поверхности представляет достаточно убедительный пример контракции Земли.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА В ОКЕАНАХ И ПРОБЛЕМА „ЗОН БЕНЬОФА“

Ниже на основе первоисточников дается краткий региональный обзор наиболее детально изученных глубоководных желобов, расположенных на внешних сторонах островных дуг. Автор стремится показать, что желоба представляют собой многоступенчатые грабены, сформировавшиеся под воздействием сил растяжения, а не сжатия. Вместе с горизонтальным, недеформированным залеганием осадков на дне желобов это доказывает, что существование так называемой зоны Беньофа сомнительно, о чем, как будет показано ниже, свидетельствует и большой разброс глубин гипоцентров землетрясений, которые только условно и искусственно могут быть обобщены в „зону Беньофа“.

А т л а н т и ч е с к и й о к е а н

Жёлоб Пуэрто-Рико

В Атлантическом океане наиболее изученным и представительным является глубоководный жёлоб Пуэрто-Рико, расположенный с внешней стороны дуги Малых Антильских островов, севернее о-вов Пуэрто-Рико и Гаити.

Структура жёлоба Пуэрто-Рико исследована довольно детально и описывается в работах: М. Юинга и Б.К. Хизена (Ewing, Heezen, 1955) — по топографии и геофизическим исследованиям в жёлобе, К.Б. Оффисера и др. (Officer et al., 1957) — о геофизических исследованиях в восточной части Карибского моря и жёлобе Пуэрто-Рико, Е.Т. Бэнс и Д.А. Фальквиста (Bunce, Fahlquist, 1962) — о геофизических исследованиях в жёлобе Пуэрто-Рико и Внешнем хребте, Дж. Юинга и М. Юинга (Ewing J., Ewing M., 1962) — о зондировании методом отраженных волн внутри и вне

жёлоба Пуэрто-Рико, Дж.Б. Хирси (Hersey, 1962) – об открытиях судна „Чейн“ в рейсе 1961 г. в жёлобе Пуэрто-Рико, К.Г. Савита и др. (Savit et al., 1964) – о сейсмическом зондировании на Внешнем хребте Пуэрто-Рико, М. Тальвани (Talwani, 1964) – по морской геофизике, Л.Р. Сайкса и М. Юинга (Sykes, Ewing, 1966) – о сейсмичности Карибского района, Е. Бэнс и Дж.Б. Хирси (Bunce, Hersey, 1966) – о непрерывном сейсмическом профилировании Внешнего хребта и бассейна Нарес, Е. Бэнс (1970) – о строении жёлоба Пуэрто-Рико, Т.С. Мали и др. (Maley et al., 1974) – по топографии и структуре западной части жёлоба Пуэрто-Рико.

В перечисленных работах дана довольно полная характеристика строения жёлоба Пуэрто-Рико, однако излагать содержание этих трудов, по-видимому, нецелесообразно, поэтому мы ограничимся рассмотрением только новейших, написанных на основе данных, полученных с помощью наиболее совершенных технических средств исследования. К числу таких источников относится работа Т.С. Мали и соавторов (Maley et al., 1974).

Т.С. Мали, Ф.Д. Зибер и Г.Л. Джонсон пользовались для изучения топографии жёлоба новейшей аппаратурой, а поэтому результаты их исследований наиболее полные и точные. Ниже в резко сокращенной форме приводятся результаты их работ. Они пишут, что океанографическая служба провела в январе 1972 г. батиметрические измерения в западной части жёлоба Пуэрто-Рико, пользуясь при этом многолучевой звуковой системой записи. Система состоит из 15 независимых пучков лучей; два боковых пучка могут быть показаны на одном графике, а то время как вертикальный пучок отмечается на другой записи. Семь линий, направленных с севера на юг, обеспечили точные топографические профили через жёлоб и обрисовали характер стен и заключенной между ними абиссальной равнины (рис. 14). Выпуклые сбросовые уступы и горизонтальные ступени – результат нормальных сбросов; преобладающих элементов топографии жёлоба. Два или три крупных выступа установлены на южной стенке. Они протягиваются более или менее по направлению с востока на запад и образуют барьер для сносимых по склону осадков, обуславливая их подпруживание. Абиссальная равнина имеет максимальный рельеф только в 15 фатомов (неуловимый при зондировании). В связи с тем что она наклонена на восток и юг ее основное простирание направлено на восток-северо-восток. Это простирание приближается к осевой, максимальной, глубине жёлоба.

Ось максимальной глубины западной части жёлоба Пуэрто-Рико была определена на протяжении 70 морских миль. Метод требовал только одной трассы – с востока на запад вдоль абиссальной равнины, при этом были использованы вертикальный пучок лучей и два соответствующих боковых лучевых пучка.

Дж.Б. Хирси (Hersey, 1962) первый предположил, что северная стенка жёлоба представляет собой уступ сброса или серию сбросовых уступов (эскарпов), обусловленных нормальными сбросами. Е.Т. Бэнс и Д.А. Фальквист (Bunce, Fahlquist, 1962)

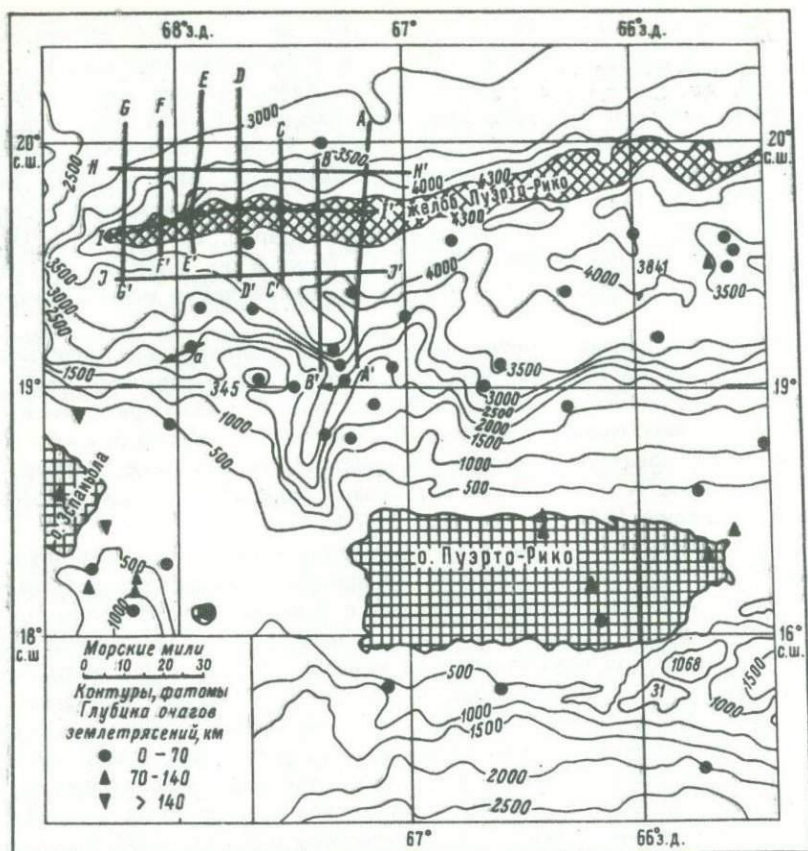


Рис. 14. Расположение профилей эхолотирования в глубоководном жёлобе Пуэрто-Рико (Maley et al., 1974).

на основе сейсмической скоростной характеристики предположили структурную контрастность поперечного пересечения жёлоба, в котором северная стенка состоит из горизонтально залегающих слоев пород. Сейсмический разрез показывает также, что северная стенка представляет собой сбросовый уступ, а сброшенное дно жёлоба опущено как минимум на 2 км. Ограниченные сбросами блоки пород увеличиваются в размерах и уменьшаются в количестве по мере продвижения по стенке с востока на запад; в том же направлении увеличивается и амплитуда смещения по сбросам. Этот кульминационный пункт находится на профиле $F - F'$. Возможно, здесь имеются три блока, ограниченных сбросами с соответствующим количеством уступов и горизонтальных ступеней. Эти ступени, каждая шириной около 5 морских миль, разделяются сбросовыми уступами, наклоненными под углами приблизительно 35° . Горизонтальные площадки (ступени) располагаются на глубинах 4180, 3480 и 2940 фатомов.

Форма и глубина жёлоба Пуэрто-Рико известны давно. М. Юинг и Б.К. Хизен (Ewing, Heezen, 1955) описали замечательную ровность дна жёлоба и ее большую длину — более чем 400 морских миль. Максимальная глубина жёлоба, которую они определили, составляла 4356 фатомов; они доказывали также, что значительно большая глубина невероятна. Определенная нами наибольшая глубина жёлоба (пишет Т.С. Мали с соавторами) равна 4363 фатомов, что очень хорошо совпадает с их глубиной, особенно если учесть огромность сравниваемых глубин. Они отметили также различие в глубинах рельефа абиссальной равнины, равное 15 фатомам. Такая ровность может быть частично обусловлена повторяющимся отступанием турбидитовых потоков против стенок жёлоба. Эриксоном с сотрудниками (1952) с поверхности абиссальной равнины были взяты две пробы материала очень мелководного происхождения (!). Это доказывает, что осадки абиссальной равнины были отложены турбидитовыми потоками.

Топографические профили через южную стенку жёлоба показывают, что образование этой стенки, возможно, обусловлено наличием нормальных сбросов. Хотя строение и топография северной стенки более наглядны для проявления здесь разрывообразования, нежели южной стенки, распределение землетрясений, имевших место под западной частью жёлоба между 1950 и 1964 гг., показывает, что сейсмичность южной стенки более высокая, чем северной. Большинство мелкофокусных (70 км) землетрясений в настоящее время расположено под южной стенкой жёлоба; большинство землетрясений под о-вом Пуэрто-Рико являются среднеглубинными (70–140 км). Хотя фокальные глубины землетрясений возрастают под о-вом Пуэрто-Рико к югу таким образом, что свидетельствуют о поддвигании, отсутствие послеолигоценного вулканизма на о-ве Пуэрто-Рико показывает, что жёлоб Пуэрто-Рико может быть трансформным разломом (Молнар и Сайкс, 1969).

При рассмотрении профилей обнаруживается несколько более рельефных выступов на южной стенке жёлоба, которые могут быть прослежены в широтном направлении от одного профиля к другому. Более значительные выступы действуют как ловушки осадков турбидитовых потоков при перемещении материала вниз по склону в северном направлении от о-ва Пуэрто-Рико. Два таких барьера на южной стенке видны на профиле В-В'. Ловушка осадочного материала с горизонтальной поверхностью дна шириной в 8 морских миль располагается поперек нижней части каньона Мона. Отсутствие наклона поверхности этих подпруженных осадков и тот факт, что они расположены более чем на 250 фатомов над абиссальной равниной, показывает, что поперек устья каньона Мона располагается порог, который преграждает путь турбидитовым потокам прежде чем они достигают абиссальной равнины. Произошел ли этот порог в результате образования разлома или накопления вулканического материала, пока не выяснено. Дополнительные данные о том, что каньон Мона выносит на абиссальную равнину очень мало осадочного материала или совсем его не выносит, следуют из того,

что самая большая глубина жёлоба зафиксирована на площадке, расположенной вблизи устья каньона. Абиссальная равнина в настоящее время обрезана по сторонам несколькими сбросами; первоначально плоская ее поверхность теперь расположена (в связи с наличием этих сбросов) на нескольких уровнях глубин. Жёлоб Пуэрто-Рико на крайнем профиле суживается.

Поразительно, что абиссальная равнина жёлоба располагается на глубине более чем 4300 фатомов с рельефом поверхности, варьирующим по высоте менее чем в 15 фатомов на протяжении с востока на запад более чем в 70 морских миль, особенно если принять во внимание, что преобладающая часть абиссальной равнины имеет ширину менее 10 морских миль. Можно бы было ожидать глубину абиссальной равнины варьирующей в более широком диапазоне по сравнению с тем, какой указан выше (15 фатомов), так как в различных местах установлена различная норма осадконакопления. Участком более интенсивного осадконакопления (следовательно, меньшей глубины) должно служить место вблизи пунктов, где гравитационные потоки достигают равнины; это также следует из того, что жёлоб представляет собой площадь реальной тектонической активности, с которой связано сбросообразование или поднятие, нарушающее уплощенность поверхности абиссальной равнины. Очевидно, выколачивание турбидитовыми потоками преобладало над всеми другими процессами.

Имеются на южной стенке жёлоба два или три крупных выступа, которые более или менее непрерывно протягиваются в широтном направлении. Эти выступы несомненно создали барьеры для турбидитовых потоков и как результат позади этих барьеров образовались запруды. Образованы ли эти выступы вулканическим материалом или обусловлены сбросообразованием, пока не выяснено.

Формирование нормальных сбросов, вероятно, было преобладающим типом разрывообразования на северной стенке жёлоба. Такое убеждение основывается на топографических профилях сбросовых эскарпов и сейсмических профилях, составленных по методу отраженных волн, которые показывают оседание поверхности абиссальной равнины по крайней мере на 2 км. Большие блоки являются доказательством образования нормальных сбросов. Если, как обычно, считать, что жёлоб Пуэрто-Рико является активным поперечным сдвигом или трансформным разломом, то широкий круг доказательств нормального сбросообразования только осложнит картину.

Мы привели этот текст из работы Т.С. Мали, Ф.Д. Зиберы и Г.Л. Джонсона, руководствуясь тем, что жёлоб Пуэрто-Рико является наиболее изученным среди всех других глубоководных желобов, при этом он исследовался с применением новейшей многолучевой аппаратуры эхолотирования.

Прежде чем продолжить региональное описание глубоководных желобов, совершим экскурс в историю и охарактеризуем работы Г. Беньофа конца 40-х и начала 50-х годов (Benioff, 1949, 1954), в которых он высказывал предположение, что под глубоководными желобами в океанах в земной коре господствует напряжение сжатия. И хотя впоследствии это предположение не подтвердилось и глубоководные желоба, как уже отмечалось, стали рассматриваться как грабены, т.е. структуры, обусловленные напряжением растяжения, Беньоф получил известность как первооткрыватель „зоны субдукции“, известной среди сторонников „новой глобальной тектоники“, или „тектоники плит“, как „зона Беньофа“, хотя ее следовало бы назвать по праву приоритета „зоной Заварицкого“, так как А.Н. Заварицкий описал тождественную зону под Курило-Камчатским глубоководным желобом в 1946 г., т.е. на 8 лет раньше Г. Беньофа. В абстракте второй из упомянутых статей Беньоф так резюмирует свои представления о природе глубоководных океанических желобов (Benioff, 1954, p. 385): „Сейсмические данные показывают, что главными орогеническими структурами, ответственными за каждую прямо- или криволинейную островную дугу и каждый глубоководный желоб, являются сложные разрывные нарушения, наклоненные в сторону островных дуг или континентов. Изучение девяти регионов, в которых проявляется современная тектоническая активность, показало, что эти сложные разрывные нарушения представлены двумя типами: океаническими и окраинными (прибрежными). Океанические нарушения располагаются в пределах океанических акваторий и проникают на глубину 550–700 км. Они показывают среднее падение (наклон) 61° . Анализ распределения упругих напряжений в зонах разрывных нарушений этого типа показывает, что в них в свою очередь по механическим свойствам можно выделить две компоненты: малоглубинную, проникающую приблизительно до глубины 60 км, и более глубокую, достигающую глубины 700 км и уходящую за нижнюю границу земной коры. Краевые разрывы размещаются вдоль континентальных окраин и представляются в двух- и трехкомпонентной двойственной и тройственной формах. Двухкомпонентные разрывы включают мелкоглубинный тип, проникающий приблизительно до 60 км от поверхности, и среднеглубинный, достигающий глубин 200–300 км. Среднее падение (наклон) разрывов 33° . Трехкомпонентная форма окраинных разломов сначала (от земной поверхности) близка к предыдущей – разломы проникают до глубины приблизительно 300 км, имея падение (наклон) 33° . На этой глубине падение поверхности разлома возрастает до 60° и приобретает третью форму, падая под этим углом и достигая глубины около 650 км уже за границей земной коры.

Анализ распределения упругих напряжений в окраинных разломах показывает, что каждая из упомянутых глубинных компонент может проявляться самостоятельно, независимо от соседней, хотя в Южной

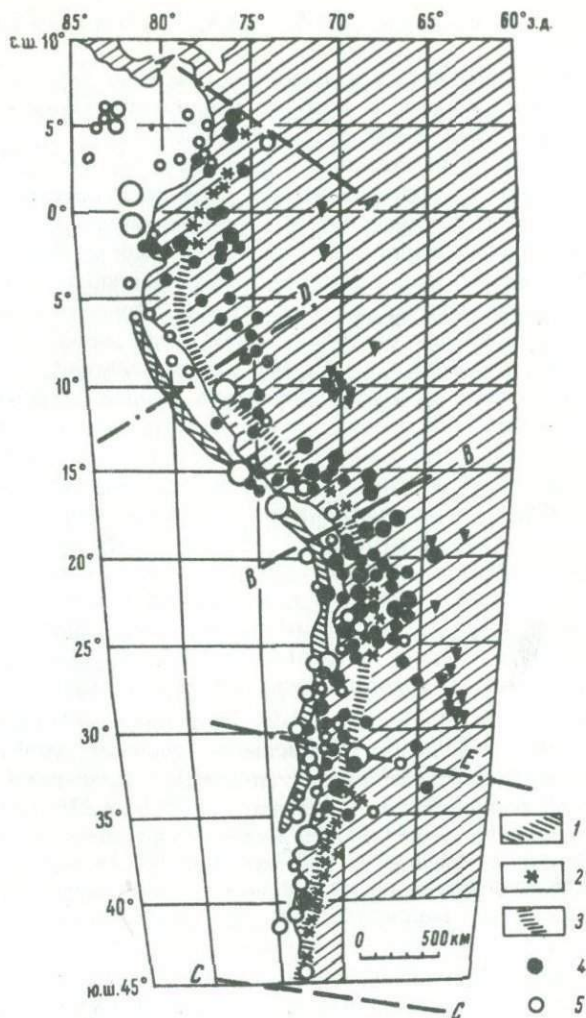
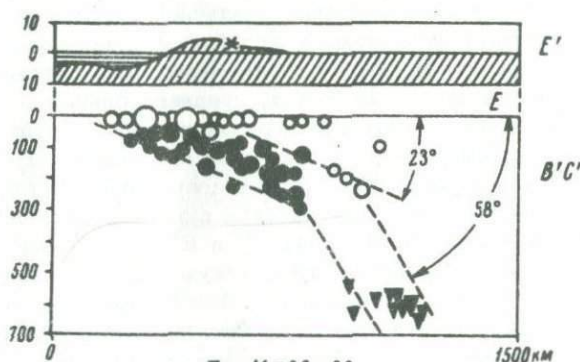
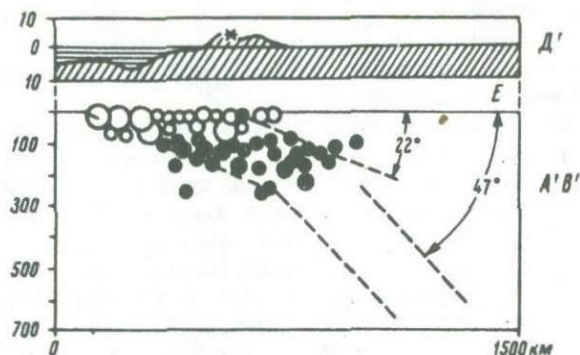


Рис. 15. Схема расположения зоны Беньофа под Перуанско-Чилийским глубоководным жёлобом в плане и на профилях (Benioff, 1954).

1 - зона распространения вулканов; 2 - отдельные конусы вулканов; 3 - контуры глубоководного жёлоба; 4, 5 - эпицентры землетрясений.



- ▼ $M = 6.0 - 6.9$
- ● $M = 7.0 - 7.7$
- ● $M = 7.75 - 8.6$

Рис. 15 (продолжение).

Америке две нижние компоненты имеют некоторые черты механической взаимосвязи. В континентальной области на уровне 300 км поэтому наблюдается нарушение последовательности (непрерывности), пока не обнаруживаемое по скоростям распространения упругих волн, которое, очевидно, является нижней границей континентальных глыб. Так как разрывы в океанах и глубинные компоненты окраинных разломов имеют ту же самую среднюю величину падения (наклона), они наверняка представляют в обоих случаях трещины разрывов в гомогенных механических системах, обусловленные боковым сжатием. Различное среднее падение (33°) поверхности окраинных среднеглубинных компонент разрывов заставляет предполагать, что они проявляются в структурах, по механическим свойствам отличных от глубинных океанических и континентальных слоев, и что они являются зонами активизированного стресса. Гипотезы, выдвигаемые для объяснения происхождения вулканов, связанных

с упомянутыми формами разрывов, считают за верное, что источниками энергии вулканов является тепло, возникающее из механического скольжения в разрываемых породах без упругих компонент при землетрясениях и афтершоках".

Для иллюстрации высказанных соображений о существовании под глубоководными желобами зон сжатия, вызывающих сложную систему разрывов, наклоненных под островные дуги или окраины континентов, как на западной окраине Южной Америки, Г. Беньоф приводит конкретные примеры по девяти регионам проявления современной сейсмической активности: 1) Южно-Американскому (Перуанско-Чилийскому), 2) Курило-Камчатскому, 3) Бонин-Хонсю (Японскому), 4) Зондскому (Индонезийскому), 5) Центрально-Американскому, 6) Алеутскому, 7) Ново-Гейбридскому, 8) Тонга-Кермадекскому и 9) Филиппинскому. По каждому из этих регионов приводится схематическая карта с изображением на ней зоны расположения вулканов, положения эпицентров землетрясений различной интенсивности, схематических контуров глубоководных желобов. Каждая такая карта сопровождается схематическим профилем через зону разрывов с указанием на нем гипоцентров глубинных, среднеглубинных и малоглубинных землетрясений. В качестве образца на рис. 15 мы воспроизводим карту и профили из второй работы Г. Беньофа (Benioff, 1954) по Южно-Американскому региону современной тектонической активности. На рисунке обращает на себя внимание несколько произвольная интерпретация на профилях D' и E' наклона зоны разрыва и объединение очагов землетрясений в такую зону. По данным Каузела и Ломница (Kausel, Lomnitz, 1968), рисунок которых воспроизведен в статье Ю.М. Пушаровского и И.В. Архипова (1972, с. 99, рис. 7), распределение очагов землетрясений в Перу-Чилийском регионе (а - между 26 и 30° ю.ш., б - между 30 и 35° ю.ш.), показанных на рис. 16, несколько иное. Как видно на обоих профилях, выделить здесь „зону Беньофа“, т.е. наметить ее верхнюю и нижнюю границы, как это сделал сам Г. Беньоф на рис. 15, заимствованном из его статьи (Benioff, 1954, с. 387, рис. 1), можно только при материальном воображении. Хотя рисунок Г. Беньофа был составлен по материалам, имевшимся к 1954 г., а рисунок Каузела и Ломница - по данным на 1968 г., едва ли за эти 14 лет сведения о распределении очагов землетрясений могли радикально измениться. По данным Каузела и Ломница, невозможно не только определить изменение угла наклона „зоны Беньофа“ с глубиной в профиле D' с 22 до 47° , а в профиле E' с 23 до 58° , как это показано на рисунке Г. Беньофа (см. рис. 15), но и вообще при таком разбросе глубин очагов землетрясений, как показано на рисунке Каузела и Ломница (рис. 16), выделить эту зону. Вероятно, что в такой же степени произвольно выделение „зоны Беньофа“ и в остальных восьми регионах современной сейсмической активности. Трудно это сделать, например, и по отношению к очагам землетрясений в „зоне Беньофа“ Ново-Гейбридских островов, показанной на рис. 17. В равной мере это относится и к Японскому желобу (рис. 18).

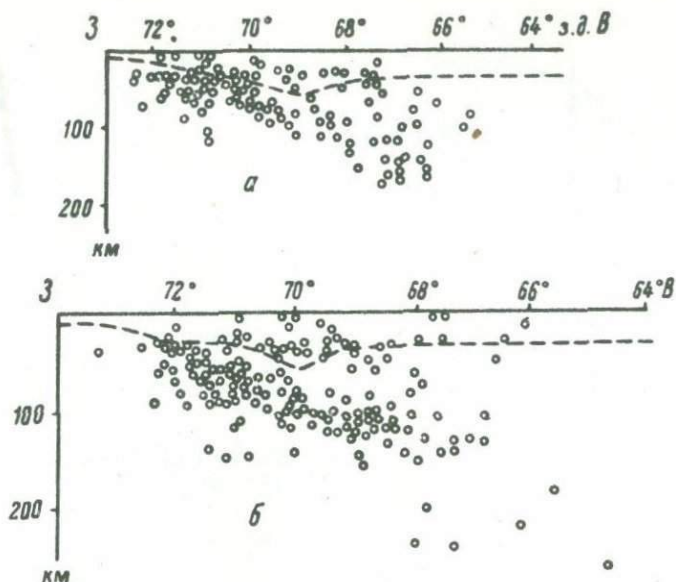


Рис. 16. Расположение очагов землетрясений под Перуанско-Чилийским глубоководным жёлобом (Kausel, Lomnitz, 1968; цит. по: Пушаровский, Архипов, 1972).

Касаясь вопроса сохранения жесткости или твердости пород земной коры на больших глубинах, Г. Беньоф (Benioff, 1954, p. 394) пишет: „Так как землетрясения как в океанических, так и в окраинных разрывных нарушениях проявляются до глубин 550–720 км, есть основание предполагать, что на этих глубинах породы земной коры сохраняют упругие напряжения скальвания или срезания и соответственно достаточную жесткость, чтобы обеспечить накопление необходимой энергии для проявления землетрясений. Более того, рассмотрение упругих деформаций в глубоких слоях Южной Америки обеспечивает доказательства накапливания упругих напряжений без ползучести или течения в период времени более 5 1/2 лет на глубине 550–650 км (Benioff, 1949). Разрез жёлоба Тонга показывает упругую (восстанавливаемую) ползучесть без течения в период времени 15 лет до глубины 650 км (Benioff, 1949). Поэтому в интервал времени порядка десятилетия земная кора в соседстве с разрывными нарушениями сохраняет жесткость (твердость) до уровня 700 км. Такая глубина рассматривается как предел нижней границы твердой земной коры. За геологически длительные промежутки времени земная кора может, конечно, приобретать вязкость или пластичность на этих (и меньших) глубинах. Вопрос о том, распространяются ли установленные разрывными нарушениями структуры в регионы, в настоящее время сейсмически неактивные, не может быть решен путем изучения отдельных объектов“.

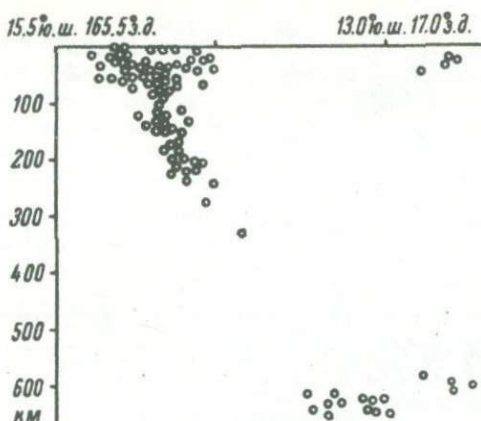


Рис. 17. Расположение очагов землетрясений под Ново-Гейбридским глубоководным жёлобом (Pascal et al., 1973).



Рис. 18. Расположение очагов землетрясений под Японским глубоководным жёлобом (Сугимура, 1970).

Выводы Г. Беньофа о жесткости или твердости материала земной коры или верхней мантии Земли на глубинах около 700 км основываются только на сейсмических данных. Если же рассмотреть материалы о температурах на этих глубинах, то можно прийти к заключению, что ни одна из горных пород на этих глубинах не может сохранить твердость и должна приобрести пластичность или расплавиться.

Так, например, А. Ритман (1964, с. 356, фиг. 106) приводит диаграмму распределения температур в земной коре, на которой видно, что уже на глубине 70 км, т.е. в 10 раз меньшей, чем указывает Г. Бенюф по сейсмическим данным, температура достигает 1700°C , и соответственно даже самые тугоплавкие горные

породы здесь должны перейти в расплав или стать пластичными.

Почему же тогда сейсмические данные показывают скорости распространения продольных волн землетрясений такие же, как в твердом теле? На этот вопрос дает ответ тот же А. Ритман (1964, с. 254), который пишет: „Аналогично (подобно палочке сургуча, — А.П.) ведет себя магма в отношении действия напряжений, создаваемых волнами землетрясений, наибольшая продолжительность колебаний которых порядка 10 с. Если время релаксации магмы больше, чем продолжительность колебаний, то магма ведет себя сейсмически как твердое тело, в котором распространяются также и поперечные волны. В противоположном случае она ведет себя как жидкость, которая не пропускает поперечных волн и в которой продольные волны могут распространяться только с замедленной скоростью”.

