науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ГЕОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Том 1

Издательство
«Мир»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

Edited by
C. A. Burk and C. L. Drake

THE GEOLOGY OF CONTINENTAL MARGINS

Springer-Verlag
Berlin Heidelberg New York
1974

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ГЕОЛОГИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

ТОМ 1

Под редакцией
К. БЕРКА и Ч. ДРЕЙКА

2801/1082

Издательство
«Мир»
Москва 1978

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 551

Перевод с английского
Г. В. Лазаревой и Н. А. Лисицыной

Под редакцией
д-ра геол.-мин. наук А. М. Карасика и
чл.-корр. АН СССР В. Е. Хаина

Фундаментальный научный труд, написанный большим коллективом известных ученых мира — седиментологов, тектонистов, геофизиков и других специалистов, работающих в области не только морской, но и континентальной геологии. Книга подчинена единому плану и представляет собой монографию, уникальную по объему нового фактического материала. Окраины океанических бассейнов в наши дни привлекают к себе большое внимание не только с теоретической, но и с практической точки зрения (особенно в связи с поисками нефти.) Поэтому появление на русском языке такой монографии вызовет большой интерес у геологов различного профиля, особенно специализирующихся в области морской геологии. Она будет весьма ценной также для преподавателей, аспирантов и студентов геологических вузов.

Русский перевод книги издается в трех томах. В настоящем 1-м томе приведена общая геологическая характеристика континентальных окраин. 2-й том посвящен описанию современных континентальных окраин бассейнов Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В 3-м томе рассмотрены отдельные малые океанические бассейны, древние континентальные окраины, а также некоторые вопросы экономической геологии.

Редакция литературы по геологии

© 1974 by Springer-Verlag New York Inc.
All rights reserved. Authorized translation from English language edition published by Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York

© Перевод на русский язык, «Мир», 1978

Г $\frac{20801-375}{041(01)-77}$ подписное

Предисловие редакторов перевода

Предлагаемая вниманию советского читателя монография «Геология континентальных окраин», несомненно, одно из наиболее фундаментальных и значительных зарубежных геологических изданий последних лет. В ней собран и в определенной мере систематизирован и обобщен накопленный в последние годы огромный материал по