Если предположения А. Ритмана верны, то таким образом снимается кажущееся противоречие между большими глубинами с господством высоких температур и распространением продольных волн землетрясений с такими же скоростями, как в твердом теле.

Тихий океан

Перуанско-Чилийский жёлоб

Вторым наиболее детально изученным глубоководным жёлобом является Перуанско-Чилийский, причем в этом жёлобе производились не только геофизические исследования по выяснению топографии и структуры жёлоба, но и седиментологические и палеонтологические, доставившие ценные данные о характере осадков в жёлобе и связанных с ними комплексах макро- и микроорганизмов.

Сведения о структуре, осадках и остатках макро- и микроорганизмов излагаются в работах: Цен Е Ана (Zen E An, 1959) — по минералогии и петрографии образцов донных морских осадков, отобранных у берегов Перу и Чили; П.Д. Траска (Trask, 1961) — об осадконакоплении в современной геосинклинали у побережья аридной зоны Перу и Северного Чили; О.Л. Бэнди и К.С. Родолфо (Bandy, Rodolfo, 1964) — о распространении фораминифер и осадков на площади Перуанско-Чилийского жёлоба; Д.Е. Хейса (Hayes, 1966) — о геофизических исследованиях Перуанско-Чилийского жёлоба; Д.У. Шолла и др. (Scholl et al., 1968) — о спрединге дна океана и недеформированных осадках в Перуанско-Чилийском жёлобе; Г.Р. фон Катца (Katz, von, 1970, 1971) — о краевых вкругтхооскеанских тектонических обрушениях на примерах Чили и Новой Зеландии (1970) и о континентальной окраине Чили: является ли она результатом тектонического сжатия или растяжения (1971); Д.У. Шолла и др. (Scholl et al., 1970) — об осадках Перуанско-Чилийского жёлоба и спрединге дна океана; Д. Хейса (1970) — о Перуанско-Чилийском жёлобе; К.Р.Б. Ли-

стера (Lister, 1971) - о тектонических движениях в Чилийском жёлобе.

Цен Е Ан (Zen E An, 1959) попутно с изучением минералогии и петрографии осадков в Перуанско-Чилийском жёлобе уделил внимание исследованию ископаемых органических остатков, о которых он пишет так (с. 536): „Ископаемые органические остатки могут быть уверенно разделены на две группы: известковистые формы и формы, состоящие из изотропного материала, который не определяется даже рентгеновским анализом. Предположительно этот последний тип состоит из аморфного кремнезема. Известковистые раковины могут состоять из арагонита, но более обычны сложенные кальцитом. Действительно, большая часть образцов кальция связана с раковинами. Мегаископаемые, такие как раковины гастропод и пелеципод, довольно обычны в грубозернистых осадках на внутреннем склоне жёлоба; более обычны, однако, микроостатки, включающие большое количество фораминифер. Последние встречаются как в тонко-, так и в грубозернистом материале. Местами такой материал слагает почти всю пробу, как проба 65-6, существенная часть которой состоит из фораминифер размером около 1 мм, и проба 39-3, нижняя часть которой сложена белым меловым осадком, представляющим глобигериновый ил. Кремнистые организмы широко распространены во всех пробах, в которых встречается также обломочный кварц“.

В приведенном описании Цен Е Ана привлекают внимание два обстоятельства: первое - это наличие раковин пелеципод в грубозернистых осадках, что может свидетельствовать о мелководных условиях обитания пелеципод в недавнем геологическом прошлом и быстром погружении дна жёлоба на современные глубины, и второе обстоятельство - это нахождение арагонитовых и кальцитовых раковин фораминифер и моллюсков в жёлобе на глубинах, значительно больших, чем глубина поверхности компенсации карбоната кальция. Это легко можно объяснить также быстрым погружением дна жёлоба, которое в свою очередь может свидетельствовать о том, что глубоководные жёлоба в океанах являются структурами очень молодыми: неогеновыми и плейстоценовыми.

Автор следующей работы П.Д. Траск (Trask, 1961) пишет в заключении своей статьи (с. 118): „Как окончательное заключение могут быть отмечены: 1) ненормально высокое содержание в осадках органического материала, 2) относительно грубозернистый характер обломков минералов, образующих осадки, и 3) косо-слоистый тип осадков, отлагавшихся около аридной области Южной Америки, такой же как повсеместно в прибрежных осадках терригенного происхождения“.

Д.У. Шолл с соавторами (Scholl et al., 1968) обсуждают гипотезу растекания (спрединга) океанического дна и горизонтального залегания осадков в Перуанско-Чилийском жёлобе. На с. 868, 869 они пишут: „В осадочном заполнении Перуанско-Чилийского жёлоба отсутствуют достаточно убедительные признаки стратиграфического и структурного порядка, которые свидетельствовали бы

о спрединге. В течение по крайней мере последних нескольких миллионов лет, а может быть и большего промежутка кайнозойского времени жёлоб не был охвачен подвиганием океанической коры под континент... Работа Питмэна и Хертцлера показывает, что норма растекания дна от южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия в сторону континента была в среднем около 4,5 см в год; следовательно, в течение последних 10 млн лет продвижение осушествилось на 450 км. Данные о возрасте осадков, покрывающих поднятие, показывают такую высокую норму спрединга, как 10 см в год, начиная с позднего плиоцена. Источниками спрединга в направлении Перуанско-Чилийского жёлоба являются или являлись хребты Наска и Южный Чилийский. Мы исследовали соответствие этого предполагаемого спрединга в смысле возможного его отражения в структурных особенностях Перуанско-Чилийского жёлоба.

При спрединге предполагается, что пелагические осадки соскальзывают в направлении континентального блока по волнистым неровностям океанической коры и либо присоединяются к континентальной земной коре, либо вклиниваются под нее. В направлении океана второй базальтовый слой покрыт осадками мощностью 120-150 м. В связи с тем что мы не осведомлены о механизме, который мог бы свидетельствовать о каком-то способе повторяющегося тектонического «засасывания» слабоуплотненного или совсем неуплотненного осадка, который (механизм, - А. П.) внедрял бы этот осадок и скрывал бы его от акустического обнаружения, мы должны предположить, что спрединг, если он имел место, должен был смять осадки около оси жёлоба. Однако севернее Вальпараисо до перуанской границы заполнения жёлоба осадками отсутствует, за исключением изолированных участков, где ненарушенные, т.е. залегающие горизонтально, осадки имеют мощность несколько сотен метров. Этим объясняется отсутствие даже незначительного количества изолированных возвышенностей на некотором расстоянии от жёлоба в сторону океана со времени начала его формирования. Позднее мы приведем доказательства того, что жёлоб существовал по крайней мере с плиоцена. Пелагические осадки западнее жёлоба в большей или меньшей мере представлены известковистыми илами (оозами), поэтому можно согласиться, что они были удалены растворением вскоре после того, как были погружены на этой площади ниже 3500-метровой глубины - уровня компенсации карбоната кальция, так что пелагические осадки не могли по тектоническим условиям аккумулироваться в жёлобе. При этом должна была бы быть растворена довольно мощная толща карбонатных осадков и вскоре образоваться чехол из нерастворимого пелагического ила или вновь осажденного слоя некарбонатных терригенных осадков, снесенных с соседнего континента. Однако наличие карбонатных оозовых илов ниже регионального уровня компенсации карбоната кальция, так же как и покрывающего слоя некарбонатных осадков, широко известно в юго-восточной части Тихого океана, так же как и на склонах самого Перуанско-Чилийского жёлоба.

К югу от Вальпараисо жёлоб частично заполнен турбидитовыми слоями. Они установлены на основании горизонтального залегания внутренней отражательной поверхности заполнения, наличия каналов размыва и градиентных песчаных и алевроитовых слоев в пробах из жёлоба. Турбидитовые толщи непосредственно примыкают к очень крутым откосам, превышающим, возможно, 45° , образующим склон жёлоба со стороны суши. На многих участках толща турбидитов на внешнем склоне жёлоба несогласно перекрывает несколько сотен метров слабо отражающих слоев, падающих в сторону суши и параллельно поверхности пород основания (второй слой коры, подстилающий внешний склон жёлоба). Упомянутая толща осадков может быть прослежена в сторону океана от оси жёлоба до соседних участков, где образцы пород и соответствие отложений рельефу дна определяют эти осадки как пелагические. Следовательно, мощные турбидитовые осадки жёлоба перекрывают пелагические, образовавшиеся до начала развития жёлоба или на ранней стадии его формирования. Несомненно, что нетурбидитовые терригенные или гемипелагические отложения также были бы деформированы при спрединге перемещением к крутой стенке жёлоба, т.е. к его внутреннему склону. Однако профиль В-В — характерный профиль сейсмоакустического зондирования — через южную, заполненную осадками, часть жёлоба ясно показывает, что типичная при спрединге дна деформация осадков отсутствует. Кроме того, контакт между пелагическими и турбидитовыми осадками примыкает непосредственно к внутренней стенке жёлоба, указывая на отсутствие признаков бокового сдавливания даже непосредственно у основания континента. Таким образом, структурные взаимоотношения вполне определенно свидетельствуют, что толща осадков не была вовлечена ни в настоящее время, ни в прошлом в поддвижение под континент... Если стенка жёлоба со стороны континента движется в восточном направлении, то те же самые взаимоотношения ограничивают возможность того, что растекание дна океана имело место на каком-то расстоянии с внешней стороны жёлоба в течение времени, необходимого для накопления заполняющих его осадков.

Если толща турбидитовых осадков накапливалась в период растекания дна океана, то она должна была бы быть повторно деформирована под влиянием особенностей рельефа основания, продолжающегося в жёлоб с запада.

Растекание океанического дна от Восточно-Тихоокеанского поднятия не привело к предполагаемым стратиграфическим и структурным изменениям внутри осадочного заполнения Перуанско-Чилийского жёлоба к западу от берега Центрального Чили. Это относится также и к Средне-Американскому жёлобу, расположенному западнее Мексики и Центральной Америки. Если правильны предположения о возрасте недеформированных турбидитовых отложений в Перуанско-Чилийском жёлобе, то можно утверждать, что спрединга с позднего плиоцена здесь не было.

Более древние отложения, образовавшиеся до начала формирования жёлоба, или пелагические и гемипелагические осадки, сформир-

рованные в раннюю фазу его развития и подстилающие турбидитовое заполнение, также недеформированы и могут свидетельствовать о том, что растекание дна отсутствовало здесь в течение большей части кайнозоя.

Разрешение этого парадокса, очевидно, требует модификации основ уже предложенной модели спрединга. Возможно, латеральное движение коры от поднятия в стороны было вызвано ее деформацией, прежде чем это достигло жёлоба; может быть, растекание и оползание дна под континенты началось на какой-то неисследованной площади западнее жёлоба. Более трудное решение может коснуться, во-первых, скольжения в связи с перемещением континента Южной Америки в восточном направлении, противоположном тому, какое предусматривается гипотезой континентального дрейфа, и, во-вторых, растекания дна в период глобальной экспансии".

Г. Р. фон Катц (Katz, von, 1970, 1971) в своих работах обсуждает вопрос: образовался ли Перуанско-Чилийский жёлоб в результате напряжений сжатия или расширения. Склоняясь к последнему предположению, он в русском резюме статьи (1970, с. 900, 901) пишет: „На границе между Тихим океаном и континентом Южной Америки лежит подводный Перу-Чилийский грабен. Он (по данным геофизических и океанографических исследований) представляет собой тектонически нейтральную зону, в которой не отмечается ни сдвигания, ни растяжения, а только опускание".

Однако в статье 1971 г. можно прочесть и следующее (с. 1793): „Растекание дна океана и континентальный дрейф предполагают для тихоокеанского побережья Южной Америки надвигание континента и сжатие вдоль его окраины. Геологические данные, однако, показывают растяжение в этой зоне по крайней мере с миоцена. Складчатость Анд мигрировала на восток, прочь от Тихого океана, в направлении континента, в то время как тектоническое развитие вблизи континентальной окраины, которая является тыловой областью Андийской орогении, выразилось в обрушении земной коры, главным образом вдоль древних разломов — линеаментов, при этом господствующим напряжением было растяжение верхней части земной коры на площади с условиями боковых сжимающих усилий, постулируемых для тектонически активных континентальных окраин. Сжатие далее внутрь континента, прочь от этой окраины, и миграция в этом же направлении возрастных поясов складок обуславливают непосредственное проявление деструктивных процессов, которые имели место на границе континента".

Д. Хейс (1970), характеризуя строение Перуанско-Чилийского жёлоба, пишет следующее (с. 202): „Возможно, что жёлоб образовался в результате крутопадающих сбросов у основания континентального склона, сопровождавшихся прогибанием земной коры далее, в сторону моря".

В приведенных разносторонних характеристиках Перуанско-Чилийского жёлоба заслуживают внимания следующие его особенности: 1) крутизна внутренней (восточной) стенки и 2) примыкание непосредственно к ней горизонтально залегающих, недеформированных

осадков, которые, согласно гипотезе „тектоники плит“, должны „засасываться“ в „зону Беньофа“. Обе отмеченные особенности в совокупности надежно, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что и существование „зоны Беньофа“, и процесс „засасывания“ в нее океанической коры и совершенно неуплотненных осадков, заполняющих жёлоб, нереальны.

Алеутский жёлоб

Структура и тектоническая история Алеутского жёлоба охарактеризованы в работах: У. Студера (Studer, 1968) – о растягивающих напряжениях в очагах землетрясений под Алеутским жёлобом в связи с растеканием дна океана (спредингом); Р. фон Гюена и Дж. Дж. Шора (Huene, von, Shor, 1969) – о структуре и тектонической истории жёлоба; Дж. Шора (1970) – об островных дугах и континентальных окраинах Северной Америки; Р. фон Гюена (Huene, von, 1972) – о структуре континентальной окраины и тектонике Алеутского жёлоба; М. С. Марлоу и др. (Marlow et al., 1973) – о тектонической истории центральной части Алеутской дуги; Т.А. Гроу (Grew, 1973) – о структуре коры и верхней мантии центральной части Алеутской дуги. Мы здесь упомянем только первую статью, поскольку остальные почти повторяют ее содержание.

У. Студер (Studer, 1968) в абстракте статьи пишет так (с. 7693): „Отношение между гипотезой спрединга и особенностями землетрясений на Аляске в 1964 г. и на о-ве Рат в 1965 г., отмечавшиеся в предшествовавших исследованиях, способствовали дальнейшему изучению крупных землетрясений в Алеутской цепи. Были изучены 66 землетрясений, имевших место в течение 1957–1966 гг. Гипоцентры этих толчков пространственно разделяются на две самостоятельные группы. 12 землетрясений проявилось вдоль узкой полосы, непосредственно под осью Алеутского жёлоба или под его склоном, обращенным в сторону моря“.

Курило–Камчатский жёлоб

Характеристика рельефа и структуры Курило–Камчатского жёлоба приводится в немногих работах советских исследователей: Г.Б. Удинцева (1955, 1960, 1972), С.А. Федотова (1966) и О.В. Михайлова (1970).

Г. Б. Удинцев в работе 1972 г. пишет (с. 277): „Курило–Камчатский жёлоб – это узкое понижение дна, тянущееся от района Сангарского пролива на юге до Камчатского пролива на севере. Протяженность его достигает около 2200 км. В плане жёлоб имеет слегка дугообразные очертания, а его ось следует примерно параллельно берегам Камчатки и Курильских островов. На северо-востоке жёлоб пересекается под углом около 70° с Алеутским жёло-

бом на глубинах порядка 5600 м и резко выклинивается в Камчатском проливе. На юго-западе Курило-Камчатский жёлоб пересекается с Японским жёлобом под углом около 130° и отделяется от него седловиной глубиной около 6500 м. Наибольшая глубина жёлоба равна 9717 м (Михайлов, 1970).

На всем протяжении Курило-Камчатский жёлоб имеет характерный V-образный поперечный профиль. Этот профиль асимметричен вследствие того, что северо-западный склон имеет высоту 6-10 км, а юго-восточный - лишь 2-5 км. Крутизна склонов жёлоба составляет в среднем 7° , причем в верхней части склоны имеют крутизну всего $5-6^\circ$, а в нижней - до $20-25^\circ$. Склоны жёлоба повсеместно разбиты на систему тектонических уступов и ступеней, местами имеющих довольно значительную протяженность. Фактические углы наклона дна в пределах уступов могут достигать 45° и более, в то время как на поверхности ступеней уклоны дна снижаются до нескольких минут. Ступенчатый профиль склонов характерен для всех океанических желобов и свидетельствует о широком развитии разрывных дислокаций. Если можно предполагать, что в целом Курило-Камчатский жёлоб представляет собой геосинклинальный прогиб, то это прогиб, в значительной мере осложненный сбросами...

Когда мы говорим о V-образном профиле Курило-Камчатского жёлоба, то допускаем некоторую неточность. Действительно, в общем профиле жёлоб имеет такую форму, но в самой нижней части его почти повсеместно наблюдается полоса плоского выравненного аккумулятивного дна. На протяжении всего жёлоба ширина плоского дна, показываемого на геоморфологической карте в качестве поверхности аккумулятивного выравнивания, колеблется от 1 до 20 км и большей частью равна примерно 5 км. Типичная для океанических желобов V-образная форма поперечного профиля свидетельствует, видимо, о значительной или даже преобладающей роли разрывных нарушений в образовании этих прогибов".

Японский жёлоб

Под Японским жёлобом в узком смысле понимается тот отрезок системы глубоководных желобов, прилегающих к окраине Азии, который располагается к востоку от о-ва Хонсю - самого крупного из Японских островов. Характеристика основных черт структуры жёлоба и заполняющих его осадков по данным ГСЗ методом отраженных волн приводится в работах: У.Дж. Людвига и др. (Ludwig et al., 1966) - об осадках и структуре Японского жёлоба; И. Иwabuchi (Iwabuchi, 1968) - по топографии жёлоба, расположенного к востоку от Японских островов; Т. Рикитакэ (1970) - о геофизических и геологических данных по Японской островной дуге и ее обрамлению.

В первой работе авторы (Ludwig et al., 1966) так характеризуют структуру жёлоба (с. 2121): „Сейсмические профили, полученные методом отраженных волн и пройденные к востоку

от о-ва Хонсю, показали довольно однообразную мощность акустически прозрачной и предположительно однородной по составу толщи осадков вдоль внешнего хребта и морского склона Японского жёлоба, которая прослеживается по склону до дна последнего, где она примыкает к подножию континентального склона жёлоба. В некоторых местах акустически прозрачные осадки внешнего склона жёлоба внезапно обрываются, не достигнув дна жёлоба, образуя как бы подвешенную толщу и отражая, таким образом, оседание дна океана вблизи жёлоба, обусловленное проявлением постседиментационных разрывов, вызванных силами растяжения в породах дна океана. Сейсмическое зондирование показало, что склон жёлоба со стороны океана представляет нормальное океаническое дно, которое образует депрессию. Возникшие после образования внешнего склона жёлоба грабены по нормальным (крутым) сбросам наблюдаются на всем протяжении морского склона жёлоба с помощью технических средств зондирования и показывают, что процесс формирования жёлоба продолжается до настоящего времени. Разломы на внешнем склоне жёлоба интерпретируются как нормальные крутые сбросы, возникшие под действием сил растяжения...

Профили зондирования, пересекающие континентальный склон жёлоба, показывают, что этот склон сложен материалом с сейсмической скоростью 5.8 км/с, а глубина до границы Моховича определена в 26 км. Предварительная интерпретация на одном из профилей, пересекающих нижнюю часть континентального склона жёлоба, показывает, что контакт между породами, образующими островную дугу, и породами дна океана располагается западнее современной топографической оси жёлоба. Мощный клин осадков с низкой сейсмической скоростью установлен близ подножия континентального склона жёлоба; он показывает смещение топографической оси жёлоба в сторону океана с надстройкой в том же направлении окраины островной дуги, уменьшающей максимальную глубину жёлоба*.

И. Ивабучи (Iwabuchi, 1968) пишет о топографии Японского жёлоба следующее (с. 46): «В течение последних четырех-пяти лет Гидрографическая служба Японии сосредоточила подавляющую часть сейсмического зондирования в желобах вокруг Японских островов. Особенно детально методом зондирования были изучены части Японского жёлоба по соседству с районом Сунрику, жёлоб Идзу-Огасавара около Идзу Сиото и наиболее глубокая часть Курило-Камчатского жёлоба. Морфологические черты этих желобов весьма близки.

На континентальном склоне Японского жёлоба было обнаружено несколько глубоководных террас (рис. 19). Их распределение по глубине неодинаково, но соседние террасы весьма сходны между собой. Очевидно, что первоначально они образовывали непрерывные уступы, а позднее были разобщены какими-то движениями. Непрерывные уступы были установлены главным образом на склоне жёлоба со стороны континента. На внешней стороне и в центральной части обнаружены выступы или хребты, обладающие высотой в несколько сотен метров; иногда трогообразные депрессии, возможно, уплот-

Рис. 19. Расположение террас в Японском глубоководном жёлобе (Iwabuchi, 1968).

щенные осадками, выявлены на внутренних склонах хребтов. Вообще внешние склоны жёлоба монотонны по сравнению со внутренними, но несколько неглубоких депрессий обнаружено и на внешних склонах. Эти депрессии заметно удлинены по сравнению с глубиной и шириной; топографически они похожи на грабени. Глубина депрессий имеет тенденцию уменьшаться от нижней части склона жёлоба к верхней".

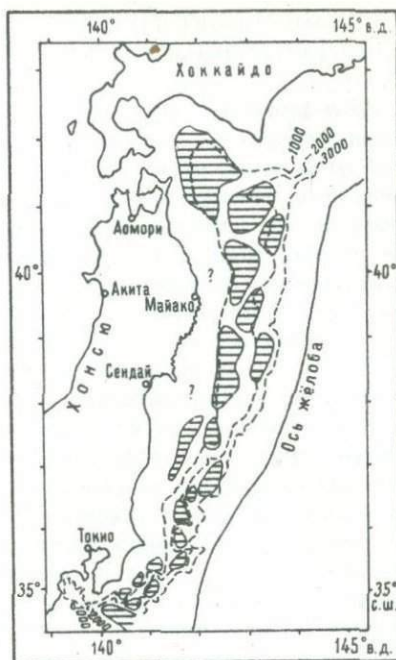
У.Ф. Таннер (Tanner, 1973) в заключении своей статьи характеризует глубоководные желоба и островные дуги как структуры, возникшие под действием растягивающих усилий в земной коре под ними. „Сжатие, — пишет он (с. 2205), — имело лишь небольшое значение в образовании и сохранении больших структур, которые расположены под глубоководными желобами и островными дугами; в действительности же эти структуры в полосе шириной 1700 км были обусловлены прежде всего растягивающими силами”.

По его мнению, здесь „отсутствует всасывание вниз пластин коры или литосферы, подталкиваемых сзади или втягиваемых вниз за передний погружающийся край...”

Решающим движением для островных дуг и площадей глубоководных желобов являлось только горизонтальное растягивание и горизонтальное же смещение в коре...

Многие авторы заключают, что концепция «всасывания» справедлива и согласуется с гипотезой, но такое заключение вообще противоречит их собственным данным и не должно быть принятым”.

Интерпретация У.Ф. Таннера наиболее легко объясняет явления, наблюдаемые в глубоководных желобах и на островных дугах (вулканизм), которые не могут быть поняты, исходя из концепции напряжений сжатия под желобами и проектирования под них „зоны Бенъофа”, выделение которой нам кажется вообще неправомерным.



О НЕПРАВОМЕРНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ТАК НАЗЫВАЕМОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ, ИЛИ ЗОНЫ БЕНЬОФА

„Зона Беньофа“, или „зона субдукции“, является одним из главнейших атрибутов „новой глобальной тектоники“, так как, не существуя этой зоны, океанические „плиты“ литосферы, встретив на своем пути окраины континентов, вероятно, предпочли бы надвигаться на эти окраины, преодолевая тяжесть толщи воды и воздуха, а не вклиниваться в зону субдукции под влиянием гипотетического „засасывания“, обусловленного не менее гипотетическими конвекционными токами в мантии. В настоящее время, несмотря на то что в литературе, как это было показано нами выше, глубоководные желоба стали рассматриваться как многоступенчатые грабени, ограниченные крутопадающими сбросами, возникшими под действием растягивающих напряжений в верхней части земной коры, „зона Беньофа“ продолжает оставаться одной из основных деталей механизма тектоники плит. Существованию „зоны Беньофа“, по нашему мнению, противоречат следующие данные: 1) установление глубоководных землетрясений непосредственно под дном глубоководных желобов или под их морским склоном; 2) сомнения, высказываемые некоторыми вулканологами в том, что генерированная на больших глубинах в „зоне Беньофа“ магма может без заранее существовавших разломов пробить себе самостоятельно путь через монолитную толщу горных пород мощностью в десятки километров к эруптивным аппаратам вулканов, расположенных на островах той или иной островной дуги; 3) структура глубоководных желобов, ограниченных крутыми сбросами с террасовидными площадками между ними.

Х. Симamura и Т. Осада (Shimamura, Osada, 1975, р. 137) пишут: „Т-волны (сейсмические волны в воде, — А.П.), которые были вызваны глубоководными землетрясениями, были обнаружены рядом установленных на дне сейсмографов, расположенных в бассейне западной части Тихого океана. Что очаги генерирования Т-волн были расположены точно под дном желобов (Японского и Бонин-Палауского, — А.П.), было установлено точным определением скорости распространения сейсмических волн в воде, полученных от искусственных взрывов. Однако местоположение гипоцентров землетрясений слегка (10–35 км) смещено от оси желобов в сторону моря. Т-волны генерированы сейсмическими волнами, которые переданы от фокусов землетрясений под дном желоба вдоль оседающего блока литосферы. Интенсивность наблюдавшихся Т-волн производит впечатление, что значение Q вдоль погружающейся части литосферы более, чем 4000. Положение центров возникновения Т-волн соответствует скоростям от 8,2 до 8,6 км/с стратифицированной структуры океанической литосферы. Т-волны от мелкофокусных землетрясений под нижним континентальным склоном также ясно фиксированы донными сейсмографами“.

Сходные соображения высказывает Л.Н. Балакина (1974) в работе об очагах землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана. На с. 133 она

пишет об этом следующее: „Если нам удалось выявить закономерности в ориентации напряжений, то не удалось путем сопоставления ориентаций возможных плоскостей разрыва в очагах установить какие-либо закономерности для них. Это объясняется следующими причинами. Для каждого исследованного очага землетрясений мы определяем, и притом с некоторой ошибкой, два возможных положения плоскости разрыва. В реальных же очагах землетрясений мы можем ожидать возникновение разрывов различной ориентации. Так, в районе Японии, Курильских островов и Камчатки, кроме основных разрывов, имеющих то же простирание, что и тектонические структуры, наблюдаются по геологическим данным разрывы, секущие структуры под некоторым углом. Поэтому трудно решить, какая из возможных плоскостей разрыва в исследуемом очаге является более вероятной и с каким реальным разрывом может быть сопоставлена“.

И далее (с. 146): „Что касается геофизического смысла фокальных зон, падающих под континент, то в очагах землетрясений в пределах этих зон могут возникнуть разрывы различных ориентаций, в том числе почти перпендикулярные фокальной зоне и сопровождающиеся поднятием океанических крыльев и опусканием континентальных. На основании этого можно полагать, что фокальные зоны представляют не единые глубинные разломы, а зоны нестабильности в общем поле напряжений, где могут возникнуть разрывы той или иной ориентации“.

О различной ориентировке в пространстве поверхностей разрывов, с которыми ассоциированы очаги землетрясений, говорят также Р.К.С. Чухан и В.К. Сривастава (Chouhan, Srivastava, 1975) на основе анализа материалов землетрясений в северо-восточной Индии.

Ким Чун Ун и Р.И. Сухомлинова (1974) выделяют под северо-восточной Японией две фокальные зоны землетрясений, из которых одна наклонена под Японские острова, а другая – в сторону Тихого океана.

Что касается проявления вулканизма в сейсмоактивных островных дугах и неспособности магм проникнуть к поверхности, то А. Ритман пишет по этому поводу следующее (1964, с. 305): „Подкорковая оливино-базальтовая магма совершенно неспособна прорваться на поверхность собственной силой, если отсутствует уже готовый для нее путь в виде зияющих трещин“.

Даже для больших объемов магмы в виде диапиров В.В. Белоусов (1975б) считает необходимым наличие заранее подготовленных путей в виде глубинных разломов, о чем он пишет так (с. 224): „Там, где литосфера разделена параллельными глубинными разломами на длинные глыбы, диапиры принимают форму таких же параллельных гребней, разделенных длинными впадинами в кровле астеносферы. Удлиненную линзовидную форму принимают и астенолиты. В этом мы видим причину общераспространенной линейности тектонических зон“.

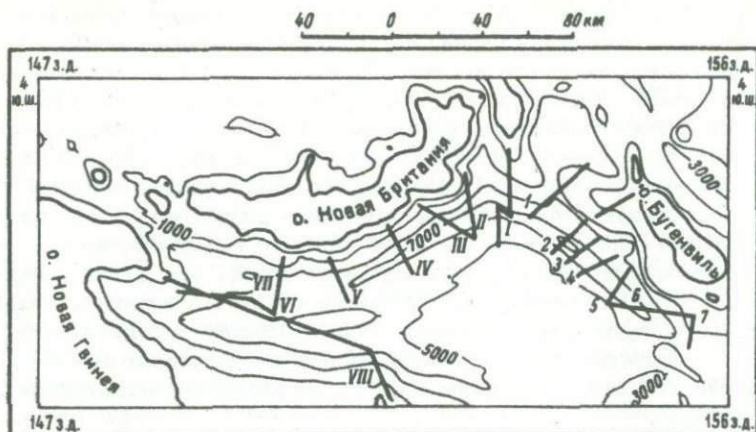


Рис. 20. Расположение Ново-Британского и Бугенвильского глубоководных желобов (Удинцев, 1972).

Согласовать грабенообразную форму глубоководных желобов, ограниченных крутопадающими разрывами, обусловленными растягивающими напряжениями в земной коре, с наличием наклонной „зоны Беньофа“, в которой господствуют одновременно напряжения сжатия и „засасывания“, можно только чисто умозрительно.

Возможна ли такая трансформация силового поля напряжения растягивания в земной коре под дном глубоководных желобов в силовое поле сжатия в том же элементарном объеме литосферы с точки зрения механики, автору судить трудно, но кажется невероятным, чтобы в некотором объеме одновременно могли существовать и сжатие, вызываемое сжимающими напряжениями, и расширение, обусловленное растягивающими напряжениями, т.е. чтобы на некоторой глубине под дном желобов был участок, где вертикальные разломы, ограничивающие тот или иной желоб, вызванные силами растяжения, превращались в разломы с углом наклона около 30° к горизонту с господством в них сжимающих усилий; словом, нам представляется невероятным сосуществование глубоководных желобов, ограниченных по бокам глубинными разломами земной коры и мантии, с „зоной Беньофа“, наличие которой не может быть подтверждено полевыми геологическими наблюдениями. Если отказаться от этой зоны, то легче объяснить и проявление вулканизма на островах, соседних с глубоководными желобами, и на дне глубоководных желобов. Автору настоящей работы кажется, что в земной коре тектонические структуры, обусловленные растягивающими напряжениями, распространены очень широко, о чем, в частности, может свидетельствовать мировая система рифтов.

Нельзя не обратить внимания и еще на одно обстоятельство в построениях Г. Беньофа, а именно: семь из девяти (кроме Ново-Гибридского и Тонга-Кермадекского) перечисленных выше регионов,

где предполагается наличие „зон субдукции“, связанной с глубоководными желобами, расположены у побережий континентов, но известны глубоководные желоба и по соседству с небольшими островами Тихого океана, такие, например, как Бугенвильский и Ново-Британский, расположенные около одноименных островов. Желоба эти расположены так (рис. 20), что если с ними связывать „зону субдукции“, то возникает вопрос: куда же наклонить эту зону — под о-ва Бугенвиль и Новую Британию или под Новую Гвинею? Если избрать первый путь, то зона, будучи продолженной до глубины 700 км, при падении 30° , как предполагает Х. Куно (1970) для „зоны субдукции“, связанной с Японским желобом, подсечет о-ва Новая Британия и Бугенвиль и выйдет под океаническое дно с противоположной стороны этих островов. Кроме того, так как Ново-Британский и Бугенвильский желоба в плане пересекаются под углом около 115° , то необходимо, по-видимому, предполагать наличие на этом небольшом по площади участке земной поверхности не одной, а целых двух „зон Бенъофа“, в которые (как в Ново-Британскую, так и в Бугенвильскую) трудно „засосать“ тот небольшой участок литосферы, который расположен между о-вами Новая Гвинея, Новая Британия и Бугенвиль.

О СУСПЕНЗИОННЫХ ИЛИ „ТУРБИДИТОВЫХ ПОТОКАХ“ И ИХ РОЛИ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Поскольку подавляющее большинство зарубежных морских геологов отводит большую роль в заполнении терригенными осадками глубоководных желобов турбидитовым потокам, уместно остановиться на этом вопросе и оценить долю участия этих потоков в заполнении глубоководных желобов.

Творцом термина и понятия „турбидитовые потоки“ является Ф. Кюнен (Kuenen, 1937, 1951; Kuenen, Migliorini, 1950), который в лабораторных условиях, экспериментируя с наклонными лотками, по которым сливалась взмученная взвесь из смеси разнозернистых песков и глин, в отстойнике получал осадок с градиентной слоистостью, в котором внизу располагался более грубозернистый песок, сменявшийся кверху все более и более мелкозернистым, а у самого верха слоя градиентного осадка располагался глинистый, тонкозернистый материал. И хотя плотных турбидитовых „живых“ потоков в морях и океанах, кажется, еще никто не наблюдал, а градуированные слои, по мнению Ф. Шепарда (1964, с. 238, 239), могут образоваться „в отложениях речных потоков, а также в море, если шторм взмучил донные осадки и они после этого снова осели на дно“, тем не менее эксперименты Ф. Кюнена получили широкую известность, и за рубежом во всех случаях, когда в океанах на больших глубинах обнаруживали терригенные осадки с градиентной текстурой, их считали отложениями турбидитовых потоков. Лишь немногие зарубежные исследователи продолжают руководствоваться

идеями о мелкозернистом происхождении грубозернистых осадков; таким же является и представление автора настоящей работы.

Автор этих строк также произвел опыт, сходный с опытами Ф. Г. Кюнена, но только без наклонного лотка и сточного желоба. В стеклянный цилиндр диаметром около 10 см и высотой до 20 см была помещена беспорядочная (несортированная) смесь грубо- и мелкозернистого песка и глины около 10 см, и все это было залито водой, уровень которой находился на 2–2.5 см выше уровня суспензии (смеси), после этого цилиндр был герметически закупорен. Через несколько месяцев спокойного стояния в цилиндре можно было отчетливо наблюдать градиентную текстуру загруженной смеси, когда у дна цилиндра находился слой из грубозернистого песка, выше располагался слой более мелкозернистого песка и, наконец, в самом верху суспензии – глинистый (илистый) слой. Чем больше проходило времени, тем яснее проступала градиентная текстура осадка. Произошла естественная дифференциация материала по гранулометрическому составу и плотности без какого-либо участия турбидитовых потоков.

Однако эксперименты Кюнена привели к тому, что большинство морских геологов на западе ухватились за них как за средство, объясняющее все случаи находок грубообломочных осадков на больших глубинах океанов, средство, не только связанное с переносом грубых песков, гравия и галечников по дну океана на сотни километров, но и способное производить подводную эрозию океанического дна до формирования подводных каньонов таких грандиозных размеров, как подводный канал Маури включительно (Maury), описанный Н. З. Черкисом с соавторами (Cherkis et al., 1973) в северо-восточной части Атлантического океана.

Этот каньон или канал, по мнению Н. З. Черкиса с соавторами, начинается на южном склоне Фарерско-Исландского подводного хребта, протягивается, меандрируя, на 350 км к югу, где впадает в Иберийский бассейн. Касаясь вопроса о происхождении канала, авторы пишут (с. 1602): „Турбидитовые потоки обычно рассматриваются как первоначальные процессы в формировании широко распространённых глубоководных морских каналов... Таким образом, разумно сделать вывод о том, что образование канала Маури было по крайней мере частично зависимо от турбидитовых потоков, возможно имевших место в то время, когда плейстоценовое осадконакопление способствовало образованию турбидитовых потоков, приведших к образованию канала Каскадия (Griggs, Kula, Katers, 1970; Griggs, Kulm, 1970) в северо-восточной части Тихого океана“.

Нам кажется, что прорезать в твердых породах океанического дна даже в начальную стадию формирования и только частично меандрирующую долину длиной в 3500 км, шириной в несколько километров и глубиной до 800 м турбидитовые потоки едва ли могли, если учесть, что наклон дна канала выражается всего лишь в 51 см на километр, а направление канала меандрирует. Скорее можно предположить, что канал Маури представляет собой затопленную речную долину, погружившуюся на современные глубины океана в

течение плиоцена-плейстоцена. Что касается роли турбидитовых потоков в эрозии океанического дна и транспорте продуктов эрозии, то создается впечатление, что эта роль сильно преувеличена. Э.Л. Уинтерер и Д.Л. Дэрхем (Winterer, Durham, 1962, p. 323) так, например, характеризуют донные турбидитовые потоки: „Турбидитовые потоки, которые текут по дну бассейна стоячей воды, исследованы в лаборатории Беллом (Bell, 1942) и Кюененом (Kuenen, 1937, 1938; Kuenen, Migliorini, 1950) и изучались в озерах (Gould, 1951, с. 38, 39). Турбидитовые потоки, текущие по дну в морях, фактически не наблюдались (разрядка моя, — А.П.), хотя многие авторы привлекали такие потоки для объяснения осаднения прослоев песка... или градуированных слоев песка в современных глубоководных морских осадках“. И далее (с. 324): „Турбидитовые потоки в оз. Мид (Gould, 1951) транспортируют на большие расстояния много тонкоотмученного материала, вносимого в головную часть озера рекой Колорадо. Многие потоки проникают на всю длину озера, — расстояние более 70 миль при среднем наклоне дна озера от 3 до 5 футов на милю. Скорость потоков, переносящих главным образом илистый материал, изменяется от 1 фута/с в верхнем конце озера до 0.25 фута/с в нижнем. Измерения показали, что потоки имеют только немного футов толщины и градиентную вертикальную плотность. Эффективное различие в плотности, измеренное в одном потоке, изменялось от 0.001 у верхней границы до 0.200 у дна“.

Очевидно, приведенные данные подтверждают высказанные выше сомнения в способности мутьевых потоков эродировать дно океанов и переносить на многие сотни километров в более плотной, чем в оз. Мид, океанической воде при огромном гидростатическом давлении не только илистый, но даже гравийный и галечный материал.

Что касается градиентных слоев терригенных осадков, обнаруживаемых на абиссальных глубинах океанов, то можно предполагать, что образующие их обломки первоначально осаждались в условиях мелководья, затем были взмучены штормовым волнением и вновь выпали на дно в тех же условиях; в дальнейшем, в плиоцене или в четвертичное время, они погрузились на глубины, где в настоящее время обнаружены. Часто в таких градиентных слоях присутствуют весьма мелководные организмы, в частности зеленая водоросль *Halimeda*, которая без солнечного освещения (фотосинтеза) существовать не может. Указания на присутствие этой водоросли в „турбидитовых“ осадках с больших глубин в Атлантическом океане, где она встречается вместе с мелководными бентонными фораминиферами, имеются, в частности, в работе Д.Б. Эриксона с соавторами (Ericson et al., 1952).

О том, что в плиоцене и плейстоцене океаническое дно могло погрузиться на большие глубины, имеются данные во многих работах, которые будут рассмотрены ниже; сейчас же приведем только одну работу Б.И. Васильева (1975) о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. На с. 899-900 Б.И. Васильев

пишет следующее: „В 1964–1974 гг. автором было проведено драгирование в Японском и Охотском морях и в Курило–Камчатском и Японском желобах.

В результате этих работ было установлено, что склоны глубоководных котловин и желобов сложены в основном неогеновыми отложениями, характеризующимися во всех изученных районах удивительным сходством состава, структур, текстур и условий залегания... Это преимущественно зеленовато-серые или желтоватые легкие некрепкие туффиты, туфогенные алевролиты и туфодиадомиты, реже туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты и туфы. При драгировании эти породы отрывались от коренных обнажений в виде корявых угловатых глыб, пронизанных многочисленными норами и ходами беспозвоночных. Основная масса пород состоит из алевролитового туфогенного материала с включениями обломков стекла, кварца, плагиоклаза, скелетов диатомей, радиолярий и фораминифер. Часто также встречаются зерна глауконита, обрывки листочков биотита, хлорита и скопления идинггита. Грубообломочный материал в туфогравелитах и туфоконгломератах представлен в основном кремнистыми породами, а также различными эффузивами и гранитоидами... Возраст рассматриваемых отложений повсеместно охарактеризован спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами, а местами остатками микро- и макрофауны как верхний миоцен-нижний плиоцен.

В спорово-пыльцевом комплексе господствует пыльца древесных растений при невысоком содержании спор высших споровых растений, пыльцы трав и кустарников. Среди голосемянных преобладают *Pinus* и *Tsuga*, обычны *Abies* и *Picea*. Встречается также пыльца *Taxodiceae*, *Podocarpus*, *Texakaceae*. Покрытосемянные представлены мелколиственными *Alnus* и *Betula*. Значительный процент составляют *Ulmaceae*, *Juglandaceae*, *Tiliaceae*. Изредка встречаются субтропические формы. Среди спороносных встречены *Licopodium*, *Botrichium*, *Osmunda*, *Cyatea*, *Adiantum* и *Polypodiaceae*. Диатомовый комплекс представлен морскими видами. Большинство видов неритические, меньше сублитеральных.

В Японском море, на склоне зал. Петра Великого, рассматриваемые отложения развиты от бровки шельфа до глубин 2000–2500 м, на склоне Японского жёлоба – до глубины 2500 м, а на склоне Курило–Камчатского жёлоба к юго-востоку от о-ва Шикотан – до глубины 2000 м.

Как уже отмечалось, глыбы всех разновидностей пород туфодиадомитовой толщи повсеместно пронизаны большим количеством нор, диаметр их до 3–5 см. Норы трубчатые, линейные (прямые) или изогнутые, иногда ветвящиеся. Поверхность их гладкая, редко морщинистая. Сохранность нор хорошая, количество их иногда достигает 60–70% объема породы. Стенки нор ожелезнены, иногда покрыты черными железомарганцевыми корками. Большинство нор заполнено серым и плотным алевритом. Поверхность глыб известняков иссверлена моллюсками и напоминает губку.

Образцы со склонов зал. Петра Великого (глубина 2200 м), Курило-Камчатского жёлоба (глубина 1600*м), Курильской котловины (800 м) и Японского жёлоба (глубина 1200 м) были просмотрены Р. Ф. Геккером. По его заключению, все они очень сходны между собой.

Крупные норы скорее всего принадлежат десятигогим средне-хвостным ракам *Callianassa* и *Upogebra*, известным с мела и доныне как обитатели самых мелких вод (литераль и самый верх сублитерали). Некоторые образцы пронизаны большим количеством тонких (3-5 мм) норок многощетинкового червя *Polidora*, который также типичен для мелкого моря.

Таким образом, глубина моря, на которой зарывались ракообразные и черви, была небольшой (скорее всего несколько метров, возможно - первые их десятки)...

В то же время сейчас эти отложения находятся на разной глубине, возрастающей по мере удаления от берега.

Для суждения о времени образования нор из образца туфодиаомита, поднятого со склона Курильской котловины с глубины 600 м, был произведен спорово-пыльцевой и диатомовый анализ плотных алевритов, выполняющих норы. Возраст этих алевритов оказался верхнеплиоценовым-нижнеплейстоценовым (определения Л.А. Тобяковой и В.П. Болдыревой)... Следовательно, опускание происходило уже в четвертичное время... Такой же процесс указывают для Японского жёлоба А. Индзима и Х. Кагами. В ряде мест отмечены блоковые опускания по разломам, придающим склонам ступенчатую форму.

Подтверждением недавних опусканий дна Японского моря служит также геологическое строение подводной возвышенности Ямато, и в частности наличие на ней плиоценовых пляжевых конгломератов, опущенных на глубину до 700 м (Васильев, Маркевич, 1973). В Филиппинском море опускание доказывается строением подводного склона о-ва Минамиогаги (о-ва Бородино), где с глубины 3000 м нами при драгировании были подняты рифогенные известняки с эоценовыми нуммулитами (Васильев, 1974). Подобные данные известны и для других мест*.

Приведенные материалы Б.И. Васильева с неоспоримой достоверностью свидетельствуют, что в течение плиоцена-плейстоцена многие большие площади дна океанов и их окраинных морей опустились на несколько тысяч метров. Аналогичные погружения дна океанов по другим районам мира будут охарактеризованы ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КОНТРАКЦИИ ЗЕМЛИ

Приведенные выше данные Б.И. Васильева (1975) о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северу-западной окраины Тихого океана относятся только к небольшому участку тихоокеанского побережья. В литературе, однако, имеются многочисленные указания на ряд геологиче-

ских явлений, свидетельствующих о прогрессирующем углублении океанов, причиной которого, вероятно, является контракция Земли. К числу таких явлений в первую очередь относятся: 1) региональное погружение в форме прогибания или оседания по разломам или более локальное рифтовое оседание дна океанов и морей; 2) наличие на больших глубинах затопленных скульптурных террас с площадками, покрытыми мелководными отложениями, иногда содержащими мелководные организмы; 3) распространение в океанах плосковершинных гор (гайотов) со следами волновой абразии, мелководными осадками и организмами на их вершинах; 4) наличие на шельфах и континентальных склонах дна океанов подводных каньонов; иногда такие каньоны имеют большую длину и меандрируют в пределах абиссальных равнин; 5) нахождение на абиссальных глубинах океанов мелководных осадков и остатков мелководных и даже наземных (континентальных) организмов. Имеются и другие признаки, свидетельствующие о прогрессирующем углублении современных океанов и их окраинных морей, которое может быть следствием контракции земного шара.

А т л а н т и ч е с к и й о к е а н

Региональные погружения дна

Ф. Штраух (Strauch, 1970) описывает погружение, по-видимому, существовавшего в позднекайнозойское время континентального перешейка Туле между Европой и Северной Америкой следующим образом (с. 383): „Теория, что северо-атлантические острова представляют собой, возможно, реликты кайнозойского материкового перешейка между Европой и Америкой, сегодня отрицается. Однако палеонтологи и биогеографы собрали многочисленные доказательства того, что такой перешеек мог существовать до позднего кайнозоя. Так, например, как биота этих островов, так и литоральная морская фауна носит реликтовый характер. На основании изучения третичных, четвертичных и современных морских мягкотелых и их групп выяснилось, что их развитие в Атлантическом океане происходило обособленно и что, следовательно, обе части морей не имели связи долгое время в течение кайнозоя. До плейстоцена имелся только европейский пролив, доходивший до Тетиса. Вероятно, такой пролив, проходивший через Среднюю Гренландию, имелся также в палеогене (?). Имеются различия между европейско-атлантической и американской биотой, что можно объяснить существованием Девис-Баффина залива. Материковая связь через о-ва Элсмир и Северную Гренландию существовала по крайней мере с олигоцена. В неогене можно найти доказательства движения по этому пути. Отделение двух частей океана и изменение течений в морях по сравнению с сегодняшним днем оказали далеко идущие последствия на палеоклимат. В субполярной области доказано неогеновое оледенение или охлаждение, едва проявившееся в Западной и Север-

ной Европе. По миграции морских мягкотелых можно доказать нарушение перешейка Туле на рубеже плио-плейстоцена".

В 1967 г. Дж.У. Керр (Kerr, 1967) описал погруженный под уровень Лабрадорского моря блок континентальной земной коры. По его мнению, реконструкция морфологии дна моря с учетом его глубин заставляет предполагать в осевой части впадины наличие линзовидного блока земной коры континентального типа. Об этом могут свидетельствовать отрицательные аномалии магнитного и гравитационного полей. Аналогичные блоки — останцы, — по-видимому, существуют под всеми срединными океаническими хребтами.

В 1975 г. об опускании континентальной коры в Атлантическом океане к северу от Исландии писал В.В. Белоусов (1975а, с. 93): „По предварительным результатам экспедиции на океанографическом судне «Академик Курчатов» в 1971 г. к северу от Исландии есть убедительные признаки, что почти вся область, лежащая между Исландией, Ян-Майеном, Фарерскими островами и Гренландией, за исключением узкого срединного хребта, геологически недавно была сушей. Последняя после отложения слоя континентальных осадков была залита платобазальтами и затем погрузилась, превратившись в морской бассейн с глубинами до 3 тыс. м".

О континентальном характере коры в северной части Атлантического океана пишет также А.А. Мейергоф (Meyerhoff, 1974, р. 423): „Более чем 60% покрытой водой площади северной части Атлантического океана между 62 и 82° с.ш. явно подстилается континентальной корой. Наиболее крупная площадь с ненарушенной континентальной корой расположена от Шотландии до Гренландии под Фарерскими островами, Исландией и Гренландским хребтом. Глубина до раздела Мохоровичича под этим хребтом изменяется от 30–40 км восточнее и западнее Исландии до более чем 40 км под самим островом Исландия. Континентальная кора распространяется и в северном направлении под хр. Ян-Майен и развита повсеместно под Баренцевым шельфовым морем, западная окраина которого примыкает к Гренландии".

О погружении дна Северного моря в кайнозой сообщает Р.Г. Кларк (Clarke, 1973), который (с. 329) в абстракте статьи пишет так: „Погружение внутри части третичного бассейна установлено на основе эмпирически выясненного взаимоотношения между временем и величиной погружения. Максимальная норма погружения увеличилась приблизительно от 1 см в тысячу лет в меловом периоде до более чем 50 см в тысячу лет в течение четвертичного времени. Половина погружения бассейна имела место со среднего миоцена (15 млн лет). Начало погружения бассейна имеет связь с тектоническим растягиванием коры. Кайнозойская фаза ускоряющегося растяжения показывает присутствие весьма подвижного слоя, способного перемещать материал коры в латеральном направлении".

П.Е. Кент (Kent, 1975) описывает развитие бассейна Северного моря и земную кору под ним, при этом он выделяет в пределах акватории моря две внутрикратонные впадины. Северная впадина обособилась в девонское время, а южная — в карбоне. В перм-

ский и триасовый периоды южная впадина продолжала испытывать общее погружение основания, а в пределах северной впадины и среднего поднятия образовались рифтовые структуры. Особенно активное проявление рифтообразования имело место в течение юры и раннего мела. В поздне меловую эпоху активность рифтообразования резко сократилась. Глубокое погружение основания продолжалось в северной впадине в рифтовом грабене «Викинг» и в нескольких узких трогах на юге. Ни одна из рифтовых структур не сопровождалась раздвиганием коры. Дно глубоких рифтовых долин сложено докембрийскими или девонскими породами. В третичное время бассейн Северного моря развивался как единая синеклиза. Максимум погружения приурочен к главной рифтовой системе, хотя очевидной связи погружения с разрывными нарушениями не обнаруживается. Развитие положительных структур показывает много общего, за исключением поднятий в позднем триасе, которые синхронизируются с разновозрастными движениями в Нидерландах и на прилегающих территориях; последовательность событий хорошо коррелируется и с историей геологического развития Англии.

Мелководные осадки и организмы на больших глубинах

Ж. Гоннорез с соавторами (Honnorez et al., 1975) охарактеризовали крепкий мелководный известняк с вершины подводного хр. Вема — боковой ветви Срединно-Атлантического хребта, о котором они сообщают следующие данные (с. 8): «С привершинной части бокового хребта Вема, с глубин 2200–2900 м, драгой был поднят крепкий мелководный известняк, содержащий мелководные бентонные фораминиферы, обитающие на глубинах, меньших 30 м, зеленые водоросли, обломки раковин гастропод, пеллеципод, крабов, а также неорганические осиды и пеллоиды наряду с обломками кристаллов кварца, ортоклаза и микроклина размером до 1 мм. Наземная и подводная перекристаллизация известняка доказывается изотопным анализом кислорода и углерода. Присутствие в известняке *Parafavreina* (краба из группы *Anomura*) указывает на возможный его мезозойский возраст.

Обнаружение этого мелководного мезозойского известняка на глубине более чем 2800 м должно подтвердить существовавшее предположение, что в разломной боковой зоне Вема представлен не блок коры, образовавшийся при спрединге дна океана».

В заключение авторы делают следующие выводы: «1) компоненты, образующие известняк, представляют гомогенный ансамбль, характеризующий условия отложения известняка как мелководно-платформенные; 2) известняк по возрасту, вероятно, не моложе, чем мезозойский; 3) обломки кристаллов кварца, ортоклаза и микроклина, содержащиеся в известняке и имеющие размеры до 1 мм, поступили во время образования известняка из близости расположенной области питания, сложенной гранитом, возможно с гранитных щитов северо-востока Южной Америки или Западной Африки;

4) блок коры, покрытый известняком, должен был подвергаться крупным вертикальным движениям, до эпизодов осушения включительно; 5) если имело место раздвижение дна на этой площади со скоростью около 1,2 см/год, то блок, покрытый известняком, не двигался”.

И.О. Мурдмаа (1976) в предварительной информации о результатах глубоководного бурения с борта „Гломара Челленджера” во время его 43-го рейса в западной части Атлантического океана, и в частности о скв. 384, пишет (с. 134): „Весьма интересной оказалась скв. 384, пробуренная на гребне подводного хребта (глубина 3900 м) вблизи континентального склона Большой Ньюфаундлендской банки, в которой (скважине, — А.П.) под непрерывной толщей пелагических осадков были вскрыты мелководные ракушечные и рифовые известняки нижнего мела. Эти известняки, расположенные на глубине более 4300 м от уровня океана, неоспоримо свидетельствуют об одном из наиболее значительных по амплитуде опусканий дна, пока обнаруженном в Мировом океане”. Приведенные данные позволяют заключить, что в районе скв. 384 дно океана с раннемеловой эпохи, т.е. за 132 млн лет, опустилось, как минимум, на 4000 м, т.е. в среднем со скоростью 3 см за 1000 лет.

Д.Г. Робертс (Roberts, 1975a) описывает отложение эвапоритов в южной части Атлантического океана, о которых он сообщает следующее (с. 65): „Аптские отложения соли в южной части Атлантического океана находятся на расстоянии 250 км от побережья и подстилают континентальное поднятие у берегов Бразилии и Анголы, располагаясь на глубине 4000 м. Эти отложения соли не проявляются южнее Китового хребта и подножия Рио-Гранде и, очевидно, лежат на океанической и континентальной коре. Геологические данные и реконструкции апт-среднебарремских условий дают возможность предполагать, что доаптская южная часть Атлантического океана была закрыта с обоих концов, поэтому широко распространенное накопление соли происходило как на океанической, так и на континентальной коре”.

Подводные террасы и следы былых береговых линий

Особенности строения окраинных плато на примере плато Вёринг характеризует О. Д. Корсаков (1975), который на с. 411 пишет следующее: „Одним из крупнейших геоморфологических элементов континентальной окраины Скандинавии является плато Вёринг, приблизительные координаты которого 66-68° с.ш. и 0°20'-6°20' в.д. Его ширина 180 км, а площадь 21 000 км². Минимальная глубина над плато 1185 м. В кайнозойское время внешняя часть плато была выведена из-под уровня моря. При этом последовала эрозия центральной части плато, наиболее приподнятой, и интенсивный

вынос продуктов денудации в северную и особенно в южную краевые части. Общее погружение плато произошло в неогеновое время".

Индийский океан

Рифтовые долины срединных хребтов

Д. Х. Мэттьюз (1970, с. 93) изучил структуру северного окончания хр. Карлсберг, о которой он пишет следующее: „Сопоставление батиметрических данных и магнитометрических профилей позволяет установить местонахождение срединного грабена хребта, наметить его на карте и выделить четыре зоны смещения этого грабена по небольшим поперечным разломам к северу от экватора. Амплитуда смещения по трем из этих зон составляет не менее 30 миль. Они располагаются на участке, батиметрически детально изученном, что позволяет составить довольно детальную батиметрическую карту. На карте показано, что по этим зонам срединный грабен испытывает значительное поперечное смещение“.

Л. Р. Фишер (1970) описывает срединный хребет на юге центральной части Индийского океана. В заключительной части статьи он говорит (с. 108): „Согласно новым данным, во всех трех изученных участках срединного хребта не развито четко выраженной высокоподнятой центральной зоны и срединного грабена. На большинстве батиметрических поперечных разрезов наблюдается одна или несколько резких впадин. Местами срединный грабен или рифтовую зону можно предполагать на месте «осевой» магнитной аномалии. Он располагается на оси хребта, если за ось хребта принять линию, выходящуюся из карты эпицентров землетрясений. Часто впадины прослеживаются поперек хребта и выходят за его пределы. Такие впадины особенно характерны для участка, ограниченного экватором и параллелью 21° ю.ш. Эти впадины соответствуют поперечным разломам, по которым отдельные хребты испытали смещения с амплитудой в десятки и сотни километров.

Некоторым из этих крупных поперечных разломов соответствуют участки сгущения эпицентров землетрясений. Локальные впадины и хребты, особенно хорошо развитые вблизи островов Сен-Поль и Амстердам, протягиваются субпараллельно генеральному простиранию срединного хребта. По расположению этих структур устанавливаются латеральные перемещения и некоторое расширение самого хребта“.

Мелководные и континентальные осадки
на больших глубинах

Характеризуя геохимию минералов железа и марганца, Э. Дегенс (1967, с. 81–83) пишет: „По поводу условий среды, существовавшей во время отложения железорудных формаций, высказаны раз-

личные мнения. Сейчас общепринято представление, что средой отложения является эпиконтинентальный шельф (морские фации) и что большинство минералов железа, присутствующих в пластах горных пород, представляют собой сингенетические или диагенетические образования". Далее (с. 82, 89), касаясь соотношения окислительно-восстановительного потенциала (E_h) и потенциала концентрации водородных ионов (pH), Э. Легенс отмечает: „В процессе выветривания горных пород железо и марганец становятся подвижными. Размер ионов Mn^{2+} и Fe^{2+} почти один и тот же: они занимают сходное положение в структуре силикатов... Однако существование осадочных месторождений марганца и осадков с чрезвычайно высокой или низкой величиной отношения Mn/Fe свидетельствует о том, что в экзогенном цикле действуют процессы, приводящие к разделению железа и марганца”.

Описывая колонку скв. 245 глубоководного бурения в Индийском океане с корабля „Гломар Челленджер“, авторы предварительного отчета о 25-м рейсе корабля „Гломар Челленджер“ отмечают в скважине обогащенные железом и марганцем осадки, о которых они пишут следующее (с. 395): „Базальные слои черных марганцеворудных осадков (ранний палеоцен) были установлены в юго-западной части Индийского океана — в южном участке Мадагаскарского бассейна. Тридцать образцов были отобраны из самых нижних 26 м опробованного интервала скважины, представляющих около 3 млн лет осадконакопления и спрединга. Были исследованы концентрации кальция, алюминия, кремния, железа, марганца, калия, титана, стронция, меди и цинка. Эти осадки по химическому составу близки к базальным отложениям в Атлантическом и Тихом океанах, а также к базальным слоям Восточнотихоокеанского поднятия, но они содержат заметно меньшие количества металлов. В течение всего рассматриваемого периода осадконакопления норма аккумуляции марганца и железа заметно снижалась. Переслаивающиеся пласты пепла имеют явное отличие в химическом составе и иногда обогащены тяжелыми металлами. Пепловые слои имеют значительно более высокое отношение титана к алюминию, чем во вмещающих осадках”.

В 22-м рейсе „Гломара Челленджера“ в пробуренной в южной части подводного океанического хребта скв. 214 был вскрыт бурый уголь (описание скв. 214, с. 114).

Т и х и й о к е а н

Региональное погружение дна

Ф.Р. Бенц (Benz, 1974) о геологии южной части поднятия Лорд-Хау юго-западного региона Тихого океана пишет следующее (с. 537): „В результате подводного бурения и сейсмического профилирования установлено, что в позднем мелу вулканическая деятельность развивалась в наземных или очень мелководных условиях.

Эффузивы, отвечающие по составу риолитам, перекрыты морскими алевролитами и аргиллитами маастрихтского яруса. В начале кайнозоя произошло быстрое опускание, о чем свидетельствуют глубоководные осадки палеоцена. В палеогене осевая часть поднятия Лорд-Хау располагалась примерно на 1,5 км ниже уровня океана. К палеогену же относится заложение Ново-Каледонской впадины, разделившей поднятия Лорд-Хау и Норфолк... В олигоцене и миоцене погружение поднятия Лорд-Хау прекратилось и под действием подводных течений был сформирован расчлененный рельеф его поверхности. В неогене и антропогене продолжалось погружение дна Ново-Каледонского бассейна, а в пределах хр. Лорд-Хау формировались локальные грабены, приуроченные к разрывным нарушениям. Эти нарушения служили подводными каналами вулканов, которые остаются активными до настоящего времени".

О признаках недавнего погружения дна в центральной области Тихого океана имеются сведения в работах Г.С. Ладда (Ladd, 1958, 1965, и др.).

Мелководные и континентальные осадки на абиссальных глубинах

Х. Куно с соавторами (Kuno et al., 1956) описывают поднятые драгой гальки и обломки различных пород близ подводной горы Жимму в северо-западной части Тихого океана, о которых они пишут так (с. 126): "55 обломков и галек были подняты с глубины 2550-2800 фатомов близ подводной горы Жимму в 700 милях юго-восточнее Камчатки. Туфогенный сланец, андезитовый и дацитовый туф, пироксен-роговообманковая дацитовая пемза - наиболее часто присутствующие типы пород. В меньшем количестве в трале были представлены авгит-пижонитовый базальт, авгит-оливиновый базальт, оливиновый долерит, кварц-сиенитовый порфир, метабазальты, песчаники и кремни. По петрографическому и химическому составу породы более близки к вулканитам Курильских островов и Камчатки, чем к кайнозойским породам Японских островов или к вулканитам бассейна Тихого океана".

Д.Е. Кариг и У.Е. Глэсси (Karig, Glassley, 1970) описывают дацитовые лавы и песчаники, поднятые драгой с поверхности западной части Марианского подводного хребта в Филиппинском море. "Дражный подъем, - пишут они (с. 2143), - обнаружил пузыристые дацитовые лавы и позднеплиоценовые песчаники на глубинах 3000-4000 м. Песчаники содержат обломки дацитового стекла и раковины пелагических фораминифер, осадившихся, по-видимому, одновременно с излиянием лав. Интенсивная пузыристость лав внушает предположение, что они изливались близ уровня моря и что Западный Марианский хребет погрузился в четвертичное время".

Г. Н. Батури (1972) характеризует находку фосфоритов, поднятых со дна Тихого океана с глубин 250-3500 м в рейсах 43

и 48 корабля „Витязь” в 1968 и 1970 гг. Об этом имеется следующая информация в его статье (с. 87): „В настоящее время имеются данные в пользу того, что источником фосфатного материала метасоматических фосфоритов (по крайней мере некоторых подводных гор Тихого океана) были скопления гуано”. В итоге можно сделать вывод, что те горы, которые несут на вершинах метасоматические фосфориты, погрузились на упомянутые глубины в четвертичное, по-видимому, в голоценовое время.

Авторы предварительного отчета о 19 рейсе „Гломара Челленджера” описывают в керне скв. 183 и 192 с глубин в первой скважине 4708 м, а второй – 3014 м богатые железом (23%) и марганцем (4,6%) осадки, о которых они пишут так (с. 629): „Базальные осадки, опробованные из слоя над поверхностью шельфовых базальтов в скв. 183 под Алеутской абиссальной равниной, содержат богатые железом аргиллиты, гетит с бурым железняком и пирит с арагонитовым известняком, содержащим 1,95% стронция. Разнообразие фаций близко к таковому опробованных осадков Красного моря, в погружениях дна, заполненных отложениями металлов горячих рудоносных растворов”.

Г.П. Гласби и К.П. Суммерхайес (Glasby, Summerhayes, 1975) характеризуют отложения фосфатов в водах вокруг Новой Зеландии (с. 477 и сл.): „Отложения фосфатов, которые сформированы, очевидно, при благоприятных климатических условиях в течение миоцена, широко распространены на поднятии Чатем, плато Кемпбелл и на подводных горах в северной части Тасманова моря. Процесс образования имел место в окислительной среде путем фосфатизации более древних или синхронных фораминиферовых оозовых илов (плато Кемпбелл и поднятие Чатем) и коралловых известняков (Тасманово море). Фосфориты поднятия и плато образовались там, где активность донных течений была достаточно сильной, чтобы предупредить нормальное осадконакопление, но необходимой для осаждения материала в медленно текущей воде. После миоцена образование фосфоритов прекратилось и началось отложение двуокиси марганца в сильно окислительной среде на восточном плато Кемпбелл и в северной части Тасманова моря на подводных горах, где в менее окислительной среде образовались также кристаллы глауконита”.

Поскольку фосфориты образуются на глубинах 30–300 м (Бушинский, 1963), мы вправе предполагать, что все фосфориты, охарактеризованные Г.П. Гласби и К.П. Суммерхайесом и взятые на глубинах 412–2377 м, первоначально образовались на глубинах 30–300 м, а позднее были погружены до перечисленных выше глубин, значительно превышающих эти величины, в результате регионального погружения дна океана.

Что касается конкреций двуокиси марганца, то если принять во внимание шельфовые и лагунные условия образования палеогеновых руд Чиатурского и Никопольского месторождений, а также широкое распространение конкреций в шельфовых современных Баренцевом, Балтийском и Северном морях, то, вероятно, не будет ошибкой

предположение, что и конкреции двуокиси марганца в водах, окружающих Новую Зеландию, образовывались в тех же мелководных условиях, что и фосфориты, а позднее были погружены на глубины, указанные при описании перечисленных проб. Обычно затруднения при обсуждении проблемы образования конкреций двуокиси марганца возникают в связи с тем, что эти конкреции местами обнаруживаются на самых больших глубинах современных океанов. С нашей точки зрения, и в этом случае конкреции первоначально образовались в условиях сильно окислительной среды на небольших глубинах, а потом (в плиоцене и плейстоцене) были погружены на абиссальные глубины океанических бассейнов.

Подводные террасы и следы бывших береговых линий

К.О. Эмери (Emery, 1958) описал подводные террасы в Южной Калифорнии (с. 39): „Профили поперек материкового шельфа, шельфов островов и вершин банок Южной Калифорнии показывают пять отдельных выровненностей с плоскими площадками, которые интерпретируются как эрозионные морские террасы, выровненные во время низкого стояния уровня океана в плейстоценовую эпоху. Сходные террасы были в настоящее время обнаружены в удаленных частях мира; это подтверждает интерпретацию их взаимосвязи с эвстатическими изменениями уровня моря. Корреляционная диаграмма террас Южной Калифорнии показывает, что каждая терраса становится более глубокой с удалением от берегов островов и вершин банок в сторону моря. Это объясняется региональным вдавливанием вниз земной поверхности, которое по другим данным началось в позднем миоцене. Вдавливание показано самой глубокой террасой на краю шельфа, наклоненной в сторону моря около 160 футов на 100 миль”.

Г.Т. Стирно (Stearns, 1974) характеризует погрузившиеся бывшие береговые линии и шельфы вокруг Гавайских островов. В заключительной части статьи он пишет (с. 804): „Подводные береговые линии ниже уровня моря сформировались в результате смены в течение плейстоцена регрессий и трансгрессий и хорошо сохранились. Они определены на 60, 80, 120, 150, 185, 240 и 350 футах и обусловлены эвстатическими колебаниями, связанными с оледенениями. На шельфах, расположенных на глубинах 30 и 205 футов, буровыми скважинами были вскрыты пляжевые конгломераты. Данные, полученные на шельфах, на глубинах 60 и 120 футов, показывают, что они по возрасту относятся к Висконсинской эпохе. Наклонные шельфы на глубинах 1200–1800 и 3000–3600 футов являются плиоценовыми и миоценовыми потопленными рифами со срезанными вершинами”.

На дне Тихого океана установлены многочисленные подводные горы, гайоты, плато, банки (рис. 21), из которых ниже описана только самая небольшая часть по первоисточникам преимущественно 60-х и начала 70-х годов.

Т.Ф. Бадингер и Б.И. Энбиск (Budinger, Enbysk, 1958) описали подводную гору Кобб у берегов штата Вашингтон, о которой они в абстракте статьи говорят так (с. 1677): „Гора Кобб представляет глубоководную структуру, расположенную в 270 морских милях от Грейс-Харбора в штате Вашингтон (46°46.1' с.ш., 130°48.8' з.д.).

Подводная гора возвышается от основания на 1500 фатомов ниже уровня моря в пределах 18,5 фатомов рельефа ее поверхности и с площадью вершины 240 морских миль². Средний наклон ее склонов 12°, учитывая три резко выраженные террасы на глубинах 500, 100 и 45 фатомов. С поверхности последней террасы поднимается 160-футовая, очевидно, консолидированная сложенная раковинами скала с плоской вершиной и наклоном склонов 45°. Терраса на глубине 45 фатомов приписывается понижению уровня моря в плейстоцене. Форма горы и обилие поднятых при драгировании базальтов показывают, что она представляет собой вулканический конус. Более поздняя история включает образование трех скульптурных террас и развитие различных обстановок осадконакопления. Общее погружение по крайней мере на 500 фатомов устанавливается, если самая нижняя терраса была образована волнением. Сохранность этого вулканического конуса с раннетретичного времени вызвана погружением в связи с активными геологическими процессами, вопреки более ранним предположениям о распространении плиоцен-плейстоценового орогенического пояса в направлении к морю от этой площади”.

Р.У. Файрбридж и Г. Б. Стюарт (Fairbridge, Stewart, 1960) характеризовали банку Алекса – погружившийся атолл на краевом плато Меланезии (с. 113): „Положение и структурные особенности Меланезийского краевого плато аномальны со многих точек зрения. Согласно Маршаллу (1911), Борну (1933) и другим, оно представляет субконтинентальную окраину Тихого океана и ограничивается «ландезитовой линией». Вулканический материал на Фиджи и на немногих вулканических островах краевого плато петрографически чаще принадлежит к тихоокеанскому типу. Однако Брайан (1944) проводит „линию Маршалла“ несколько иначе, чем Борн (1933), исключая Меланезийское краевое плато и проводя ее вокруг Фиджи и Новых Гебрид, минуя бассейн Пандоры и целиком краевое плато в Тихоокеанской провинции. Сомнительно, что Брайан был прав, однако как мелководный хребет, так и бассейн могут быть рассматриваемы как типично Срединно-Тихоокеанские. Лавы большинства островов подтверждают точку зрения Борна (1933). Более ранние материалы (Виала, 1919; Де ля Рю, 1935; Лякруа, 1941) представляют предполагать, что все вулканы были представлены оли-

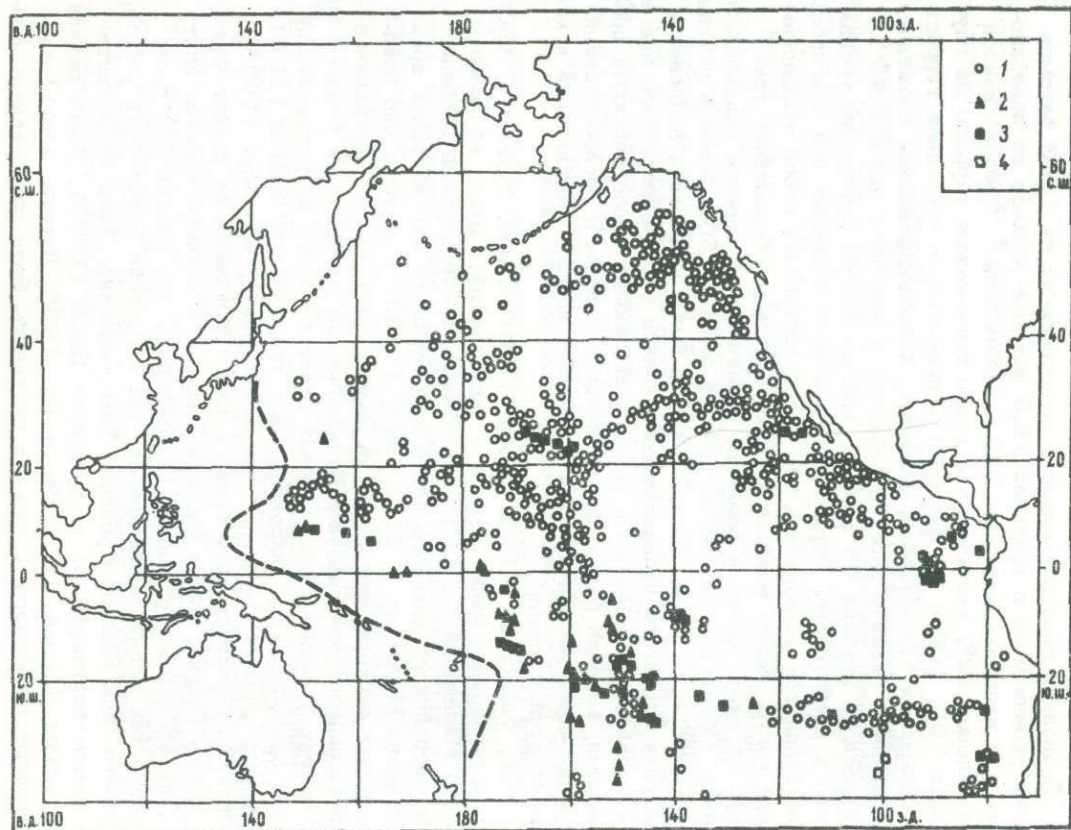


Рис. 21. Расположение подводных гор и банок, вулканических островов и активных вулканов в Тихом океане (Menard, Lada, 1963).

1 - подводные горы;
 2 - низкие острова и подводные банки; 3 - вулканические острова;
 4 - активные вулканы.

виновыми базальтами вокругтихоокеанского типа. Однако Мак-Дугалл (1945, с. 870) показал, что отдельные центры островов Эллис несомненно принадлежат к щелочному типу вулканов центральной части Тихого океана, т.е. к атлантическому типу (по Харкеру). Это невероятно, так как о-ва Эллис расположены внутри краевого плато. Тем не менее ориентация эшелонированных хребтов здесь точно параллельна хребту Самоа, а других средне тихоокеанских вулканов — в запад-северо-западном-восток-юго-восточном направлении (о-ва Кука, Таити, Гавайи). Это заставляет предполагать, что некоторые из этих структур имеют отношение к определенному возрасту глубоким трещинам разломов в земной коре и в меньшей степени — к молодым орогеническим поясам Меланезийского субконтинента, нежели к древнему Тихоокеанскому галассократону... Так как эшелонированные структуры ориентированы в направлении северо-запад-юго-восток или запад-северо-запад-восток-юго-восток, это должно показывать некоторую широтную трансформную зону разлома с левосторонним латеральным смещением пород фундамента. Следовательно, это должно быть в полном соответствии с Большим альпийским разломом в Новой Зеландии, разломом Сан-Андреас Калифорнии и со многими другими".

П. Сато и А. Могги (Sato, Mogi, 1965) описывают гайоты на Маршалловом и Восточно-Каролинском подводных хребтах. „Плоские вершины этих гайотов, — пишут авторы (с. 139), — расположены на глубинах 1500-2000 м... Подводные вулканы (коралловые рифы и гайоты) на Восточных Каролинских островах имеют больший диаметр основания и меньшую высоту, чем рифы и гайоты Маршалловых островов. Предполагая, что плоские вершины гайотов являются выровненными волнами площадками, намечается следующая геологическая история подводных вулканов в районе Средне-Тихоокеанского поднятия (подводных гор), Северо-Центрального хребта, Южно-Центрального хребта, Маршаллова хребта, Джильберта и Восточно-Каролинского хребта. Вершины этих хребтов были срезаны в поздне меловую эпоху и погружены в связи с общим оседанием земной поверхности в пределах громадного Западно-Тихоокеанского поднятия, или поднятия Дарвина. После этого в пределах Маршаллова хребта последовал вулканизм в предэоценовое время, а в пределах Восточно-Каролинского хребта — в течение миоцена и плиоцена".

Б.К. Хизен с соавторами (Heezen et al., 1966) охарактеризовали плато Манихики, расположенное в экваториальной части Тихого океана, о котором они сообщают следующие данные (с. 445): „Плато Манихики представляет плосковершинную, плавных очертаний структуру... Острова Денжер, Суворова и Манихики поднимаются в южной части плато. Глубины 5500 м окружают вершину плато, расположенную на глубинах от 2400 до 3000 м. Вершина плато покрыта приблизительно километровой мощностью осадками, представляющими фораминиферовые илы. Зерна минералов и обломки пород в пробах и джальных тралах с восточного обрыва (эскарпа) показывают, что служащий основанием плато хребет сложен

основными магматическими породами, формирующими восточный край плато севернее 13° ю.ш. Подводные фотографии и дрижные пробы с глубин, больших, чем 3000 м, на восточном откосе плато и на абиссальных холмах выявили многочисленные конкреции двуокиси марганца. Очертания плато, вероятно, определялись разломами, хотя в пробах присутствует много данных о проявлении основного типа вулканизма. Наличие на восточном хребте плато меловых органических остатков указывает, что перекоп плато происходил в течение мелового времени или еще раньше".

Г.У. Ладд с соавторами (Ladd et al., 1974) характеризуют гайот Дарвин, о котором они пишут (с. 313): „Гайот Дарвин, судя по сейсмопрофилированию, прослеживается от 5460 до 1246 м ниже уровня моря. Он является одним из наименьших гайотов в северо-западной части Срединно-Тихоокеанского хребта. Плоская вершина гайота имеет в плане эллипсоидальную форму с длинной осью, вытянутой с юго-востока на северо-запад. Центральная депрессия имеет глубину 18 м и окаймляется барьером, свидетельствующим о том, что гайот представляет погруженный атолл. Судя по находкам на вершине меловых рудистов, атолл древнейший из известных в Тихом океане“.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КОНТРАКЦИИ ЗЕМЛИ

Кроме охарактеризованных выше в этой главе геологических явлений, свидетельствующих в пользу уменьшения со временем радиуса Земли, могут быть указаны некоторые эндогенные процессы, также, по-видимому, связанные с ее контракцией. К числу таких процессов принадлежат: 1) гравитационная дифференциация вещества твердого тела Земли и 2) наличие в земной коре изотопов тяжелых радиоактивных элементов, таких как уран, синтез ядер которых происходит при термоядерных реакциях, протекающих при температуре в десятки миллионов градусов и могущих свидетельствовать в пользу гипотезы „горячего“ происхождения Земли.

Представления о сути этих процессов имеются в работах Г.В. Войткевича (1961), В.И. Баранова (1964, с. 227) и Е.В. Артюшкова (1970).

О дифференциации вещества Земли по плотности в геологической истории пишет Г. В. Войткевич (1961, с. 307): „Кроме естественной радиоактивности изотопов урана, тория и калия, на термический режим Земли влияют и другие процессы. Важнейшим из них является общая контракция планеты (разрядка моя, — А.П.), которая является результатом вековой дифференциации ее вещества. Образование легких оболочек Земли — гидросферы, гранитно-осадочной геосферы — за счет выделения легких веществ из глубин неизбежно приводит к общей контракции твердого тела планеты, главным образом в области глубинных зон“.

Е. В. Артюшков (1970) высказывается о роли гравитационной дифференциации вещества Земли и ее контракционным эффекте более определенно (с. 25): „Отметим кратко некоторые последствия гравитационной дифференциации для эволюции Земли. В результате этой конвекции ядро и верхняя мантия растут за счет нижней мантии. Поскольку металлизация связана с большим уменьшением объема, рост ядра сопровождается сжатием Земли. Интенсивности конвекции, принятой в предыдущем разделе, соответствует уменьшение радиуса Земли приблизительно 50 м за 1 млн лет“.

Рассматривая эволюцию вещества Вселенной, В.В. Кесарев характеризует контракцию Земли следующим образом (1976, с. 45): „За второй миллиард лет существования Земли масса металлического ядра могла достичь 21%. В связи с ростом металлического ядра объем планеты уменьшился на $0,28 \cdot 10^{27}$ см³, поверхность коры сократилась с 651 до 557 млн км², масса коры возросла до 0.5%“.

Что касается процессов радиоактивного распада, то Г.В. Войткевич (1961, с. 294) говорит об этом следующее: „Деление тяжелых ядер, хотя и составляет в настоящее время ничтожную долю всех спонтанных ядерных превращений, также проходит под знаком уменьшения нейтронов при порождении разнообразных осколочных продуктов. Все первоначальные продукты осколочного деления обладают избытком нейтронов и освобождаются от него путем бета-распада, а также путем выбрасывания свободных нейтронов. Конечные продукты деления в общей сумме имеют меньшее число нейтронов по сравнению с материнским исходным ядром. Поскольку первые продукты деления бета-активны, можно предположить, что естественные радиоактивные изотопы (например, рубидий, индий, олово, лантан, лютеций, рений) смогли образоваться в природе как продукты осколочного деления распавшихся трансурановых элементов в космической предыстории вещества Земли“.

В.И. Баранов, касаясь той же проблемы контракции (1964, с. 227), отмечает: „Близость изотопного состава химических элементов, в том числе и радиоактивных, в земном и метеоритном веществе свидетельствует в пользу гипотезы о едином их происхождении. Весьма вероятно, что вся Солнечная система, включая центральное светило, развивалась в одном процессе, и на построение планет не пошло захваченное Солнцем чуждое ему вещество. В этой связи уместно заметить, что привлечение в состав Земли ныне вымерших короткоживущих радиоизотопов логически эквивалентно совмещению процесса нуклеогенеза и образования планетной системы. Если это так, то не исключена возможность образования Земли из достаточно горячего материала, а следовательно, и наличие первоначального тепла“.

Изложенные в работе материалы позволяют высказать некоторые общие соображения, относящиеся к структурному развитию земной коры и литосферы.

Предпочтительной космогонической гипотезой для обсуждения вопросов эволюции состава и структуры земной коры и литосферы автор считает модернизированную в соответствии с современным уровнем развития наук о Земле и Вселенной небулярную гипотезу Канта-Лапласа.

Решающую роль в образовании первичной силикатической земной коры играли процессы гравитационной дифференциации вещества твердого тела Земли, которые особенно интенсивно протекали в первое время существования Земли как самостоятельной планеты Солнечной системы и которые в замедленном темпе продолжают, по-видимому, и до настоящего времени. Сущность процесса гравитационного разделения вещества планеты состоит в погружении тяжелых атомов и молекул в направлении к центру Земли, а легких — литофильных и гранитофильных — в поднятии к ее периферическим частям.

Если справедливо предположение В.И. Вернадского о „глубинно-планетном“ состоянии материи во внутренних областях Земли, то логично предположить, что дифференциация вещества этих областей по плотности происходила и происходит на молекулярном и (или) ионно-атомном уровне структуры материи, которая по мере приближения к поверхности планеты приобретает кристаллическую форму в минералах и горных породах.

Если исходить из несомненного явления гравитационного разделения вещества Земли и рассматривать процесс гравитационной дифференциации в историческом плане, с самых ранних этапов геологической истории, когда на земной поверхности еще не было гидросферы (океанов и морей), то логично допустить, что на всей поверхности Земли в результате дифференциации должны были концентрироваться самые легкие литофильные и гранитофильные элементы, формировавшие „континентальную“ кору, но пока без осадочного слоя. Первичные моря и океаны образовались в период, когда температура земной поверхности и атмосферы стала ниже 100°C и вода смогла образовать первичные моря на „континентальной“ силикатической коре. По мере углубления в недра Земли легкие эле-

менты сменялись более тяжелыми халькофильными и сидерофильными, но эта смена происходила одновременно и постепенно без образования резких границ материала по химическому и петрографическому составу. В связи с этим, по-видимому, методически неправильно мнимый сейсмический „базальтовый“ слой умозрительно рассматривать как древний „слой“ земной коры или во всяком случае более древний, чем слой „гранитный“.

В действительности, как было показано в главе III, материалы глубинного сейсмического зондирования в океанах показали очень небольшой прирост скоростей распространения продольных сейсмических волн, не превышающий 16–18% на границе Конрада по отношению к скорости в „гранитном“ слое, а на границе Мохоровичича по отношению к слою „базальтовому“.

Упомянутый процент прироста скоростей сейсмических волн на границах Конрада и Мохоровичича позволяет предположить, что объективно ни та, ни другая граница не может считаться некоторым резким „порогом“ или „поверхностью раздела“, как это обычно интерпретируют по традиции при сейсмическом зондировании. Эта псевдослоистость, по-видимому, отражает не изменение петрографического состава пород „слоев“, а, как уже упоминалось, постепенное увеличение плотности вещества Земли с глубиной, что в свою очередь обуславливается увеличением давления в том же направлении. Характер сейсмической псевдослоистости коры и мантии Земли по вертикальному и латеральному направлениям в смысле количества выделяемых сейсмических слоев, их мощностей и скоростных характеристик меняется на сравнительно небольших площадях как на континентах, так и в океанах. Распространение „базальтового“ слоя коры на всю поверхность планеты, а „гранитного“ только на площадь континентов при сейсмическом зондировании – результат заранее интуитивно созданной слоистой модели земной коры, а не объективной интерпретации сейсмограмм, где во многих случаях в коре океанов отражено наличие слоев с „гранитными“ скоростями (Соловьева, 1976).

С учетом наличия в верхах верхней мантии во многих районах отражающих и преломляющих горизонтов незначительного прироста скоростей распространения сейсмических волн (около 16–18%) по сравнению со скоростями в „базальтовом“ слое, по-видимому, правдоподобнее рассматривать раздел Мохоровичича как слабоградиентный скоростной интервал мощностью 4–6 и более километров, нежели как особо резкий порог, т.е. границу коры и мантии.

Складчатые и разрывные деформации в земной коре, равно как и модификацию мегарельефа земной поверхности, кажется, более правдоподобно связывать с наземным и подводным вулканизмом, как было отмечено выше.

Роль вулканизма в тектонических деформациях земной коры и иных явлениях и процессах на ее поверхности была рассмотрена в докладе С. К. Всехсвятского на Первом всесоюзном вулканологическом совещании в 1959 г. в г. Ереване (Всехсвятский, 1962), участником которого был и автор настоящей работы.

Сходную интерпретацию роли вулканизма в эволюции земной коры и земного мегарельефа дает Л.С. Диллон (Dillon, 1974).

Оценка автором настоящей работы роли вулканизма в деформациях земной коры во многом сходна с представлениями С. К. Всехсвятского и С.Л. Диллона.

Что касается значения работы в практическом отношении, то сама развиваемая в книге идея об однородности состава и общей структуры земной коры на всей поверхности планеты уже предполагает нахождение под небольшим по мощности чехлом осадков и базальтовых лав под дном океанов месторождений всех тех разнообразных полезных ископаемых, которые известны на континентах.

В заключение необходимо остановиться на большом несоответствии баланса эрозии современных континентов и осадконакопления в современных океанах в течение мезозоя и кайнозоя.

По данным А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (1967, с. 1288, табл. 2), на дне современных океанов объем кайнозойских и мезозойских осадков (первый сейсмический геофизический слой) составляет 310 млн км³.

Объем всех современных континентов (исключая Антарктиду) в их частях, расположенных выше уровня океана, по нашим подсчетам (см. Пронин, 1973б, с. 16, табл. 1), в совокупности равен 94.5 млн км³. Излишек объема мезозойских и кайнозойских осадков (первого сейсмического слоя) по сравнению с объемом надводных частей континентов выразится, таким образом, в 215.5 млн км³. Если, как предполагает А. П. Лисицын (1974, с. 297), объем терригенных осадков в океанах относится к объему биогенных (карбонатных и кремнистых химических осадков в скелетных частях организмов) как 4 : 1, тогда объем только терригенного материала в составе первого сейсмического слоя будет $(310 : 5) \times 4 = 248$ млн км³, что на 143.5 млн км³ превышает объем надводных частей всех континентов. Возникает естественный вопрос: откуда поступали в мезозое и кайнозое в океаны терригенного типа осадки, если исходить из гипотез перманентности океанов и базальтового состава земной коры под ними, как это предполагается по гипотезе тектоники плит?

Если исходить из последних предположений, т.е. принимать площадь поверхности современных и древних (мезозойских и кайнозойских) континентов равной 149 млн км², а среднюю высоту принимать за 875 м, то в течение мезозоя и кайнозоя континенты были бы в результате эрозии срезаны до $(248 : 149) = 1664 - 875 = 789$ м ниже уровня моря, что совершенно нереально, если даже предположить непрерывное поднятие их поверхности, чего в действительности не было. Остается, следовательно, единственно правдоподобное предположение, что терригенные осадки в течение мезозоя и кайнозоя сносились с более обширных площадей суши, чем современная площадь континентов, что подчеркивалось автором в более ранних работах (Пронин, 1973б, 1977). Следовательно, мнение о наличии повсеместно однородной коры Земли и с этой стороны получает подкрепление.

Несколько меньший объем (277 млн км³) осадков в современных океанах показывают В.Е. Хаин с соавторами (1971, с. 1201, 1202), но принципиально это не меняет порядка величин и соответственно только что приведенных соображений и выводов.

Изложенные данные о количестве мезозойских и кайнозойских осадков в океанах в полной мере согласуются с приведенными в книге материалами глубинного сейсмического зондирования, свидетельствующими о наличии в коре океанов сейсмических слоев с „гранитными“ скоростями продольных волн, и приведенными в работах автора (1973, 1977 гг.) данными седиментологических исследований в прибрежных и островных бассейнах осадконакопления о поступлении осадков сиалического состава в эти бассейны в мезозое и кайнозое со стороны всех современных океанов. В совокупности данные об объемах осадков мезозойского и кайнозойского возраста в современных океанах, материалы глубинного сейсмического зондирования, показывающие в земной коре под океанами наличие сейсмического слоя мощностью до 17 км с „гранитными“ скоростями продольных волн, а также наблюдения при седиментологических исследованиях о поступлении сиалического терригенного материала в прибрежные седиментационные бассейны мезозоя и кайнозоя, по нашему мнению, могут служить достаточно солидной основой для предположения о структурной планетарной однородности коры Земли. Во всяком случае, нам кажется, что такая интерпретация структуры коры является несравнимо более реалистической, чем интерпретации сторонников „новой глобальной тектоники“, тем более, что концепция наличия „двух кор“ обрекает на бесплодность в отношении полезных ископаемых по крайней мере площадь $296 \cdot 10^6$ км² „базальтовой“ океанической коры. Такой пессимизм в отношении минеральных ресурсов земной коры, с нашей точки зрения, не имеет под собой ни фактических, ни логических оснований.

- Агеева Е.Н. Минералогия и петрография меловых отложений Южного Приморья. - Тр. Дальневост. фил. СО АН СССР, сер. геол., 1960, т. У1, с. 59-124.
- Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 49, вып. 1, с. 10-22.
- Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1954, т. 29, вып. 5, с. 37-51.
- Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. - Физика Земли, 1968, № 9, с. 3-17.
- Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. - Физика Земли, 1970, № 5, с. 18-30.
- Архангельский А.Д. Геология и гравиметрия. М.-Л., 1933, 112 с.
- Архипов И.В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. - Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 88-137.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., 1975, 99 с.
- Балакина Л.Н. Очаги землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана. - В кн.: Тихий океан. Т. 9. Геофизика дна океана. М., 1974, с. 123-146.
- Баранов В.И. Радиоактивность и геология. - В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., 1964, с. 218-228.
- Бараш М.С., Лавров В.М. Обнажения эоцена в экваториальной части Среднего атлантического хребта и их тектоническое значение. - Океанология, 1977, т. XIII, вып. 1, с. 82-89.
- Батурина Г.Н. Фосфориты найдены в глубинах океана. - Природа, 1972, № 6, с. 86, 87.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., 1954. 606 с.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2, перераб. и доп. М., 1962. 608 с.
- Белоусов В.В. Советская геодинамическая экспедиция в Исландию. - Вестн. АН СССР, 1975а, № 7, с. 72-84.
- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., 1975б. 262 с.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С., Шукин Ю.К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. - Геотектоника, 1970, № 2, с. 80-92.
- Берггрэн В.А. Биостратиграфия, планктонные фораминиферы и граница меловых и третичных отложений в Дании и Южной Швеции. - Тр. XXI сессии МГК, 1963, вып. 1, с. 121-138.

- Бергсон Г.Л., Смирнов В.Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский Мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. - Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. 254, с. 182-198.
- Бёнс Э. Жёлоб Пуэрто-Рико. - В кн.: Краины материков и островные дуги. М., 1970, с. 149-156.
- Бёрч Ф. Физика земной коры. - В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 114-130.
- Богданов Ю.Б., Негруца В.З. Архей восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., 1968, с. 78-80.
- Борджер Г.Д., Ленерт Э.Ф. Геологическое строение и история разведки и разработки прибрежной площади Боливар в Мароскайтском бассейне (Венесуэла). - Тр. I Междунар. нефт. конгр., 1961, с. 186-192.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., 1970. 348 с.
- Броньон Г., Вёррье Г.К. К геологии бассейна Куанза, в Анголе. - Тр. IУ Междунар. нефт. конгр., 1956, с. 244-260.
- Бубнов С.Н. Основные вопросы геологии. М.-Л., 1934. 183 с.
- Булин Н.К. Некоторые новые представления о строении земной коры (по сейсмическим данным). - Бюл. МОИП, отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4, с. 73-77.
- Бурде А.И. Неогеновые и четвертичные отложения бассейна р. Нанш. - Информ. сборн. Приморск. геол. упр. М., 1960, с. 41-46.
- Бурк Х.Д.М., Ван-Эрде Л.Я., Харсвальд Х.М., Ван-дер-Хейде С., Де Йонг Я.Л., Паннекук А.И., Ван-Ворт-Хейзен Й.Х., Тер-Ве М.В., Загвейн В.Х., Зонневельд И.И.С. Геология Нидерландов. М., 1959. 276 с.
- Бушинский Г.И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. - В кн. : Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963, с. 102-107.
- Васильев Б.И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899-901.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М., 1925, 145 с.
- Вергунов Г.П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов. - Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК. М., 1964, с. 294-308.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., 1965. 352 с.
- Вильямс М.Д. Стратиграфия отложений, развитых в бассейне Нижнего Инда в Западном Пакистане. - Тр. У Междунар. нефт. конгр., 1961, с. 105-108.
- Виноградов А.П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. - Геохимия, 1962а, № 3, с. 269, 270.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Вестн. АН СССР, 1962б, № 19, с. 10-29.
- Виноградов А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры. М., 1964, с. 5-21.
- Войткевич Г.В. Проблемы радиологии. М., 1961. 351 с.
- Воронцов-Вельяминов Б. А. Очерки о Вселенной. М., 1969. 522 с.

- Всехсвятский С.К. Малые тела Солнечной системы и проблемы вулканизма Земли. - Тр. I Всесоюз. вулканол. совещ., 1962, с. 73-84.
- Галионко Г.Б., Ефимкин К.С., Зиньковский В.Е., Крестин Е.М. Глубинное строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ). - Геотектоника, 1973, № 2, с. 35-40.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, № 3, с. 3-14.
- Геологическое развитие Японских островов (ред. Минато М., Гораи М., Фунахаси М.). М., 1968. 719 с.
- Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., 1968. 711 с.
- Геология и нефтеносность Индии (ред. Матура Л.П., Эванс П.). М., 1968. 143 с.
- Геология СССР. Т. XII. Урал. Ч. 1. Геологическое описание. Геологическая карта Среднего Урала М 1 : 1 000 000, М., 1969.
- Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Морозова И.М. Древнейшие породы Балтийского щита. - Докл. сов. геол. к XXIII сессии МКГ. М., 1968, с. 136-142.
- Гладенков Ю.Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. - Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 7-23.
- Гладенков Ю.Б., Цикунов А.Г. Стратиграфия неогеновых отложений Восточной Камчатки (Валагинский хребет). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 5, с. 105-107.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ, М., 1973, с. 65-75.
- Голяков В.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка. - Геология и геофизика, 1966, № 10, с. 98-103.
- Горячев А.В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 11, вып. 1, с. 46-70.
- Гоффманн К., Шотт В. Нефтеносность юрских отложений Западной Германии. - Тр. IУ Междунар. нефт. конгр., 1956, с. 152-166.
- Гурарий Г.З., Соловьева И.А. Строение земной коры по геофизическим данным. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 98. 126 с.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., 1967. 298 с.
- Деменцкая Р.М. Кора и мантия Земли, М., 1967. 280 с.
- Дементьев Г.Я. Мощност палеозойского геосинклинального комплекса в Магнитогорском синклинии по геофизическим данным. - Геотектоника, 1966, № 3, с. 137-141.
- Дергунов И.Д. Современное представление о тепловом режиме земной коры. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1958, № 1, с. 65-74.
- Донаван Д.Т. Меловые отложения Восточной Гренландии. - В кн.: Геология Арктики. М., 1964, с. 169-173.
- Друшиц Ю.Г. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Паланского района Камчатки. - Советская геология, 1960, № 5, с. 118-123.
- Друшиц Ю.Г. Стратиграфия палеогеновых отложений северо-западной Камчатки. - Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. 254, с. 6-26.
- Дюфур Ж. Некоторые нефтяные геологические характеристики. - Тр. IУ Междунар. нефт. конгр., 1956, с. 29-48.

- Егоров А.Е., Мельников О.А., Сирьк И.М., Шереметьева Г.Н. Палеогеновые отложения восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория. - Геология и геофизика, 1966, № 2, с. 139-142.
- Ефимкин Н.С., Зиньковский В.Е., Чамо С.С., Шукатов В.А. Стрoение кристаллического фундамента по сейсмическому профилю ГСЗ-КМПВ Липецк-Рязань-Тула. - Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, с. 48-50.
- Жданов В.В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского шита. - Советская геология, 1965, № 5, с. 101-111.
- Жегалов Ю.В. Стратиграфия третичных отложений Командорских островов. - Матер. совещ. по разраб. униф. схем стратиграфии Сахалина, Камчатки, Л., 1961, с. 198-205.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неверова Т.И., Шереметьева Г.Н. Биостратиграфия неогеновых отложений островов Большой курильской гряды. Часть I. Северокурильский горизонт (нижне-среднемиоценовые отложения о-вов Кунашир, Итуруп, Уруп и Парамушир). - Изв. Сахалинск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 2, с. 53-68.
- Жидкова Л.С., Кузина И.Н. К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина. - Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 181, с. 5-25.
- Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н. О взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. - Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 224, с. 229-256.
- Заваридский А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, с. 3-13.
- Заваридский А.Н. Вулканическая дуга Курильских островов. - Избранные труды, т. 1У. М., 1963, с. 682-700.
- Иванов Б.А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961. 46 с.
- Калугин Х.И. Основные данные по стратиграфии пермских и мезозойских отложений западной части Охотско-Кольмского водораздела. - Советская геология, 1959, № 2, с. 48-68.
- Каррютше Ж., Фарандо А., Виньо М., Вальтерс Р.П. Открытие нефтяного месторождения Паранти на юго-западе Франции. - Тр. 1У Междунар. нефт. конгр., 1956, с. 195-211.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Стрoение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. - Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 1, с. 64-69.
- Келли Т.Е. Геология и углеводороды впадины залива Кука на Аляске. - В кн.: Кордильеры Америки. М., 1967, с. 198-226.
- Кесарев В.В. Эволюция вещества Вселенной. М., 1976. 183 с.
- Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Особенности пространственного распределения гипоцентров землетрясений Курило-Японского региона. - В кн.: 8-я конф. молод. ученых, посвященная 250-летию АН СССР (тез. докл.). Южно-Сахалинск, 1975, с. 18.
- Корсаков О.Д. Особенности строения окраинных плато (на примере плато Вёринг). - Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2, с. 411-414.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). - Вопросы микропалеонтологии, 1971, вып. 14, с. 140-199.
- Криаде Рокве П., Фаррерис К., Тинграмм А., Роллери Э., Симонато И., Суэро Т. Седиментационные бассейны Аргентины. - Тр. У Междунар. нефт. конгр., 1961, с. 208-219.

- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М., 1954. 424 с.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, с. 34-56.
- Кузина И. Н. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина. Тез. докл. совещ. по разраб. униф. схем стратиграфии Сахалина, Камчатки. Л., 1959, с. 209-216.
- Кузина И.Н., Новиков Г.Н., Владимиров А.С. Стратиграфия неогеновых отложений центральной части Поранайской впадины. - Изв. Сахалинск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 2, с. 68-73.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 249-262.
- Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы развития Среднего Атлантического хребта. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 3, с. 5-12.
- Леонтьев О.К., Удинцева О.Г. Площади основных морфоструктурных элементов дна океана. - Вестн. МГУ, география, 1971, № 2, с. 47-51.
- Лис М. Граница меловых и третичных отложений и нижний эоцен в бассейне Маюнга (Мадагаскар). - Тр. XXI сессии МГК, 1963, вып. 1, с. 167, 168.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., 1974. 438 с.
- Литвиненко И.В. Особенности глубинного строения разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита. Л., 1968, с. 90-95.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклинали. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита. Л., 1968, с. 104-110.
- Литвиненко И.В., Некрасова К.А. Особенности глубинного зондирования на Балтийском шите. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., 1962, с. 187-206.
- Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дис., Л., 1968. 20 с.
- Любимова Е.А. О тепловом режиме Земли. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, вып. 26 (153), с. 39-50.
- Люстих Е.Н. О возможности использования теории акад. О.Ю. Шмидта в геотектонике. - Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 8, с. 1417-1419.
- Люстих Е.Н. Критика контракционной гипотезы. - Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1958, № 3 (170). 46 с.
- Люстих Е.Н., Салтыковский А.Я. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры. - Геохимия, 1961, № 4, с. 293-297.
- Марков М.С. Общий план строения Охотского региона. - Тр. ГИН АН СССР, 1967а, вып. 168, с. 188-203.
- Марков М.С., Шуваяев А.С. Геологическое строение южной части Охотского региона. - Тр. ГИН АН СССР, 1967б, вып. 168, с. 21-92.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М., 1967. 255 с.
- Мацумато Т. Граница меловых и третичных отложений на территории Японских островов. - Тр. XXI сессии МГК, 1963, вып. 1, с. 163.
- Меланхолина Е.Н. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). - Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 137-160.

- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., 1966. 273 с.
- Менчер Е. История тектонического развития Венесуэлы. - В кн.: Кордильеры Америки. М., 1967, с. 77-93.
- Мирская Д.Д. К истории геологического развития Кольского полуострова в раннем докембрии. - В кн.: Природа и хозяйство Севера, 1977, вып. 6. Петрозаводск, с. 73-81.
- Михайлов О.В. Некоторые новые данные о рельефе Курило-Камчатского жёлоба. - Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1970, вып. 96, с. 72-76.
- Мурдмаа И.О. 43-й рейс „Гломара Челленджера“. - Природа, 1976, № 7, с. 132-134.
- Мэттьюз Д.Х. Северное окончание хребта Карлсберга. - В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970, с. 92-98.
- Негруца В.З., Богданов Ю.Б. Протерозой восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геологическое строение СССР, Т. I. Стратиграфия. М., 1968, с. 11-131.
- Несвит Д.С. Геология и нефтеносность Ильинского полуострова на восточном побережье Камчатки. - Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. 254, с. 115-144.
- Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. - Геотектоника, 1967, № 5, с. 68-89.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5, с. 23-39.
- Павловский Е.В. Гранитообразование и тектогенез. - Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 5, с. 1165-1167.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. - Геотектоника, 1975, № 6, с. 3-14.
- Палей И.П. Протоплатформенные образования Балтийского щита. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 148-152.
- Парийский Н.Н. Неравномерность вращения Земли. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, вып. 26 (153), с. 131-152.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. - Геотектоника, 1975, № 5, с. 3-17.
- Пергамент М.А. Стратиграфия апт-альбских и верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 2, с. 143-148.
- Потапова З.П. Конгломератовая и башняковская свиты западного Сахалина и проблемы соотношения мела и палеогена. - Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, 1960, с. 202-210.
- Пресс Ф. Скорости сейсмических волн. - В кн.: Справочник физических констант горных пород, М., 1969, с. 183-206.
- Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969а. 232 с.
- Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., 1969б. 195 с.
- Пронин А.А. Тектонические эпохи фанерозоя. - В кн.: Вопросы тектоники Урала. - Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1971, вып. 92, с. 3-9.
- Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Л., 1973а. 224 с.
- Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л., 1973б. 318 с.
- Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л., 1977. 215 с.

- Прялухина А.Ф. Стратиграфия южных Курильских островов. – Матер. по разраб. униф. схем стратигр. Сахалина, Камчатки. М., 1961, с. 205–209.
- Пушаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах. – Геотектоника, 1978, № 1, с. 3–18.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. – Геотектоника, 1972, № 1, с. 88–104.
- Пушаровский Ю.М., Афремова Р.А. О структурной позиции зон молодого вулканизма. – Геотектоника, 1967, № 1, с. 15–39.
- Пэгаи Ж., Рейр Д. Месторождения нефти Габона и бассейна Конго. – Тр. У Междунар. нефт. конгр., 1961, с. 132–145.
- Ратновский И.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений северо-западного Сахалина. – Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 225, с. 202–209.
- Резанов И.А. О вещественном составе глубинных слоев земной коры. – Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК, пробл. 2. М., 1965, с. 45–55.
- Резанов И.А. Земная кора. М., 1974. 159 с.
- Реймент Р.А. Биостратиграфия меловых и третичных отложений Нигерии и сопредельной части Камеруна. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, вып. 6, с. 26–36.
- Реймент Р.А. К вопросу о границе между меловыми и третичными отложениями в Нигерии. – Тр. XXI сессии МГК, 1963, вып. 1, с. 168.
- Рикитакэ Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. – В кн.: Краины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 216–236.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 78–117.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964. 437 с.
- Родникова Р.Д., Севостьянов К.М., Тобояков А.Я. О структурно-фациальной связи южной части о. Сахалина и о. Хоккайдо и перспективы нефтегазоносности. – Советская геология, 1968, № 3, с. 49–64.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. – Геохимия, 1967, № 11, с. 1285–1309.
- Рудник В.А., Собонович Э.В. Ранняя история Земли. Л., 1973. 23 с.
- Русинов В.Я. 51-й рейс „Гломара Челленджера“. – Природа, 1978, № 3, с. 135–137.
- Салоп Л.И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. – Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК. М., 1964, с. 16–30.
- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья 1. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1970а, т. 45, вып. 4, с. 115–131.
- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья 2. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1970б, т. 45, вып. 5, с. 5–26.
- Салоп Л.И. Единая стратиграфическая шкала докембрия. – Докл. сов. геол. к XXIУ сессии МГК, пробл. 1. Л., 1972, с. 87–96.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 308 с.
- Семенов Г.А., Гайнанов А.Г. Глубинное сейсмическое зондирование методом преломленных волн и структура земной коры в области Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. Т. 1Х. Геофизика дна океана. М., 1974, с. 9–36.

- Синг Дж.С.Л. Вельдская формация в Нидерландах. - Тр. 1У Междунар. нефт. конгр., 1956, с. 146-152.
- Смехов Е.М., Макаров В.Г. О нефтеносности третичных отложенных полуострова Камчатки. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1, с. 109-115.
- Соботович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М., 1976. 159 с.
- Солнцева О.А., Кушнарёва Т.И. Тимано-Печорская провинция. - В кн.: Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 2. Л., 1957, с. 5-48.
- Соловьёва И.А. Особенности строения земной коры Тихого океана. - Геотектоника, 1976, № 3, с. 6-25.
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, 1968. 174 с.
- Сугимура Н. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 263-270.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966. 387 с.
- Турсина В.В. Геологическое строение побережья Гвинейского залива. - Вестн. МГУ, геология, 1967, № 2, с. 52-67.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. - Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1955, т. 12, с. 79-82.
- Удинцев Г.Б. О рельефе дна западной части Тихого океана. - Океанические исследования, 1960, № 2, с. 5-32.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972. 394 с.
- Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. - В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Тр. Второго вулканол. совещ., т. III, 1966, с. 120-126.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Т. I. М.-Л., 1934. 324 с. Т. II. М.-Л., 1934. 354 с.
- Фесенков В.Г. Космогония Солнечной системы. М., 1944. 110 с.
- Фишер Л.Р. Срединный хребет на юге центральной части Индийского океана. - В кн.: Система рифтов Земли. М., 1970, с. 99-109.
- Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли. - Природа, 1950, № 9, с. 15-21.
- Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. - Тр. Иркутск. ун-та, 1951, № 5, вып. 2, с. 38-68.
- Фролова Н.В. О происхождении гранитов архей Восточной Сибири. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 1, с. 28-37.
- Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архей Южной Якутии и Восточной Сибири. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, с. 13-39.
- Ханн В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин Мирового океана. - Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5, с. 1201, 1202.
- Халевин М.И. Сейсмология взрывов на Урале. М., 1975. 135 с.
- Хей У.У. Граница меловых и третичных отложений в заливе Тампикс (Мексика). - Тр. XXI сессии МГК. М., 1963, с. 164.
- Хейс Д. Перуанско-Чилийский жёлоб. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с. 158-167.

- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 113, с. 91-119.
- Хлопин Г.В. Радиоактивность и тепловой режим Земли. - Избр. труды, т. II, М., 1957, с. 281-294.
- Хурк В. Поиски нефти во Французской черной Африке. - Тр. IV Междунар. нефт. конгр. М., 1956, с. 212-236.
- Швольман В.А. Тектоника Филиппинского архипелага. - Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 47-87.
- Шейнман Ю.М. Длительность перестройки континентальной коры в океаническую (на примере Северной Атлантики). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 1, с. 42-60.
- Шепард Ф. Земля под морем. М., 1964. 251 с.
- Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М., 1950. 96 с.
- Эрлих Э.Н. Новые данные о вулканогенных структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. - Геотектоника, 1966, № 6, с. 48-63.
- Яковлев В.Н. Меловая система Сихотэ-Алиня. - Тр. Дальневост. фил. АН СССР, т. III, 1957, с. 1-66.
- Abdel-Monem A., Gast P.W. Age of volcanism on St. Helena. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, No. 5, p. 415-418.
- Adams J.E. Stratigraphic-tectonic development of Delaware basin. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, vol. 49, No. 11, p. 2140-2148.
- Aires-Barros L., Farias Tanner de Oliveira M.A. Sobre a petrografia de Ilha de Porto-Santo (Archipelago Madeira). - Geol. Soc. Portugal. Bull., 1969, vol. 17, p. 87-100.
- Airy G.B. On the computation of the effect of the attraction of mountainmass as disturbs the astronomical latitude of stations in geodetic surveys. - Philos. Transact., 1855, vol. 145, No. 1, p. 101-104.
- Albritton C.L., Smith T.F. Geology of Sierra Blanca area, Hudspeth County, Texas. - US Geol. Surv., Prof. Paper, 1965, No. 479. 131 p.
- Allen P. Age of the Wealden in the North-Western Europe. - Geol. Mag., 1955, vol. XCII, No. 4, p. 265-282.
- Allen P. Lower Cretaceous Sourceland and North Atlantic. - Nature, 1969, vol. 222, No. 5194, p. 658-660.
- Allsopp A.L. Rb-Sr and K-Ar age measurements on the Quat Dyke of southern Rhodesia. - Journ. Geophys. Res., 1965, vol. 70, No. 4, p. 977-984.
- Alvir A.D. The island Mindanao, Philippines an uplifted peneplain. - Proceed. Eighth Pacific Science Congress, vol. II, Geol. and Geophys. meteorol. Univers. Philippines, 1956, p. 278-283.
- Ambroggi R., Arambourg C. Sur le Maestrichtien et l'Eocene inferieur de la vallée du Sous (Sud Marocain). - C.R. Acad. Sci. Paris, 1951, vol. 232, No. 2, p. 170, 171.
- American Commission on stratigraphic nomenclature Nature and classes stratigraphic units. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1947, vol. 31, No. 3, p. 513-528.

- Andel T.H., van. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1958, vol. 42, No. 4, p. 734-763.
- Andel T.H., van, Bowin C.O. Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude and tectonics of mid-ocean rises. - Journ. Geophys. Res., 1968, vol. 73, No. 4, p. 1279-1298.
- Andel T.H., van, Komar P.D. Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, p. 1163-1190.
- Andel T.H., van, Veevers T.T. Submarine morphology of the Sahul shelf, Northwestern Australia. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, No. 6, p. 695-700.
- Anderson J.L. Petroleum geology of Colombia, South America. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1945, vol. 29, No. 8, p. 1065-1142.
- Andreieff P. Existence d'un niveau ci *Rotalypora reicheli* (Mornod) dans la craie cenomanienne du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). - C.R. Soc. Geol. France, 1964, fasc 4, p. 140-142.
- Asano K. Japanese Paleogene from the view point of Foraminifera with descriptions of several new Species. - Contrib. Inst. Geol., Paleontol. Tohoku Uniwers., 1962, No. 57, p. 1-32.
- Assungao T.C.F., Canilho M.H. Notes sobre petrografia comparada das ilhas Atlanticas. Lisboa: Umver. Fac. Ciênc. Mus e Labor Mineral e Geol. Bol., 1970, vol. 11, p. 305-342.
- Aubert de la Rüe E. Un voyage d'exploration dans les mers australes. - Revue Geogr. Phys. et Geol. Dynam., 1929, vol. II, No. 2.
- Aubert de la Rüe E. La geologie des Nouvelles Hebrides. - Journ. Soc. Oceanistes, 1956, vol. 12, No. 12.
- Aubouin T., Chorowicz T. Contribution à l'étude geologique du massif d'Allauch Pres de Marseille (Bouches-du-Rhône). - Bull. Geol. Soc. France, 1966, Ser. 7, t. VII, No. 6, p. 979-980.
- Aumento F. Vesicularity of mid-oceanic pillow lavas. - Canad. Journ. Earth. Sci., 1971, vol. 8, No. 10, p. 1315-1319.
- Aumento F., Loncarevic B.D. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. III. Bald Mountain. - Canad. Journ. Earth. Sci., 1969, vol. 6, No. 1, p. 11-23.
- Austin G.H. Regional Geology of Eastern Canada Off-shore. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 7, p. 1250-1275.
- Austin P.M., Spriggs R.C., Bzaithwaite I.C. Structure and Petroleum Potential of Eastern Chatham Rise, New Zealand. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 3, p. 471-497.
- Axelrod D.I. Fossil floras suggest stable not drifting continents. - Journ. Geophys. Res., 1963, vol. 68, No. 10, p. 3257-3263.

- Bacon M., Gray F. Evidence for crust in the deep ocean derived from continental crust. - *Nature*, 1971, vol. 229, No. 5283, p. 331-333.
- Baker I. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, vol. 80, No. 7, p. 1283-1310.
- Baker I., Gale N.H., Simons J. Geochronology of the St. Helena volcanoes. - *Nature*, 1967, vol. 215, No. 5109, p. 1451-1456.
- Baksi S.K. Stratigraphy of Barail series in southern part of Shillong Plateau, Assam, India. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1965, vol. 49, No. 12, p. 2282-2288.
- Baldwin E.M. Some revision of the late cenozoic stratigraphy of the Southern Oregon coast. - *Journ. geol.*, 1945, vol. 53, No. 1, p. 35-46.
- Ballard R.D., Bryan W.B., Heirtzler J.R., Andel T.H., van. Manned submersible observation in the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. - *Science*, 1975, vol. 190, No. 4210, p. 103-108.
- Bandy O.L., Rodolfo K.A. Distribution of foraminifera and sediments Peru-Chile trendi area. - *Deep-Sea Res.*, 1964, vol. 2, No. 2, p. 817-837.
- Banks L.M., Driver E.S. Geological history of Santa Ana structural trench, Anzoutegui, Venezuela. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1957, vol. 41, No. 2, p. 308-325.
- Barnes S.U. Geology and oil prospects of Somalia East Africa. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1976, vol. 60, No. 3, p. 389-413.
- Barr K.W. The Geology of the Toco district, Trinidad, West Indies. - *Overseas Geol. und Mineral Res.*, 1962, vol. 88, No. 4, p. 379-415.
- Barreyre M., Delfaud J. Etude stratigraphique du neocomien rencontre par les sondages de la Societe Nationale des Petroles d'Aquitane (S.N.P.A.) en Aquitaine occidentale. - *Mem. Fr. Bureau Rech. Geol. et Min.*, 1965, No. 34, p. 625-635.
- Barthel K.W. Le Crétacé inferieur de la region Est du Bassin a Molasse. - *Mem. Fr. Bureau Rech. Geol. et Min.*, 1965, No. 34, p. 769-777.
- Bartlett G.A., Smith L. Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newforindlend. - *Canad. Journ. Earth. Sci.*, 1971, vol. 8, No. 1, p. 65-84.
- Beiley D.K., Macdonald R. Petrochemical variation. Among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 28, p. 340-351.
- Beloussow V.V., Milanovsky Y.Y. On tectonics and tectonic position of Iceland. - *Tectonophys.*, 1977, vol. 37, No. 1-3, p. 25-40.
- Beltagy A., Chester R., Radgham R.C. The particle - size distribution of quartz in some North Atlantic Deep-Sea sediments. - *Marine Geol.*, 1972, vol. 13, No. 5, p. 297-310.

- Bender F. Zur Geologie des Küsten-Beckens von Sergipe, Brasilien. - Geol. Jahrb., 1960, Bd 77, Hannover, S. 1-33.
- Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, vol. 60, No. 12, p. 1837-1856.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure - Additional evidence from seismology. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, vol. 65, No. 5, p. 385-400.
- Bentz F.P. Marine geology of the southern Lord Howe Rise, south-west Pacific. - In: Geol. Continent Margins, 1974, p. 537-547.
- Berggren W.A. Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and radiometric time scale. - Nature, 1969, vol. 224, No. 5224, p. 1072-1075.
- Berggren W.A. A Cenozoic time - scale - some implications for regional geology and paleobiogeography. - Lethaia, 1972, vol. 5, No. 2, p. 195-215.
- Berggren W.A., Aubert J. Eocene bentonic foraminiferal biostratigraphy and paleobathymetry of Orphan Knoll (Labrador Sea). - Micropaleontol., 1976, vol. 22, No. 3, p. 327-346.
- Berryhill H.L., Briggs R.R., Glover L. Stratigraphy, sedimentation and structure of Late Cretaceous rocks in eastern Puerto-Rico. Preliminary report. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1960, vol. 44, No. 2, p. 137-155.
- Berthou M.P.Y. Quelques précisions stratigraphiques sur l'Albien et le Cénomaniens de la région de Lisbonne. - C.R. Soc. Geol. France, 1966, fasc 1.
- Berthou M.P.Y. La Limite Albien - Cénomaniens dans la région de Lisbonne (Portugal). - C.R. Acad. Sci. Paris, 1968, vol. 266, No. 10, p. 980-983.
- Beurlen K. Die Kreide im Küstenbereich vom Sergipe bis Paraíba do Norte (Brasilien). - Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 1961, Bd 112 (1960), Tl 3, S. 378-384.
- Beydoun Z.R. Geology of the Arabian Peninsula, Eastern Aden Protectorat and Part Dhufar. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1966, No. 560, p. 149.
- Bhandari L.L., Fuloria R.C., Sastri V.V. Stratigraphy of Assam Valley, India. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 4, p. 642-654.
- Bickel R.S. Reconnaissance geology of Cape Vogel Basin, Papua-New Guinea. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 12, p. 2477-2489.
- Birck J.L., Fourcade S., Allegre C.J. ^{87}Rb - ^{86}Sr age of rock from the Apollo 15 landing site and significance of internal isochrons. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, No. 1, p. 29-35.
- Bitterli P. Herrera subsurface structure of Penal field, Trinidad. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1958, vol. 42, No. 1, p. 145-158.
- Bogard D.D., Nyquist L.E., Bansal B.M., Weismann H., Shih C.Y. On old lunar rock 76 535. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, No. 1, p. 69-80.

- Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading Crustal Blocks at the Mid-Atlantic Ridge. - *Science*, 1971, vol. 174, No. 4016, p. 1329, 1330.
- Bonte A., Collin J.J., Leroix A., Waterlot M. Portlandien et Wealdien du Boulonnais; tectonique, destruction des falaises. - *Bull. serv. cart. geol.*, 1958, vol. 56, No. 257, p. 285-296.
- Borch C.C., von der, Conolly J.R., Dietz R.S. Sedimentation and structure of the continental margin in the vicinity of the Otway basin Southern Australia. - *Marine Geol.*, 1970, vol. 8, No. 1, p. 59-83.
- Borch C.C., von der, Rex R.W. Amorphous iron oxide precipitates in sediments cored during. - *Leg V DSDP*, 1971, ch. 26, p. 541-543.
- Bornhold B.D., Pilkey O.H. Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahamas. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, vol. 82, No. 5, p. 1341-1354.
- Boulad A.P., Condomines M., Bernat M., Michard T., Allegre C.J. Vitesse d'accrétion des nodules de manganèse des fonds océaniques. - *C.R. Acad. Sci.*, 1975, vol. D280, No. 21, p. 2425-2428.
- Bourcart J., Jeumaine E. La Grande Canarie. - *Bull. volcanol.*, 1937, vol. 2, p. 1-77.
- Brand J.P. Cretaceous of Llano Estacado of Texas. - *Bureau econom. geol. Rep. investig.*, 1953, No. 20, p. 1-25.
- Brink A.H. Petroleum Geology of Gabon Basin. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1974, vol. 58, No. 2, p. 216-235.
- Broch P.O. Lavas of the Bouvet Island. - In: Two contributions to Antarctic petrography. Scientific results Norwegian Antarctic Expedition, 1940, No. 25, p. 3-26.
- Brognon G.P., Verrier G.R. Oil and geology in Cuanza Basin of Angola. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1966, vol. 50, No. 1, p. 108-158.
- Bronnimann P., Pigassi D. Contribution to the Geology and Paleontology of the City of La Havana, Cuba and its surroundings. - *Eclog. Geol. Helvet.*, 1963, vol. 56, No. 1, p. 193-480.
- Brouwer A. Cenozoic history of the Netherlands. - *Verh. van het Koninkl. - Nederl. geol. mijnb. genootschap, geol. ser.*, 1963, No. 21-1, p. 117-148.
- Brown R.D., Snavely P.D., Gower H.D. Lyre formation (redefinition) Northern Olymp Peninsula, Washington. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1956, vol. 40, No. 1, p. 94-107.
- Brunnschweiler R.O. On the geology of the Indoburman Ranges (Arakan Coust and Yoma, Chin Hills, Naga Hills), - *Journ. Geol. Soc. Australia*, 1966, vol. 13, pt 1, p. 137-194.
- Bryan W.B., Stice G.D., Ewart A. Geology, Petrography and Geochemistry of volcanic rocks from Tonga. - *Journ. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, p. 1566-1585.
- Brynmor J. The sedimentary rocks of Socoto Province. - *Bull. Geol. Soc. Surv. of Nigeria*, 1948, No. 18, 75 p.

- Bucher W.H. Structure and orogenic history of Venezuela. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1946, vol. 57, No. 12, p. 1181, 1182.
- Budinger T.F., Enbysk B.I. Cobb seamount—a Deep-Sea feature of the Washington coast. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1958, vol. 69, No. 12, pt II, p. 1677, 1678.
- Bulard P., Debelmas J. Contribution à l'étude de la zone Briançonnaise le massif de la Seta (Savoie) (Feuille de la Grave au 50 000 e). - Bull. Serv. Cart. géol. France, 1961, vol. 58, No. 264, p. 113-130.
- Bunce E.T., Fahliquist D.A. Geophysical investigation of the Puerto Rico trench and Outer Ridge. - Journ. Geophys. Res., 1962, vol. 62, p. 3955-3972.
- Bunce E.T., Hersey J.B. Continuous seismic profiles of Outer Ridge and Nares Basin north Puerto Rico. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, vol. 77, p. 803-811.
- Burckle L.H., Saito T., Ewing M.A. Cretaceous (Turonian) core from Naturaliste Plateau southeast Indian Ocean. - Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, No. 4, p. 421-426.
- Bürgli H. El „Jura-Triásico“ de Colombia. - Bol. Geol. Surv. Nac., 1964a, vol. 12, No. 1-3, p. 5-31.
- Bürgli H. Die rithmischen Bewegungen der Kreidegeosynclinalen der Ostkordillere Kolumbiens. - Geol. Rundsch., 1964b, Bd 53, Hft 2, S. 706-731.
- Buser H. Über den Einfluss von Paläostructuren auf die Kreide-Tertiär Ablagerungen in westlichen Teil Africas. - Neues Jahrb. Geol., Paläontol., Monatsh., 1965, Hft 7, Stuttgart, S. 400-409.
- Buser H. Das Gesetz der hemisphärischen Transgressions-Regressions-Umkehr und seine Bedeutung als Gegenthese zur Kontinentalverschiebung. - Neues Jahrb. Geol., Paläontol., Abhandl., 1967, Bd 128, Hft 2, S. 119-135.
- Campbell R.H., Yerkes R.F., Wentworth C.M. Detachment faults in the Central Santa Monica Mountains, California. - US Geol. Surv., Prof. Pap., 1966, No. 550-C, p. 1-11.
- Cann J.R. A second occurrence of dalyite and the petrology of some ejected syenite blocks from São Miguel, Azores. - Mineral. Mag., 1967, vol. 36, p. 227-232.
- Carstens H. Cristobalite trachytes of Jan Mayen. - Norsk Polarinst skr., 1967, vol. 121, p. 1-10.
- Carter W.D., Le Aguirre L.B. Structural geology of Aconcagua province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, No. 6, p. 651-664.
- Castelain J. Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du Bassin Senegal. - Colloq. Inter. micropaléontol., 1963, Dakar, p. 135-159.
- Casteras M., Clavier B. Sur l'extension du Crétacé supérieur en Bigorre. - C.R. Acad. Sci. Paris, 1958, vol. 247, No. 23, p. 2161-2164.
- Cecioni G. Preuves en faveur d'une glaciation Neo-Jurasique en Patagonie. - Bull. Soc. Geol. France, 1959, vol. 8, No. 5, p. 413-436.

- Cederstrom D.J. Structural geology of Southeastern Virginia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1945, vol. 29, No. 1, p. 71-95.
- Changkakoti U.N., Borooh S.K. The Cretaceous transgression in Assam. - Current Sci., 1964, vol. 33, No. 23, p. 702-704.
- Charrier R., Lahsen A. Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene, Seno Skyring Strait of Magellan area, Magallanes province, Chile. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, vol. 53, No. 3, p. 568-590.
- Chatwin C.P. British regional geology - East Anglia and adjoining areas. - Great Britain Geol. Surv. and Museum. Ed 4. 1961. 100 p.
- Chauve P., Hoppe P. Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le corridor de Boyar (province de Cadix, Espagne). - Bull. Soc. Geol. France, 1962, I ser., vol. IV, No. 2, p. 303-310.
- Chayes F. Phylolites of the oceanic islands. - Carnegie Inst. Yearbook, 1970, vol. 68. 177 p.
- Chenevart Ch. Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amerique latine. - Eclog. Geol. Helvet., 1963, vol. 56, No. 2, p. 907-927.
- Cherkis N.Z., Fleming H.S., Feden R.H. Morphology and structure of Maury channel, northeast Atlantic ocean. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, No. 5, p. 1601-1606.
- Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la geologie de la Guyane francaise. - Bull. Soc. Geol. France, 1965, vol. 7, No. 1, p. 129-135.
- Choubert G. Historie geologique du demaine de l'Anti-Atlas. Geologie du Maroc. - Not et Mem. Geol. Surv. Maroc, 1952, No. 100, Casablanca, p. 150-172.
- Chouhan R.K.S., Srivastava V.K. Focal mechanisms in northeast India and their tectonic implications. - Pure and Appl. Geophys., 1975, vol. 113, No. 2, p. 467-482.
- Chubb L.J. The Cretaceous succession in Jamaica. - Geol. Mag., 1955, vol. XCII, No. 3, p. 177-195.
- Ciry R., Amiot M., Feuillée P. Les transgressions cretacées sur le massif d'Oroz-Betelu (Navarre espagnole). - Bull. Soc. Geol. France, 1963, 7 ser., vol. V, No. 5, p. 701-707.
- Clague D.A., Dalrymple G.B. Cretaceous K-Ar ages of volcanic rocks from Musicians seamounts and the Hawaiian Ridge. - Geophys. Res. Lett., 1975, vol. 2, No. 7, p. 305-308.
- Clarke R.H. Cenozoic subsidence in the North Sea. - Earth Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, No. 2, p. 329-332.
- Closs D. Cenozoic stratigraphy of southern Brazil. - Proceed. II West. Afric. Micropaleontol. Colloq., 1966, Leiden, p. 34-43.
- Cloud P.E. Provisional correlation of selected Cenozoic sequences in the western and central Pacific. - Proc. Pacific Sci. Congr. 8-th City, Polippine Islands, 1956, p. 555-574.

- Cloud P.E., Jr., Schmidt R.G., Burke H.W. Geology of Saipan, Mariana Islands. Pt I. General Geology. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1956, No. 280A, p. 1-126.
- Cobbing E.J., Ozard I.M., Snelling N.G. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88, No. 2, p. 241-246.
- Cole W.S. Upper Eocene and Oligocene larger Foraminifera from Viti Levu, Fiji. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1960, No. 374A, p. A1-A7.
- Collignon M. Le Danien a Madagascar. - Rep. XXI sess. Intern. Geol. Congr., 1960, sect. V, p. 117-119.
- Compton R.R. Analyses of Pliocene-Pleistocene deformation and stresses in Northern Santa Lucia Range, California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, vol. 77, No. 12, p. 1361-1379.
- Comte D., Graciansky P.Ch., Sarfati J. Données stratigraphiques nouvelles sur le cretace inferieur des Carbières meridionales et orientales. - Mem. Bureau Rech. Geol. et Mineral., 1965, No. 34, Lyon, p. 643-654.
- Conolly J.R., Flavelle A.F., Dietz R.S. Continental margin of the Great Australian Bight. - Marine Geology, 1970, vol. 8, No. 1, p. 31-58.
- Coombs D.S. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. - Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, No. 1, p. 227-250.
- Cooper J.A., Richards J.R. Isotopic and alkali measurements from the Vema seamount of the South Atlantic Ocean. - Nature, 1966, vol. 210, No. 5042, p. 1245, 1246.
- Couon C.A. The pedestal of oceanic volcanic islands. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, No. 5, p. 749-760.
- Couper R.A. Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand. - Paleontol. Bull. New Zealand Geol. Surv., 1953, No. 22. 77 p.
- Couvinger J.A., van., Miller J.A. Miocene stratigraphy and age determinations, Rusinga Island, Kenya. - Nature, 1969, vol. 221, No. 5181, p. 628-632.
- Crowell J.C., Susuki T. Eocene stratigraphy and paleontology, Orocochia mountains Southeastern California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, vol. 70, No. 5, p. 581-592.
- Cullen D.J. On supposed extinct mid-ocean ridges in the Tasman Sea. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, No. 5, p. 446, 447.
- Curry D. The Paleogene beds of South-East England. - Proceed. Geol. Soc., 1965, vol. 76, pt 2, p. 151-173.
- Cushman J.A. Geology and paleontology of the Georges Bank Canyons. Pt IV. Cretaceous and Late Tertiary Foraminifera. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1936, vol. 47, No. 3, p. 413-436.
- Cuvillier J., Boltzenhagen G., Deloffre R., Henry J. Sur la stratigraphie et la structure de Cretaceus inferieur d'Arancou-Bergouey (Basses Pyrenees). - Bull. Soc. Geol. France, 1966, vol. 7, No. 3, p. 399-401.

- Daguin F. Revision de la feuille de Mont-de-Marson au 80 000 e. - Bull. Serv. Cart. Geol. France, 1945, vol. XIV, No. 216, p. 247-254.
- Dalrymple G.B., Clague D.A. Age of the Hawaiian-Emperor bend. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, No. 3, p. 313-329.
- Daly R.A. Petrography of the Pacific Islands. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1916, vol. 27, p. 325-344.
- Daly R.A. The geology of Ascension Island. - Proceed. Amer. Acad. Arts Sci., 1925, vol. 60, 80 p.
- Daly R.A. The geology of Saint Helena Island. - Proceed. Amer. Acad. Arts Sci., 1927, vol. 62, p. 31-92.
- Dalziel I.W.D., Caminos R., Palmer K.F., Casanova R. South extremity of Andes; Geology of Isla de los Estados Argentine Rerra del Fuego. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 12, p. 2502-2512.
- David T.W.E. The geology of the Commonwealth of Australia, vol. I, London, 1950. 747 p.
- Diaz T. Geologia estructural del anticlinal Poyotes, Mexico ates. - Serv. Petrol. Corp., Seismogr. Serv. Corp., 1952, vol. 4, No. 1-2, p. 117-147.
- Dibblee T.W., Jr. Tertiary stratigraphic units of Western Mojave desert, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1958, vol. 42, No. 1, p. 135-144.
- Dickas A.B., Payne J.L. Upper Paleocene buried Channel in Sacramento Valley, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 6, p. 873-882.
- Dickinson W.R. Tectonic development of Fiji. - Tectonophysics, 1967, vol. 4, p. 543-553.
- Dickinson W.R. Sedimentation of volcanoclastic strata of the Pliocene Koroimavaur group in north-west Viti Levu, Fiji. - Amer. Journ. Sci., 1968, vol. 266, No. 6, p. 440-453.
- Dietz R.S., Holden J.C., Sproll W.R. Geotectonic evolution and subsidence of Bagama Platform. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 7, p. 1915-1928.
- Dillon L.S. Neovolcanism: a proposed replacement of plate tectonics and continental drift. - In: Plate tectonics: assessments and reassessments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974, No. 23, p. 167-239.
- Ditterman R.L., Hartssock J.K. Geology of the Ineskin-Tuxedni region Alaska. - US Geol. Surv. Paper, 1966, No. 512. 78 p.
- Donovan O.T. Cretaceous of East Greenland. - Geology Arctic, 1960, vol. 1, p. 274-277.
- Dott R.H., Jr. Eocene deltaic sedimentation at Coas Bay, Oregon. - Journ. Geol., 1966, vol. 74, No. 4, p. 373-420.
- Drake M.J., McCallum I.S., McKay G.A., Weill D.T. Mineralogy and petrology of Apollo-12 Sample No. 12 013. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, No. 2, p. 103-123.
- Driver H.L. Genesis and evolution of Los Angeles Basin. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1948, vol. 32, No. 1, p. 109-125.
- Duncan A.R., Drieve R.A.F., Weill D.F. The life and times of Big Bertha; lunar breccia 14 321. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, No 3, p. 265-273.

- Duncan A.R., McKay S.M., Stoesser J.W., Lindstrom M.M., Lindstrom D.J., Fruchter J.S., Goles G.G. Lunar polymict breccia 14 321: compositional studies of its principal components. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, vol. 39, No. 3, p. 247-260.
- Dunnington H.V. Stratigraphical distribution of oilfields in the Iraqified of Iran-Arabia Basin. - *Journ. Inst. Petrol.*, 1967, vol. 53, No. 520, p. 129-161.
- Dupeuble P.A., Rehault J.P., Auxietre J.L., Dunaud J.P., Pastouret L. Resultats de dragages et essai de stratigraphie des bancs de Galice et des montagnes de Porto et de Vigo (murge occidentale Iberique). - *Marine Geology*, 1976, vol. 22, No. 2, p. M37-M49.
- Dupuy de Lôme E., Sanchez Lozano R. El Cretaceo en Espana. V. La Union de las cadenas betucas. *Int. Geol. Congr. XX "Sistema Cretaceo"*, vol. I, Mexico, 1959, p. 445-481.
- Durell C. Tertiary and Quaternary geology of the northern Siera Nevada. - *Bull. Calif. Div. Minral. Geol.*, 1966, No. 190, p. 185-197.
- Durozoy G. Resultats de sondages de reconnaissance dans la plaine Bône. - *C.R. Soc. Geol. France*, 1961, fasc 8, p. 210-212.
- Dymond J. K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands and implications for the hot-spot model. - *Geology*, 1975, vol. 3, No. 5, p. 236-240.
- Dymond J., Corless J.B., Heath F.R., Field C.W., Veeh H.H. Origin of metalliferous sediment from the Pacific Ocean. - *Geol. Soc. Bull.*, 1973, vol. 84, No. 10, p. 3355-3372.
- Easton W.H., Melendrez M.M., Jr. First paleozoic fossil from Philippina archipelago. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1963, vol. 47, No. 10, p. 1871-1873.
- Edmunds F.H. British regional geology. The Wealden district. 1935. London. 85 p.
- Edwards A.B., Glaesner M.F. Mesozoic and Tertiary sediments from the Wahgi Valley, New Gwinea. - *Proceed. Roy. Soc. Victoria*, 1953, vol. 64, pt 2, Melbowne, p. 93-112.
- Edwards A.R. Calcareous nannoplankton from the Uppermost Cretaceous and Lowermost Tertiary of the Mid-Waipara section, South Island, New Zealand. - *N.Z. Journ. Geol. Geophys.*, 1966, vol. 9, No. 4, p. 481-490.
- Einstein A., Besso M. Correspondence 1943-1955. Paris, 1972.
- Emery K.O. Shallow submerged marine terraces of southern California. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1958, vol. 69, No. 1, p. 39.
- Emery K.O., Tracey J.I., Ladd H.S. Geology of Bikini and nearby atolls. - *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 1954, No. 260A, p. 265.
- Engels B. Geologische Problematik und Srukturanalyse Nikaraguas. Ein Beitrag zur Geologie Mittelamerikas. - *Geol. Rundsch.*, 1965, Bd 54, Hft 2, S. 758-795.

- Ericson D.B., Ewing M., Heezen B.C. Turbidity current and sediments in North Atlantic. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1952, vol. 36, No. 3, p. 489-511.
- Ewing M., Heezen B.C. Puerto Rico trench topographic and geophysical data. - Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, No. 62, p. 255-267.
- Fairbridge R.W., Stewart H.B., Jr. Alexa Bank drowned atoll on the Melanesian Border Plateau. - Deep-Sea Res., 1960, vol. 7, p. 100-116.
- Ewing J., Ewing M. Reflection profiling in and around the Puerto-Rico trench. - Journ. Geophys. Res., vol. 67, No. 12, 1962, p. 1179-1189.
- Fallot P., Lanteaume M. Feuilles le Boréon (7-8) et Vieve (5-6) au 50 000. - Bull. Serv. Cart. Geol. France, 1957, vol. LIV, No. 250, fasc B, p. 453-484.
- Fauré H. Géologie des formations sédimentaires d l'Air (Niger). - Bull. Soc. Géol. France, 1959, I Ser., vol. I, No. 2, p. 143-149.
- Fauré H. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger Oriental. Theses doct. natur. fac. sci. Univers. Paris, 1962, 630 p.
- Fedotov S.A. Mechanism of magma ascent and deep feeding channels of island arc volcanoes. - Bull. volcanol., 1975 (1976), vol. 39, No. 2, p. 241-254.
- Ferreira G.C. Sibsídio para o conhecimento do Cretacico inferior de região a Norte de Torres Vedras. - Commun. Serv. Geol. Portugal., 1958, vol. XLII, p. 151-161.
- Fisher S.P., Passagno E.A. Upper Cretaceous strata of Northwestern Panama. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, vol. 49, No. 4, p. 433-444.
- Fisher W.L., Rodda P.U. Nomenclature revision of basal Cretaceous rocks between the Colorado and Red Rivers, Texas. - Report Invest. bureau econom. geol. Univers. of Texas, 1966, No. 58. 20 p.
- Flandrin J. Contribution a l'etude stratigraphique du nummulitique Algérien. 2 ser. Stratigraphie. - Bull. Serv. Carte Geol. d'Algérie, 1948, No. 19. 340 p.
- Ford A., Houbolt J.J.H. The microfacies of the Cretaceous of Western Venezuela. - Intern. Sedimental. Petrogr. ser., 1963, vol. VI. 109 p.
- Forgotson J.M. Stratigraphy of Comanchean Cretaceous Trinity Group. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1957, vol. 41, No. 10, p. 2328-2363.
- Forgotson J.M. Depositional history and paleotectonic framework of Comandchan Cretaceous Trinity stage, Gulf Coast area. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1963, vol. 47, No. 1, p. 69-103.
- Foster R.J. Tertiary geology of a portion of the Central Cascade mountains, Washington. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, vol. 71, No. 2, p. 99-125.
- L Fox P.J., Heezen B.C., Jonson G.L. Jurassic sandstone from the tropical Atlantic. - Science, 1970, vol. 170, No. 3965, p. 1402-1404.

- Fox P.J., Ruddiman W.F., Ryan W.B.F., Heezen B.C. The geology of the Caribbean crust. - In: Beata Ridge. Tectonophysics, 1970, vol. 10, p. 495.
- Fox P.J., Schreiber E., Heezen B.C. The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and rocks from the Aves ridge. - Tectonophysics, 1971, vol. 12, No. 2, p. 89-109.
- Frankel J.J. Distribution of Tertiary sediments in Zululand and southern Mosambique, Southeast Africa. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, vol. 56, No. 12, p. 2415-2425.
- Frey F., Bryan W., Tompson G. Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the DSDP. - Geophys. Res., 1974, vol. 79, No. 35, p. 5507-5527.
- Fryer P. Petrology of some volcanic rocks from the northern Fiji Plateau. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, No. 11, p. 1717-1720.
- Gauthier H. Les formations de passage du Crétacé à l'Eocene dans les bassins du Dades et du Todra (Sud du Haut-Atlas marocain). - C.R. Acad. Sci. Paris, 1952, vol. 234, No. 6, p. 644, 645.
- Geotimes, 1969-1977, vol. 14-22.
- Gibb F.G.F., Kanaris-Sotirion R. Jurassic igneous rocks of the Forties Field. - Nature, 1976, vol. 260, No. 5546, p. 23, 24.
- Gibson J.B. Exploration geológica del area la Aquada Co-males, Municipioc de Ozuluama y Tantoyuca Ver. - Seism. Serv. Corp., 1952, vol. 4, No. 1-2, p. 29-49.
- Gilluly J. Plate tectonics and magmatic evolution. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, p. 2382-2396.
- Gla-gue D.A., Dalrymple G.B., Moberly R. Petrography and K-Ar ages of dredged volcanic rocks from western Hawaiian Redge and South Emperor seamount chain. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86, No. 7, p. 991-997.
- Glasby G.R., Summerhayes C.P. Sequential deposition authigenic marine minerals around New Zealand: Paleoenvironmental significance. - N.Z. Journ. Geol. Geophys., 1975, vol. 18, No. 3, p. 477-490.
- Glass B.P. High-silica (>60%) lunar glasses in Apollo 14 soil sample: evidence for silicic lunar volcanism. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 33, No. 1, p. 79-85.
- Graves R.W. Geology of Hood Spring Quadrangle, Brewster County, Texas. - Rep. Investig. Univers., Texas, 1954, No. 21. 51 p.
- Greigert J., Pougnet R. Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. - Mem. Bureau rech. geol. mineral., 1967, No. 48. 238 p.
- Grew T.A. Crustal and upper mantle structure of central Aleutian arc. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, No. 7, p. 2169-2191.
- Grey R. Time-stratigraphic correlation of Tertiary rocks in the Philippines. - Philipp. Geologist, 1967, vol. XXI, No. 1, p. 41-56.

- Griffin J., Mouterd R. Sur Lias de L'unité externe de la Dorsale rifaine au SW de Tetuan. - C.R. Soc. Geol. France, 1961, fasc 5, p. 136-138.
- Griggs G.B., Kulm L.D. Sedimentation in Cascadia deep-sea channel. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 3, p. 1361-1394.
- Griggs G.B., Kulm L.D., Waters A.C., Fowler G.A. Deep-Sea gravel from Cascadia Channel. - Journ. Geol., 1970, vol. 78, No. 5, p. 611-619.
- Grieve R.A., McKay G.A., Smith H.D., Weill D.F. Lunar polymict breccia 14 321, a petrologic study. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 3, p. 229.
- Gryc G., Patton W.W., Payne T.G. Present Cretaceous stratigraphic nomenclature of northern Alaska. - Journ. Washington Acad. Sci., 1951, vol. 41, No. 5, p. 159-168.
- Gulinck M. Aperçu general sur les dépôts éocènes de la Belgique. - Bull. Soc. Geol. France, 1965, 7 Ser., vol. VII, No. 2, p. 222-227.
- Haanstra U.A. A review of Mesozoic geological history in the Netherlands. Verhand. van het Konink. - Niderl. geol. mijnbouw genootschap, Geol. ser., 1963, deel 21-1, p. 35-55.
- Halbouty M.T. Stratigraphic trap possibilities in Upper Jurassic rocks. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1966, vol. 50, No. 1, p. 3-24.
- Hall C.A., Corbató Ch.E. Stratigraphy and structure of mesozoic and cenozoic rocks. Nipomo quadrangle, southern coast ranges, California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, vol. 78, No. 5, p. 559-582.
- Hall C.A., Joines D.L., Brooks S.A. Pigeon Point formation of Late Cretaceous age. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1959, vol. 43, No. 12, p. 2855-2859.
- Hancock J.M. The Cretaceous system in Northern Ireland. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1961, vol. CXVII, pt 1, No. 465, p. 11-36.
- Harata T., Tokuoka T., Suzuki H. О древней суше в южной части Тихого океана. Symposium: Island. - Arc and Ocean, 1970, Tokyo, p. 31-39.
- Hargraves R.B. Precambrian geologic history. - Science, 1976, vol. 793, No. 4251, p. 303-371.
- Hart M.B. The mid - Cretaceous succession of Orphan Knoll (northwest Atlantic): micropaleontology and paleo-oceanographic implication. - Canad. Journ. Earth Sci., 1976, vol. 13, No. 10, p. 1411-1421.
- Hatai K., Funayama Y. Remarks on the sedimentary structures observed in the older Miocene marine formation developed in Nishi-Muraiama and Hishi-Oitama districts. Yamagata prefecture, North-East Honshu, Japan. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1956, vol. 62, No 726, p. 139-144.
- Hausen H. Contribution to the geology of Tenerife. - Soc. Geol. Fennia, Comm. Phys. Math., 1956, vol. 18, p. 1-259.

- Hausen H. New contribution to the geology of Grand Canary (Grand Canaria). - Soc. Sci. Fennia Comm. Phys. Math., 1962, vol. 27, p. 1-418.
- Hayes D.E. A geophysical investigation of Peru Chile Trench. - Marine Geology, 1966, vol. 4, p. 309-351.
- Hedberg H.D., Sass L.S., Funkhouser H.J. Oil fields of Greater Oficina area, Central Anzoategui, Venezuela. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1947, vol. 31, No. 12, p. 2089-2169.
- Heezen B.C., Glass B., Menard H.W. The Manihiki Mateau. - Deep-Sea Res., 1966, vol. 13, No. 3, p. 445-458.
- Helmstaedt H., Allen J.M. Metagabbroite from DSDF hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge. - Canad. Journ. Earth Sci., 1977, vol. 14, No. 4, p. 886-898.
- Henningsen D. Notes on stratigraphy and paleontology of Upper Cretaceous and Tertiary sediments in Southern Costa Rica. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1966, vol. 50, No. 3, p. 562-566.
- Henson F.R.S. Observations on the geology and petroleum occurrences of the Middle East. - Proceed. III World Petrol. Congr., 1951, sect. I, p. 118-140.
- Herm D. Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreidefisch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). - Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 1965, Bd 115, Tl I, S. 277-348.
- Hersey J.B. Finding made during the June 1961 cruise of "Chain" to the Puerto Rico Trench und Coryn seumount. - Journ. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 1109-1116.
- Hinte J.E., van. A Jurassic Time Scale. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1976a, vol. 60, No. 4, p. 489-497.
- Hinte J.E., van. A Cretaceous Time Scale. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1976b, vol. 60, No. 4, p. 498-516.
- Hoare J.M. Geology and tectonic setting of Lower Kuskokwim-Bristol Bay region, Alaska. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1961, vol. 45, No. 5, p. 594-611.
- Honnorez J., Bonatti E., Emiliani C., Bronniman P., Furrer M.A., Meyerhoff A.A. Mesozoic limestone from the Vema off set zone Mid-Atlantic ridge? - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, No. 1, p. 8-12.
- Horne G.S., Atwood M.G., King A.P. Stratigraphy, Sedimentology and Paleoenvironment of Esquias formation of Honduras. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 2, p. 176-188.
- Houten F.B., van, Travis R.B. Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, vol. 52, No. 4, p. 675-702.
- Howie R.D. Oil and Gas Exploration-Atlantik Coast of Canada. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, vol. 54, No. 11, p. 1989-2005.
- Huene R., von. Structure of continental margin and tectonism of easter Aleutian trench. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, No. 12, p. 3613-3626.

- Huene R., von, Shor G.G., Jr. The structure and Tectonic history of the eastern Aleutian trench. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, vol. 80, No. 10, p. 1889-1902.
- Iijima A. Preliminary note of the heavy-mineral association of the Ishikari series (Eocene-Oligocene) in the Ishikari, Kabato and Rumoi coal fields in Hokkaido, Japan. - *Journ. Geol. Soc. Japan*, 1957, vol. 63, No. 737, p. 67-81.
- Imlay R.W. Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1944a, vol. 55, No. 8, p. 1005-1045.
- Imlay R.W. Cretaceous formations of Central America and Mexico. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1944b, vol. 28, No. 8, p. 1077-1195.
- Imlay R.W. Subsurface Lower Cretaceous formations of South Texas. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1945, vol. 29, No. 10, p. 1416-1469.
- Imlay R.W., Reeside J.B. Correlation of the Cretaceous formations of Greenland and Alaska. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1954, vol. 65, No. 3, p. 223-246.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1969-1977, vol. I-XXXVIII.
- Irwin W.P. Geology of Klamath Mountains. - *Californ. Div. Min. and Geol. Bull.*, 1966, No. 191, p. 40-43.
- Isaacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics. - *Journ. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, No. 18, p. 5855-5900.
- Ishizaka K., Yanagi T. Occurrence of oceanic plagiogranites on the older tectonic zone, Southwest Japan. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, No. 3, p. 370-377.
- Ituralde-Vinent M.A. Principal characteristics of Cuba Neogens stratigraphy. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1969, vol. 53, No. 9, p. 1938-1955.
- Ituralde-Vinent M.A. Neogene stratigraphy in western Cuba: new data. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1970, vol. 54, No. 4, p. 658-661.
- Ituralde-Vinent M.A. Principal characteristics of Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of Cuba. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, vol. 56, No. 12, p. 2369-2379.
- Iwabuchi Y. Topography of trenches of the Japanese Islands. - *Journ. Geol. Soc. Japan*, 1968, vol. 71, No. 1, p. 37-46.
- Iwahashi T., Ohara J. A study on the stratigraphy and geological structure of the Kokura coal-field, Northern Kyushu, Japan. - *Journ. Geol. Soc. Japan*, 1959, vol. LXV, No. 768, p. 528-536.
- Jefferson C.C., Jr., Pierce G.R. Précis of Mesozoic "redbeds" near Carache, Trujillo. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1961, vol. 45, No. 3, p. 390, 391.
- Juana C.G., de, Rodriguez L.P. Fundamental geological characteristics Venezuelan oil basins. *Third World Petrol. Congr. Proceed.*, 1951, p. 41-55.

- Kanloka I., Tokahashi E., Zashu Sh. K-Ar ages of alkali basalts from the Oki-Dogo Island. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1977, vol. 83, No. 3, p. 187-189.
- Karig D.E., Glassley W.E. Dacite and related sediment from the West Mariana Ridge, Philippine Sea. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 7, p. 2143-2146.
- Katz H.R., von. Randpazifische Eruchtektonik an Beispiel Chiles und Neuseelands. - Geol. Rundsch., 1970, Bd 59, Hft 3, S. 900, 901.
- Katz H.R., von. Kontinental margin in Chile - is tectonic style compressional or extensional. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1971, vol. 55, p. 1753-1758.
- Katz H.R., von, Watters W.A. Geological investigation of the Yahgan formation and associated igneous rocks of Navarino Island, Southern Chile. - N.Z. Journ. Geol. and Geophys., 1966, vol. 9, No. 3, p. 323-359.
- Kaye P. Some lower Cretaceous sections in northern England. - Proceed. Geol. Assoc. Colchester, 1964, vol. 75, pt 3, p. 315-320.
- Keller G. Mitteilung uber die Geologie Margarethen-Egge bei Mecklenburg in Westfalie. - Neues Jahrb. Geol. Paleontol., 1962, Hft 1, S. 348-358.
- Kellog H.E. Tertiary Stratigraphy and Tectonism in Svalbard and continental drift. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1975, vol. 59, No. 3, p. 465-485.
- Kent P.E. The Miocene beds of Kavirondo, Kenia. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1944, vol. 100, pt 1-2, No. 3, p. 85-118.
- Kerr J.W. A submerged continental remnant beneath the Labrador Sea. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, No. 4, p. 283-289.
- Khudoley K.M. Principal features of Cuban geology. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 5, p. 668-677.
- Kilkenny J.E. Geology and exploration for oil in Salinas Valley, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1947, vol. 32, No. 12, p. 2254-2268.
- Kilmer F. Late Cretaceous stratigraphy and paleontology El Rosario, Northwest Baja California, Mexico. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, No. 87, p. 211.
- King L.H., McLean B., Fader G.B. Unconformities on Scotian Shelf of Canada. - Canad. Journ. Earth Sci., 1974, vol. 11, No. 1, p. 89-100.
- King Ph.B. Geology of the Sierra Diablo region, Texas. - Geol. Surv. Prof. Paper, 1965, No. 480. 185 p.
- Kirkaldy J.F. The Wealden and marine Lower Cretaceous beds of England. - Proc. Geol. Assoc. Colchester, 1963, vol. 74, pt 2, p. 127-146.
- Kitamura N. Tertiary Orogenesis in Northeast Honshu, Japan. - Contrib. of Thohoku Univers. Sendai, 1959, No. 49. 98 p.
- Kitano K. Alkaline basalts from the Eruino seamount. - Journ. Geol. Japan, 1970, vol. 76, No. 8, p. 399-404.

- Kiyoshi M. A finding of the gravels gneissic rock from the Koura formation in Shimane Peninsula district and their geological significance. - Journ. Japan. Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geol., 1973, vol. 68, No. 9, p. 284-286.
- Koch E., Blissenbach E. Die gefalteten oberkretazischen-tertiären Rotschichten im Mittel-Ucayaly Gebiet, Ostperu. - Beih. Geol. Jahrb., 1960, Hft 43, Hannover, S. 103.
- Koesoemadimata R.P. Outline of geological occurrence of oil in Tertiary basins of West Indonesia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, vol. 53, No. 11, p. 2368-2376.
- Krause D.C. Tectonic, marine geology and bathymetry of the Celebes Sea-Sulu Sea region. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, vol. 77, No. 8, p. 813-831.
- Krause D.C., Schilling J.G. Dredged basalt from the Reykianes Ridge, North Atlantic. - Nature, 1969, vol. 224, No. 5221, p. 791.
- Krejci-Graf K., von. Vertical Bewegungen der Makaronesen. - Geol. Rundschau, 1962, Bd 51, Hft 1, p. 73-122.
- Krischna M., Chutterji A.K. Stratigraphy of the Miocene beds of Katiawara Western India. - Micropaleontology, 1956, vol. 2, No. 4.
- Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa; plate accretion versus plate destruction. - Precambrian Res., 1977, No. 2, p. 163-213.
- Krummenacher D., Dowd D.H., Duda V.F., Cunningham W.B., Kingery F.L., Spidel W.F. Potassium-argon ages from xenoliths and differentiates in coarse-grained rocks from the center of the island of Tahiti French Polinesia (abs.) - Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programms, 1972, vol. 4, No. 3, p. 186.
- Krutak P.R. Structural geology of the Sierra de la Gavia, Coahuila, Mexico. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, vol. 78, No. 1, p. 59-75.
- Kuennen Ph.H. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation marine canyons. - Leidsche Geol. Med., Dl., 1937, No. 7, p. 327-351.
- Kuennen Ph. H. Properties of turbidity currents of high density. - Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ., 1951, vol. 2, p. 14-33.
- Kuennen Ph.H., Migliorini C.I. Turbidity currents: a cause of graded bedding. - Journ. Geol., 1950, vol. 58, No. 2, p. 91-121.
- Kummel B. Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. - Geol. Soc. Amer. Bul., 1948, vol. 59, No. 12, pt 1, p. 1217-1266.
- Kumon F., Inouchi Y. Stratigraphical and sedimentological studies of the Paleogene system of the Simanto complex in the Shishikuicha area in Tokushima prefecture, the Northeast part of the Muroto Peninsula. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1976, vol. 82, No. 6, p. 383-394.

- Kuno H., Fisher R.L., Nasu N. Rock fragments and pebbles dredged near Jimmi mount, Northwest Pacific. - Deep-Sea Res., 1956, vol. 3, No. 2, p. 126-133.
- Kuno H., Koike K. Note on Yugasima group exposed near Syuzenzi, Izu. - Journ. Geol. Japan, 1949, vol. 55, No. 641, p. 28-32.
- Ladd H.S. Geology of Viti Levu, Fiji. Bernice. P. Bishop. Mus. Bull., 1934, No. 119. 263 p.
- Ladd H.S. Fossil land shells from Western Pacific atolls. - Journ. Paleontol., 1958, vol. 32, No. 1, p. 183-198.
- Ladd H.S. Tertiary fresh-water fossils from Pacific Islands. - Malacologia, 1965, vol. 2, No. 2, p. 189-197.
- Ladd H.S., Newman W.A. Geological history of Horizon Guyot, Mid-Pacific Mountains-Discussion. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, No. 4, p. 1501-1503.
- Ladd H.S., Newman W.A., Sohl N.F. Darwin Guyot Pacific's oldest atoll. - In: Sympos. Coral reefs, 1974, vol. 2, Brisbane, p. 513-522.
- Ladd H.S., Schianger S.A. Drilling operation on Enewetok atoll. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1960, No. 260y, p. 863-905.
- Ladd H.S., Tracey J.I. Fossil land shells from deep drill holes on western Pacific atolls. - Deep-Sea Res., 1957, vol. 4, No. 3, p. 218, 219.
- Ladd H.S., Tracey J.I., Jr., Gross M.G. Drilling on Midway Atoll. - Science, 1967, vol. 156, No. 3778, p. 1088-1094.
- Lafond R. Note préliminaire sur les argiles du Crétacé supérieur du bassin du Gabon. - C.R. Soc. Geol. France, 1965, fsc. 5, p. 157-159.
- Lamare P. La termination orientale du massif des Aldudes aux environs d'Arneguy (Revision de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port au 1:80 000 e). - Bull. Serv. Cart. geol. France, 1945, vol. XLV, No. 216, p. 265-304.
- Lamare P., Casteras M. Sur l'age des formations détritiques crétacées des environs d'Espelette (B-P.). - C.R. Soc. Geol. France, 1955, fsc 14-15, p. 390-393.
- Lameyre J., Maro A., Zimine S., Cantagler J.M., Dosso L., Vadal Ph. Geochronological evolution of the Kerguelen Island syenite-granite complex. - Nature, 1976, vol. 263, No. 5575, p. 306, 307.
- Landis K.K. Our shrinking globe. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1952, vol. 63, No. 3, p. 225-240.
- Larsonnier Cl. Le Crétacé supérieure au Nord du Cotentin (Manche). - C.R. Soc. Geol. France, 1967, fsc 5, p. 199, 200.
- Lees G.M. The geological evidence on the nature of ocean floors. - Proc. Roy. Soc., 1954, vol. 222, No. 1150, p. 400-402.
- Le Grand H.E. Summary of geology of Atlantic coastal plain. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1961, vol. 45, No. 9, p. 1557-1571.

- Leyden R., Ludwig W.J., Ewing M. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1971, vol. 55, No. 12, p. 2161-2173.
- Lietz J., Schwarzbach M. Neue Fundpunkte von marinem Tertiär auf Atlantic-Insel Porto Santo (Madeira Archipel). - Neues Jahrb. Geol., Paleontol. Jahrg., 1970, Hft 5, S. 270-282.
- Lilly H.D. Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine exploration on the Great Bank of Newfoundland and in the Gulf of St. Lawrence. Preliminary views. - Amer. Journ. Sci., 1966, vol. 264, No. 7, p. 569-574.
- Lister C.R.B. Tectonic movements in the Chrlé French. - Science, 1971, vol. 173, p. 719-722.
- Llado N.L. Sobre el Cretáceo de los Alrededores de Oviedo. - Mem. Inst. Geol. y Mfn España, 1956, vol. LVII, p. 257-300.
- Llado N.L. Synthesis du Crétacé du Nord de l Espagne. - In: Résumé "Sistema Cretacico", 1959, vol. 1, 523 p.
- Llado N.L. Sobre el Cretáceo de los Alrededores de Oviedo (Asturias-España). - In: "Sistema Cretacico", 1959b, vol. 1, Mexico, p. 495-522.
- Loeblich A.F. Danian stage of Paleocene in California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1958, vol. 42, No. 9, p. 2260, 2261.
- Lombard A. Observations lithologiques et tectoniques dans le Sud du Portugal. - Commun. Surv. Geol. Portugal, 1958, vol. XLII, p. 57-127.
- Loney R.A., Brew D.A., Lanphern M.A. Post-Paleozoic radiometric ages and their relevance to fault movements, Northern Southeastern Alaska. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, vol. 78, No. 4, p. 511-526.
- Lotze F. Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). - Neues Jahrb. Geol. Paläontol., 1960, Hft 3, p. 132-144.
- Lowder G.G., Carmichael I.S.E. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain. - Geol. Petrol. Geol., Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 1, p. 17-37.
- Lozano R.F. Bosquejo geológico de la provincia del Palapoapan estado de Veracruz Mexico. - Bol. Assoc. Mexicana Geol., Petrol., 1955, vol. VII, No. 1-2, p. 1-68.
- Ludbrook N.H. The stratigraphy sequence in the Western portion of the Eucla basin. - Journ. Roy. Soc. West. Australia, 1958, vol. 41, pt 4, p. 108-114.
- Ludwig W.J., Ewing J.L., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichicawa I., Noguchi I. Sediments and structure of the Japan Trench. - Journ. Geophys. Res., 1966, vol. 71, No. 8, p. 2121-2137.
- Mabesoone J.M., Tinoco I.M., Coutinho P.M. The Mesozoic-Tertiary boundary in Northeastern Brazil. - Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., 1968, vol. 4, No. 3, p. 161-185.

- Mabuti S. A study on sedimentation and tectogenic history of the Paleogene system of the Kushiro Coal Field. - *Contrib. Inst. Geol. Tohoku Univ.*, 1962, No. 56, p. 1-42.
- MacAlester A.L., Rhoads D.C. Bivalves as bathymetric indicators. - *Marine Geology*, 1967, vol. 5, No. 5-6, p. 383-388.
- MacIver N.L. Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf. - *Canad. Journ. Earth Sci.*, 1972, vol. 9, No. 1, p. 54-70.
- MacNeil F.S., Wolfe J.A., Miller D.J., Hopkins D.M. Correlation of Tertiary formations of Alaska. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1961, vol. 45, No. 11, p. 1801-1809.
- Maejima W., Yoshikawa Sh-ichi. Conglomerates of Permian Ukushi formation in the north of Ukusha, Wakayama Prefecture. - *Journ. Geol. Soc. Japan*, 1976, vol. 82, No. 10, p. 643-654.
- Maley T.S., Sieber F.D., Johnson G.L. Topography and structure of the western Puerto Rico French. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, vol. 85, No. 4, p. 513-518.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.C., Alpa T.R. Tectonic history of the central Aleutian arc. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, No. 5, p. 1555-1574.
- Marwick J. The geology of the Tekuiti Subdivision. - *Bull. Geol. Surv. Branch New Zealand*, 1946, new ser., No. 41, Wellington. 89 p.
- Mathewson Ch.C. Submerged shoreline and shelves in the Hawaiian Islands and a revision of some of eustatic emerged shorelines, discussion and reply. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, No. 4, p. 542, 543.
- Mathieu G. La géologie des environs de Thouarci (Maine-et-Loire). - *Bull. Serv. Cart. Geol. France*, 1944, vol. XLV, No. 216, p. 51-76.
- Matsuda T. The Miocene stratigraphy on the Fiji River Valley, Central Japan. - *Journ. Geol. Soc. Japan*, 1961, vol. 67, No. 785, p. 79-96.
- Matsumaru K. Geology of the Tomioka area Gunma Prefecture, with a note on "Lepidocyclina" from the Abuta limestone member. - *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Sendai Japan, 1967, 2 ser., *Geology*, vol. 39, No. 2, p. 113-147.
- Matsumoto T. Cretaceous-Tertiary boundary in the Japanese Islands. - *Rep. XXI sess. Intern. Geol. Congr.*, 1960, pt V, p. 50-56.
- Matter A., Gardner J.V. Carbonate diagenesis at site 308 Koko Guyot. - *Initial Rep. DSDP*, 1975, vol. XXXII, p. 521-528.
- Maync W. The Cretaceous beds between Kuhn Island and Cape Franklin (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. Meddel om Grønland udgvene Kommis. - *Videnskab., Undersveg. Grønland*, 1949, Bd 133, No. 3. 291 p.
- McBirney A.R., Gass I.G. Relation of oceanic volcanic rocks of mid-oceanic ridges and heat flow. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 2, p. 265-276.

- Meada Sh. On the geological history of the Mesozoic Tefori group in Japan. - Journ. Geol. and Geogr., 1961, vol. XXXII, No. 3-4, p. 375-396.
- Melendez B.M. Las formaciones del infracretáceo de Asturias. - Not y comun Inst. Geol. y Min Espana, 1944, No. 13, p. 183-216.
- Mesner J.C., Wooldridge L.C. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1964, vol. 48, No. 9, p. 1475-1512.
- Meyerhoff A.A. Crustal structure of Northern North Atlantic ocean a review. - In: Plate Tectonics-assessments and reassessments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1974, No. 23, p. 411-422.
- Meyerhoff A.A., Hatten C.W. Bahama Salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 6, p. 1201-1239.
- Miller G.M., Misch P. Early Eocene angular unconformity at western front of Northern Cascades, Whatcom county, Washington. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1963, vol. 47, No. 1, p. 163-174.
- Miller J.A., Matthews D.H., Roberts D.G. Rock of Grenville age from Rockall Bank. - Nature, Phys. Sci., 1973, vol. 246, No. 152, p. 61.
- Miller J.B. Tectonic trends in Sierra Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1962, vol. 46, No. 9, p. 1565-1595.
- Mills R.A., Hugh K.E., Feray D.E., Swolfs H.S. Mesozoic stratigraphy of Honduras. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 9, p. 1711-1786.
- Minato M. The final stage of Land Bridge on the Japanese Islands. - Earth Sci., 1966, vol. 20, No. 9, p. 2-11.
- Mirouse R., Souguet P. Présence du Cénomaniens au sommet du pic Balaitous (Houtes-Pyrénées). - C.R. Soc. Geol. France, 1964, fsc 8, p. 308, 309.
- Mollan R.G., Greig R.W., Lofting M.G.W. Geological framework of continental shelf of Northwest Australia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, vol. 54, No. 4, p. 583-600.
- Monroe W.H. Stratigraphy and petroleum possibilities of Middle Tertiary rocks in Puerto Rico. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 6, p. 1086-1099.
- Moore R.C. Stability of the Earth's Crust. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 5, p. 1285-1323.
- Moreau P. Géologie et sédimentologie de la transgression cénomaniens dans la région d'Angoulême. - Trav. Inst. Géol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci., 1965, Poitiers, vol. VI, p. 17-40.
- Muir M.D., Baker I. The early Pliocene flora of St. Helena. - Palaeogeograph., Palaeoclim., Palaeocol., 1968, vol. 5, No. 3, p. 251-268.
- Mulliered F.K.G. El sistema Cretácico. - Memor. Congr. Sci. Mexicano, 1953, vol. 3, p. 190-197.

- Mullineaux D.R., Gard L.M., Crandell D.R. Continental sediments of Miocene age in Puget Sound Lowland, Washington. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1959, vol. 43, No. 3, p. 688-696.
- Murphy M.A., Schlanger S.O. Sedimentary structures in Ithas and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncave Basin. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1962, vol. 46, No. 4, p. 457-477.
- Murthy R.V., Evensen N.M., Borming J., Co-seio M.R., Jr. Rb-Sr ages and elemental abundance K, Rb, Sr and Ba in samples from the Oceans of Storms. - Geochem et Cosmochem. Acta, 1974, vol. 35, No. 11, p. 1139-1153.
- Muto A. The Neogene-Tertiary stratigraphy in Southeastern Akita Prefecture, Northeastern Henshu. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1965, vol. 71, No. 839, p. 389-400.
- Myers J.S. Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30' S. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 3, p. 474-482.
- Nagahama H. On the Upper Part of the so-called Sesebo Group in the Sesebo coal field Kyushu, Japan. - Bull. Geol. Surv. Japan, 1954, vol. 5, No. 8, p. 55-80.
- Nagahama H. Yobikonseto faulting in the Sakito-Matushima coal field, Nagasaki Prefecture, Kyūshū, Japan. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1962, vol. 68, No. 799, p. 199-208.
- Nagahama H., Mezuno A. The Miocene fresh-water Molluscan fauna from Naru-Shuma in the Central part of the Islands Go-tō with some notes on the related geological problems. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1965, vol. 71, No. 836, p. 228-236.
- Nagappa Y. The Cretaceous-Tertiary boundary in the India-Pakistan subcontinent. - Rep. XXI sess. Intern. Geol. Congr., 1960, sect V, p. 41-49.
- Nakamura Y., Howell B.F. Main seismic experiment: Frequency spectra of refraction arrivals and the nature of the Mohorovicic discontinuity. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, vol. 54, p. 9-18.
- Naruse Yb. Stratigraphy and sedimentation of the Late Cenozoic deposits in the Southern Kanto region, Japan. - Journ. Geol. and Geogr., 1961, vol. XXXII, No. 3-4, p. 349-373.
- Nelson A.E. Cretaceous and Tertiary rocks in the Corazal quadrangle Northern Puerto Rico. - US Geol. Surv. Bull., 1966, No. 1244-C, p. C20.
- Nigra J.O. El Cretacico Medio de Mexico, con especial referencia a la facies de caliza Arrecifal del Albiano-Cenomaniano en la Cenobahia de Tampico-Tuxpan. - Bol. Assoc. Mexican Geol. Petrol., 1951, vol. III, No. 3-4, p. 107-175.
- Noda H. The geology and paleontology of the environs of Matsunoyama, Niigata prefecture, with reference to so-called Black shale. - Sci. Rep. Tohoku Univers. Sendai Japan, 1962, vol. 34, No. 3, p. 199-236.

- Officer C.B., Ewing J.L., Edwards R.S., Johnson H.R. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean Venezuelan basin. - Antelles Island arc and Puerto Rico trench. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1957, vol. 68, No. 3, p. 359-378.
- Okami K., Masuyama H., Mori T. Exotic pebbles in the eastern terrain of the Abakuma Plateau, North-East Japan. I. The conglomerate of the Jurassic Somanokamura Group. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1976, vol. 82, No. 2, p. 83-98.
- Osten E. Lower Cretaceous Barranquin formation of North-Eastern Venezuela. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1957, vol. 41, No. 4, p. 679-708.
- Ozima M., Saito K., Matsuda J., Zashu S., Aramaki S., Shido F. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic. - Tectonophysics, 1976, vol. 31, No. 1-2, p. 59-71.
- Pallister J.W., Werden H.J., Allen J.B. The Suria Melableh gypsum-anhydrite deposit of the Former Somaliland protectorate. - Overseas. Geol. Soc. Mineral. Res., 1962, vol. 8, No. 4, p. 428-437.
- Palmer H.D. Geologic significance of Davis seaknoll, - Arquello Plateau, California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, No. 3, p. 379-384.
- Palmer R.H. Outlin of the geology of Cuba. - Journ. Geol., 1945, vol. 53, No. 1, p. 1-35.
- Paschall R.H., Off Th. Dip-slip versus strike-slip movement on San Gebriel fault, Southern California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, vol. 45, No. 12, p. 1941-1956.
- Pautot G., Renard V., Auffret G., Paustoret L., De Charpal O. A granite cliff deep in the North Atlantic. - Nature, 1976, vol. 263, No. 5579, p. 669-671.
- Peace M.H., Jr. Cretaceous and Lower Tertiary stratigraphy of Naranjito and Agunas Buenas quadrangles and adjacent areas. - US Geol. Surv. Bull., 1968, No. 1253. 57 p.
- Peck D.L., Imlay R.W., Popenoe W.P. Upper Cretaceous rocks of parts of Southwestern Oregon and Northern California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1956, vol. 40, No. 8, p. 1968-1984.
- Peck D.L. Geologic reconnaissance of the Antelope-Ashwood area North-Central Oregon. - US Geol. Surv. Bull., 1964, No. 1161-D, p. D26.
- Pessagno E.A. Stratigraphy and micropaleontology of the Cretaceous and lower Tertiary of Puerto Rico. - Micropaleontology, 1960, vol. 6, No. 1, p. 87-110.
- Petersen U.B. Structure and uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina. - Bol. Soc. Geol. Peru, 1958, vol. 33, p. 57-218.
- Peterson M.N.A. Ocean sediment. Coring Program. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1971, vol. 52, No. 6, p. 80-82.

- Pimm A.C. Shatsky Rise sediments: correlation of lithology and physical properties with geologic history. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, vol. 56, No. 2, p. 364-370.
- Pimm A.C., Burroughs R.H., Bunce E.T. Oligocene sediments near Chain Ridge, Northwest Indian Ocean. - Marine Geology, 1972, vol. 13, No. 1, p. M14-M18.
- Pimm A.C., Hayes D.E. General synthesis. - Init. Rep. of DSDP, 1972, vol. XIV, p. 959.
- Phinney R.A. Structure of earth crust from spectral behavior of long period body waves. - Journ. Geophys. Res., 1964, vol. 69, No. 14, p. 2997-3018.
- Pinfold E.S. Oil production from Upper Tertiary fresh-water deposits of West Pakistan. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1954, vol. 38, No. 8, p. 1653-1660.
- Poignant A. Observations sur le Crétacé inférieur d'Aranou-Bergouey (Basses-Pyrénées; feuille d'Orthez au 80 000e). - Bull. Serv. Carte Geol. France, 1962, vol. 59, No. 269, p. 293-297.
- Poignant A. La partie NW de l'anticlinal de Saint-Palais (Basses-Pyrénées) et les régions voisines (feuille d'Orthez au 80 000e). - Bull. Serv. Carte Geol. France, 1963, vol. LIX, No. 273, p. 995-1000.
- Poignant A. Esquisse stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du chaînon du Mail-Arrouy (Basses-Pyrénées). - Bull. Soc. Geol. France, 1964, ser. 7, vol. VI, No. 2, p. 171-174.
- Poignant A. Contribution à une revision du Crétacé inférieur des environs d'Orthez (Basses-Pyrénées). - Mem. Bureau Rech. Geol. et Mineral., Lyon, 1965, No. 34, p. 663-667.
- Portugal J.A. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucia area, Department of Puno, Peru. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 6, p. 982-989.
- Powell J.D. Late Cretaceous platform-basin facies Northern Mexico and adjacent Texas. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, vol. 49, No. 5, p. 511-525.
- Pratsch J.Chr. Stratigraphisch-Tektonische Untersuchungen im Mesozoicum von Algarve (Sud Portugal). - Beiheft Geol. Jahrb., 1958, Hft 30, S. 123.
- Pratt J.H. On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond them upon the plumbline in India. - Philosoph. Transact., 1855, vol. 145, No. 1, p. 55-100.
- Pratt J.H. On the deflection of the plumbline in India, caused by the attraction of the Himalaya Mountains and the elevated regions beyond and its modification by the compensating effect of a deficiency of the matter below the mountain mass. - Philosoph. Transact., 1859a, vol. 149, No. 3, p. 745-778.
- Pratt J.H. On the influence of ocean on the plumbline in India. - Philosoph. Transact., 1859b, vol. 149, No. 4, p. 779-796.

- Pratt J.H. On the Indian arc of meridian. - *Philosoph. Transact.*, 1861, vol. 150, No. 5, p. 579-695.
- Prieto I. Estudio hidrografico de la zona SE de la provincia de Huelva. - *Not. y Comman. Inst. Geol. y Mineral. España*, 1944, No. 13, p. 299-322.
- Radelli L. Ensayo de reconstrucción de la chronoestratigrafía y de la Paleogeografía del Altiplano y de las Cordilleras orientales de Bolivia despues del paleozoico Superior. - *Rev. Ital. Paleontol.*, 1964, vol. 70, No. 4, p. 833-868.
- Radelli L. Contribution à la géologie de l'Occident andin colombien dans les départements de Caldes et Antioquia. - *Trav. Labor. Geol. Fac. Sci. Univers. Grenoble*, 1965, vol. 41, p. 187-208.
- Rajagopalan N. Late Cretaceous and Early Tertiary stratigraphy of Pandicherry, South India. - *Journ. Geol. Soc. India*, 1965, vol. 6, p. 108-121.
- Raju A.T.R. Geological evolution of Assam and Cambay Tertiary basins. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1968, vol. 52, No. 12, p. 2422-2437.
- Rama Rao L. The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary, with special reference to India and adjacent countries. Mysore Geol. Assoc. Bangalore, 1964. 66 p.
- Ramberg H. Theoretical model of density, stratification and diapirism in the Earth. - *Journ. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, No. 5, p. 877-889.
- Rasmussen L.B. Molluscan fauna and biostratigraphy of the marine Younger Miocene formation in Denmark. - *Denmark Geol. Surv. Bull.*, 1966, 2 ser., No. 88, p. 358.
- Rat P. Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne. - *Geol. Rundsch.*, 1964, Bd 53, Hft 1, S. 205-220.
- Rayner D.H. The stratigraphy of the British Inseln. Cambridge, 1967. 453 p.
- Reeves F. Geology of Roma district, Queensland, Australia. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1947, vol. 31, No. 8 p. 1341-1371.
- Reeves J.W. Subdivision of the Weald clay in Sussex. - *Proceed. Geol. Assoc.*, 1958, vol. 69, pt 1, Colchester, p. 1-16.
- Regional geology of Grand Bank. - *Amer. Assoc. Petrol. geol. Bul.*, 1974, vol. 58, No. 6, pt II, p. 1109-1123.
- Renz H.H. Stratigraphy and geological history of Eastern Venezuela. - *Geol. Rundsch.*, 1957, Bd 45, Hft 3, S. 728-759.
- Richards H.G. Cyclic deposits in Cretaceous Ocucoantla formation of central Chiapas, Mexico. - *Journ. Sedimentol., Petrol.*, 1962, vol. 32, No. 1, p. 99-103.
- Ridley W.I. Morphology of Quarternary phonolite lavas from Tenerife, Canary Islands. - *Geol. Mag.*, 1970, vol. 107, No. 6, p. 559, 560.
- Rios J.M. El Sistema Cretaceo en los Pireneos de España. - *Mem. Inst. Geol. y Minarol., Espana*, 1956, vol. LVII, p. 1-128.

- Rittmann A. Vulkanismus und Tektonik des Ältna. - Geol. Rundsch., 1964, Bd 53, Hft 2, S. 787-800.
- Riviere A. Sur un facteur possible de l'orogenese. - C.R. Acad. Sci. Paris, 1963, vol. 256, No. 20, p. 42-63.
- Robb J.M. Structure of continental margin between Cape Rhir and Cape Sim, Morocco, Northwest Africa. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1971, vol. 55, No. 5, p. 643-650.
- Roberts D.G. Precambrian rocks drilled from the Rockall Bank. - Nature Physic. Sci., 1973, vol. 244, p. 21-23.
- Roberts D.G. Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean. - Marine Geology, 1975a, vol. 18, No. 5, p. M65-M74.
- Roberts D.G. Tectonic and stratigraphic evolution of the local Plateau and Trough. - In: Pet. and Continent Shelf Northwest Europe, vol. I, 1975b, Barking, p. 77-89; Discuss., p. 91.
- Roberts D.G. Sediment distribution on the Rockall Bank, Rockall Plateau. - Marine Geology, 1975c, vol. 19, No. 4, p. 239-257.
- Roberts D.G., Bishop D.G., Laughton A.S., Ziolkowski A.M., Scrutton R.A., Matthews D.H. New Sedimentary basin on Rockall Plateau. - Nature, 1970, vol. 225, No. 5228, p. 170-172.
- Roberts D.G., Matthews D.H., Eden R.A. Metamorphic rocks from southern end of the Rockall Bank. - Journ. Geol. Soc., 1972, vol. 128, pt 5, p. 501-506.
- Robinson E. Submarine slides in white limestone group, Jamaica. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 4, p. 569-578.
- Rod E., Mayne W. Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1954, vol. 38, No. 2, p. 193-283.
- Rodda P., Band R.B. Outline of the geology of Viti Levu. - N.Z. Journ. Geol. Geophys., 1967, vol. 10, No. 5, p. 1260-1273.
- Rona P.A., Nalwalk A.J. Post-Early Pliocene unconformity on Fuerteventura Canary Islands. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 81, No. 7, p. 2117-2121.
- Roth Z. Geologie a geomorfologie pazemných horstev mexické geosynklinály (Sierra Madre, Oriental a Sierra Madre Sud) a Pobřežní plošiny Mexického Zálivu v jihovýchodním Mexicku. - Casop. Miner. Geol. Ročn., 1959, vol. IV, No. 3, p. 320-336.
- Ruffman A.S., Hinte T.E., van. Orphan Knoll a „chip“ of the North American Plate. - Geol. Surv. Canada, Paper 71-23, 1973, p. 407-449.
- Rust B.R. Late-Cretaceous paleogeography near Wheeler Gorge, Ventura County, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, vol. 50, No. 7, p. 1389-1398.
- Ruttner A., Nabovi M.H., Hajian J. Geology of the Shirgesht area (Tabus area, East Iran). - Paper. Geol. Surv. Iran, 1968, No. 4.

- Ryder G., Stoesser D.B., Meirvin U.B., Bower J.F. Lunar Granites with unique ternary feldspars. - Proceed. 6th Lunar. Sci. Conf., vol. 1. Houston-New-York, 1975, p. 435-449.
- Saeftel H. Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spanies. - Zeitschr. Deutch. Geol. Geselsch., 1960, Bd III, vol. 3, S. 684-711.
- Sahni M.R., Mathur L.P. Stratigraphy of the Siwalik Group. - Rep. XXII sess. Intern. Geol. Congr., 1964, p.1-24.
- Saint-Marc P. Etude micropaleontologique de l'Albien, du Cénomaniien et du Turonien d'Audignon (Landes). - Bull. Soc. Geol. France, 1967, 7 ser., vol. VIII, No. 5, p. 663-666.
- Saito T., Ewing M., Burckle L.H. Tertiary sediment from the Mid-Atlantic ridge. - Science, 1966, vol. 151, No. 3714, p. 1074, 1075.
- Sanford R.M., Lange F.W. Basin-study approach to oil evaluation of Parana miogeosyncline, South Brazil. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1960, vol. 44, No. 8, p. 1316-1370.
- Sasaki T., Watanabe S., Oshiba G. Current measurements on the bottom in the western Pacific. - Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, No. 2.
- Sastri V.V., Sinha R.N., Singh G., Murti K.V.S. Stratigraphy and tectonics of sedimentary basins of east coast of Peninsula India. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 4, p. 655-678.
- Sato T.A.Sh. Guyot at the North margin of west Philippine Sea Basin. - Japan Journ. Geol. and Geogr., 1961, vol. 32, No. 2, p. 151.
- Sato T., Mogi A. Guyots found from Marshall and Caroline Ridges. - Journ. Oceanograph. Soc. Japan, 1965, vol. 21, No. 4, p. 139.
- Savit C.H., Knox W.A., Blue D.M., Paitson L. Reflection and velocity profiles at outer ridge Puerto Rico. - Journ. Geophys. Res., 1964, vol. 69, p. 701-719.
- Schaffer Ch., Brooke J. Cores from the crest of the Mid-Atlantic Ridge. - Geotimes, 1970, vol. 15, No. 3, p. 14-16.
- Schmincke H.U. Ignimbrite sequence on Grand Canaria. - Bull. Volcanol., 1969, vol. 33, p. 1199-1219.
- Schmincke H.U. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira und Azores Island groups. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, No. 2, p. 633-648.
- Schneider E.D., Johnson G.L. Deep-ocean diapir occurrences. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, vol. 54, No. 11, p. 2151-2169.
- Scholl D.W., Christeansen M.N., Huene R., Marlow M.S. Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No. 5, p. 2975-2979.
- Scholl D.W., Huene R., Ridllon J.R. Spreading of the ocean floor undeformed sediments in the Chile-Peru trench. - Science, 1968, vol. 159, No. 3817, p. 869-871.

- Schott W. Der ober Weisse Jura und die tiefste Unterkreide im Deutsch-Holländischen Grenzgebiet. - Geol. Jahrb., 1951, Bd 65, S. 213-270.
- Schott W., Jaritz W., Kockel F., Sames C.W., Stackelberg U., Stets J., Stoppel D. Zur Paläogeographie der Unterkreide im Nordlichen Mitteleuropa mit Detailstudien aus Nordwest-deutschland. Bemerkungen im einem Atlas. - Erdöl und Kohle, 1967, Jahrg. 20, Hft 3, S. 149-158.
- Schroeder R. Über das Cenoman der Umgebung von Rochefort (Charante-Maritime, SW Frankreich). - Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Monatsh., 1963, Hft 10, S. 568-570.
- Seager W.R. Resurgent volcano-tectonic depression of Oligocene age, South-central New Mexico. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, No. 11, p. 3611-3626.
- Seronie-Vivien R., Sens J., Malmoustier G. Contribution a l'etude des formations du Cretace inferieur dans le basin de Parentis (Aquitaine). - Mem. Bur. Rech. Geol. et Mineral., 1965, Lyon, No. 34, p. 669-692.
- Sheldon R.A. Stratigraphy and petroleum of Southwestern Cebu, Philippines. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 7, p. 1343-1347.
- Sheridan R.E., Smith T.D., Gardner J. Rock dredged from Black escarpment near Great Abaco Canyon. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, vol. 53, No. 12, p. 2551-2558.
- Sherlock R.L. British regional geology. London and Thames Valley. 1935. 70 p.
- Shimamura H., Osada T. T-waves from deep earthquakes generated exactly at bottom of Deep-Sea trenches. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, No. 2, p. 137-142.
- Shor G.G., Jr., Kirk H.K., Menard H.W. Crustal structure of the Melanesian area. - Journ. Geophys. Res., 1971, vol. 76, No. 11, p. 2562-2586.
- Short K.C., Stauble A.J. Outline of geology of Niger delta. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 5, p. 761-779.
- Sigurdsson H. Petrology of acid xenoliths from Surtsey. - Geol. May., 1968, vol. 105, No. 5, p. 440-453.
- Silver L.T., Stehli F.G., Allen C.R. Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of Northern Baja California, Mexico. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1963, vol. 47, No. 12, p. 2054-2059.
- Slansky M. Vue d'ensemble sur le bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Tago. - Bull. Soc. Geol. France, 1959, vol. 8, No. 5, p. 555-580.
- Slater R.A., Goodwin R.H. Tasman Sea quays. - Marine Geology, 1973, vol. 14, No. 2, p. 81-86.
- Smith W.E. The Cenomanian deposits of southeast Devonshire. - Proceed. Geol. Assoc. Colchester, 1961, vol. 72, pt I, p. 91-134.
- Smyth J.R., Hatton C.J. A coesite-sanidine grosspydite from the Roberts-Victor kimberlite. Earth. and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34, No. 2, p. 284-290.

- Spangler W.B. Subsurface geology of Atlantic coastal plain of North Carolina. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1950, vol. 34, No. 1, p. 100-132.
- Spenser M. Bahamas deep test. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 2, p. 263-268.
- Srikantia S.V., Bhargava O.N. Kakara series: a new Paleocene formation in Simla Hills. - Bull. Geol. Soc. India, 1967, vol. 4, No. 4, p. 114-116.
- Standart J.C. Submarine geology of the Tasman Sea. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, vol. 72, No. 12, p. 1777-1788.
- Stauffer P.H. Sedimentologic evidence an Eocene correlations, Santa Ynez Mountains, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 4, p. 607-611.
- Stearns H.T. Geologic setting of an Eocene fossil deposit on Eua Island, Tonga. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, No. 9, p. 2541-2551.
- Stearns H.T. Submerged shorelines and shelves in the Hawaiian Islands and a revision of some of the eustatic emerged shorelines. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, p. 795-804.
- Stunhart J.S., Meyer R.P. Explosion studies of continental structure. - Carnegie Inst. Wash. Publ., 1961, No. 622, p. 409.
- Stevenson I.M., Mc Grgor D.C. Cretaceous sediments in central Nova Scotia, Canada. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, vol. 74, No. 3, p. 355, 356.
- Strauch F. Die Thule Landbrücke als Wanderwed und Faunenscheide zwischen Atlantik und Skandik im Tertiär. - Geol. Rundsch., 1970, Bd 60, Hft 1, S. 381-417. ²
- Studer W. Tensional character of earthquake foci beneath Aleutian Trench with relation to sea-floor spreading. - Journ. Geophys. Res., 1968, vol. 73, No. 24, p. 7693-7701.
- Swain F.M. Upper Jurassic of Northeastern Texas. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1949, vol. 33, No. 7, p. 1206-1250.
- Sykes L.R., Ewing M. The seismocity of the Caribean region. - Journ. Geophys. Res., 1966, vol. 70, No. 20, p. 5065-5074.
- Szekely Th.S. Geology near Huallococho Lakes, Central High Andes, Peru. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1967, vol. 51, No. 7, p. 1346-1353.
- Szekely Th.S. Structural geology Cochás to Yauricocha, Central High Andes, Peru. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1969, vol. 53, No. 3, p. 553-567.
- Talwani M. A review of marine geophysics. - Marine Geology, 1964, vol. 2, p. 63-66.
- Tanaka K. On the sedimentation of the Cretaceous deposits especially of the Upper Yezo group in the Sorachi anticlinal area, Ishikari coal field. - Bull. Geol. Surv. Japan, 1959, vol. 10, No. 12, p. 1063-1077.
- Tanner W.F. Deep-Sea trenches and the compression assumption. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, vol. 57, No. 11, p. 2195-2206.

- Tatel H.A., Tuve M.A. Seismic exploration of a continental crust. - Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, No. 62, p. 35-50.
- Tateshi M. Sedimentary structure in the Muro group at the southern coast district of the Kii Peninsula (pt I). - Journ. Geol. Soc. Japan, 1977, vol. 83, No. 2, p. 81-94.
- Taylor J.H. Sedimentary features of an ancient deltaic complex: the Wealden rocks of the southeastern England. - Sedimentology, 1963, vol. 2, pt I, p. 2-28.
- Taylor P.T., Hekiman R. Geology of a new discovered seamont in the New England seamont chain. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. II, No. 2, p. 73-82.
- Taylor P.T., Stanley D.J., Simkin T., Jahn W. Gilliss seamont: detailed bathymetry and modification by bottom currents. - Marine Geology, 1975, vol. 19, No. 3, p. 139-157.
- Teichert C. Stratigraphy of Western Australia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1947, vol. 31, No. 1, p. 1-70.
- Teichert C. Some recent addition to stratigraphy of Western Australia. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1950, vol. 34, No. 9, p. 1787-1794.
- Tessier F. Le paléocène au Sénégal. - C.R. Soc. Geol. France, 1949, No. 11-12, p. 227-229.
- Thienhaus R. Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Mildengraben von Bislich am Niederrhein. - Forsch. Heol. Rheinl. und Westfal., 1962, Bd 6, p. 199-218.
- Tilley C.E. Some aspects of magmatic evolution. - Geol. Soc. London Quart. Journ., 1950, vol. 106, p. 37-61.
- Tobisch O.T. Gneissic amphibolite at las Palmas, Puerto Rico and its significance in the early history of the Great Antilles arc. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1968, vol. 79, No. 5, p. 557-574.
- Tokuhashi S. Sedimentological study of the flish-type alternation of HK horizon in the Kiyosumi Formation. I. Constitution of the alternation and form of individual sandstone bed. - Journ. Soc. Geol. Japan, 1976 a, vol. 82, No. 11, p. 729-738.
- Tokuhashi S. Sedimentological study of the flish-type alternation of HK horizon in the Riyosumi Formation. II. Depositional process and circumstances of sandstone beds. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1976b, vol. 82, No. 12, p. 773-782.
- Tozer E.T. Mesozoic and Tertiary stratigraphy of Western Ellesmere Island and Axel Heiberg Island, district of Franklin. - Geol. Surv. Canada paper, 1963, No. 63-30. 38 p.
- Tracey J.I., Schlanger S.O., Stark J.T., Dean D.B., May H.G. General Geology of Guam. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, No. 403-A, p. A1-A104.
- Trask P.D. Sedimentation in a modern geosyncline off arid coast of Peru and northern Chile. - XXI Sess. Intern. Geol. Congr., 1961, pt 23, p. 103-118.
- Troelsen J.C. The Cretaceous system in Denmark and Sweden (Abstract). Sistema Cretacico, Mexico, 1959, t. I, p. 18.

- Truex J.N. Santa Monica and Santa Ana Mountains-Relation to Oligocene Santa Barbara Basin. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1976, vol. 60, No. 1, p. 65-86.
- Turner G. ⁴⁰Ar-³⁹Ar Age determination of Lunar Rock 12013. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, No. 2, p. 177-180.
- Tuve M.A., Tatel H.E., Hart P.J. Crustal structure from seismic exploration. - Journ. Geophys. Res., 1954, vol. 59, No. 3, p. 415-422.
- Upshaw C.F., Armstrong W.E., Creath W.E., Kedson E.J., Sanderson G.A. Biostratigraphic framework of Grand Bankd. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, vol. 58, No. 6, pt II, p. 1124-1132.
- Urey H.C. The planets, their origin and development. London, 1952. 245 p.
- Urey H.C. Progress in Physics and Chemistry of the Earth, 1957, vol. 2, p. 46-76.
- Veevers J.J. Paleogeography of the Timor sea region. - Paleogeograph., Paleoclim., Paleoecol., 1969, vol. 6, No. 2, p. 125-140.
- Vella P. Eocene and Oligocene sedimentary cycles in New Zealand. - N.Z. Journ. Geol., Geophys., 1967, vol. 10, No. 1, p. 119-145.
- Viallard P. Sur le Crétacé de la chaîne ibérique castellane entre le rio Turia et la haute vallée du rio Tugar (provinces Valencia et Cuenca Espagne). - C.R. Acad. Sci. Paris, 1966, vol. D262, No. 19, p. 1997-2000.
- Vinson G.L. Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala. - Amer. Assoc. Petrol. Bull., 1962, vol. 46, No. 4, p. 425-456.
- Vollbrecht K. Die Diabasvorkommen des Amazonasgebietes und das Problem des Intrusionsmechanismus. - Geol. Rundsch., 1964, Bd 53, Hft 2, S. 686-706.
- Wadatsumi K., Matsumoto T. The stratigraphy of the Neogene formations in Northern Tazima. - Journ. Geol. Soc. Japan, 1958, vol. 64, No. 759, p. 625-637.
- Walper J.L. Geology of Cabán-Purulná, Alta Verapaz: Guatemala. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1960, vol. 44, No. 8, p. 1273-1315.
- Wasserberg G.J., Papanastasiou D.A., Tera F., Huneke J.C. The accumulation and bulk composition of the Moon. Outline of a lunar chronology. - Philosoph. Trans. Roy. Soc. London, 1977, vol. A285, No. 1327, p. 7-22.
- Watkins N.D., Gunn R.M., Nougier J., Baksi A.K. Kerquelen: Continental fragment or oceanic island? - Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, No. 2, p. 201-212.
- Watts A.B., Schreiber B.C., Habib D. Dredged rocks from Hatton Bank, Rockall Plateau. - Journ. Geol. Soc., 1975, vol. 131, pt 6, p. 639-646.
- Weaver Ch.E. Correlation of marine Cenozoic formations of Western North America. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1944, vol. 55, No. 5, p. 569-598.
- Weaver Ch.E. Geology of Oregon and Washington and its relation to occurrence of oil and gas. - Amer. Assoc. Bull., 1945, vol. 29, No. 10, p. 1377-1415.

- Webb R.W., Faulted Paleocene of Ridge Basin, California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1951, vol. 62, No. 12, pt 2, p. 1488.
- Westermann G., Biostratigraphische Untersuchungen in Jura südlich der Sierra de la Demanda (Nord-Spanien). - Neues Geol. Jahrb., Geol. Paleontol., 1955, Bd 70, S. 515-534.
- Weyl R. Geologie der Antillen. - In: Beitr. zur regionalen Geologie der Erde, Berlin, 1966, Bd 8. 410 S.
- Wiedmann J. Sur la possibilite d'une subdivision et des correlations du crétacé inférieur Ibérique. - Mem. France Bur.-Rech. Geol. Mineral., 1965, No. 34, Lyon, p. 819-823.
- Wilson D.D. Geology of Waipara subdivision. - Bull. New Zealand. Geol. Surv., 1963, New Ser., No. 64. 122 p.
- Winterer E.L., Durham D.L. Geology of southeastern Venture basin, Los Angeles County, California. - US Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, No. 334-H, p. 275-366.
- Wolburg J. Vergleichende stratigrafische Untersuchungen der brackisch-limnischen Ablagerungen Europas an der Wende Jura-Kreide. - Geol. Jahrb., 1950, Bd 64, Hannover, S. 159-171.
- Wolburg J. Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem palaeogeografischen Abrisz von Wealden und Unterkreide. - Geol. Jahrb., 1953, Hft 13. 115 S.
- Wood C.J. Field meeting on the Lower Chalk between Folkestone and Dover. - Proceed. Geol. Assoc., 1965, vol. 76, pt 3, p. 301-304.
- Yeats R.S. Pliocene seaknoll at South Mountain, Ventura Basin, California. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1965, vol. 49, No. 5, p. 526-546.
- Zen E.-An. Mineralogy and Petrography of marine bottom sediment samples off coast of Peru and Chile. - Journ. Sedimentol. Petrol., 1959, vol. 29, No. 4, p. 513-539.
- Zigler P.A. Geological evolution of North Sea and its tectonic framework. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 59, No. 7, 1975, p. 1073-1097.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От редактора	3
Введение	5
Глава I. Структурные несогласия в отложениях под дном Мирового океана	12
Глава II. Корреляция перерывов и несогласий	78
Глава III. Состав и структура земной коры „океанического“ типа по материалам глубинного сейсмического зондирования	105
Глава IV. Сейсмическая скоростная структура земной коры	115
Глава V. Ранние этапы эволюции вещества Земли и коры	134
Глава VI. К проблеме общей направленности тектонического развития Земли	151
Заключение	204
Литература	208

Александр Алексеевич Пронин

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОКЕАНОВ И ПРОБЛЕМЫ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого
Уральского научного центра АН СССР

Редактор издательства Е.А. Семенова
Художник М.И. Разулевич
Технический редактор Е.В. Поликтова
Корректор О.В. Олендская

ИБ № 20305

Подписано к печати 08.12.82. М-26754. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 15 1/2=15,50 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 15,75. Уч.-изд. л. 18,31. Тираж 800. Изд. № 7964. Тип. зак. № 1718. Цена 2 р. 80 к.

Издательство „Наука“. Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1.

Орден Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2 р. 80 к.

3944



«НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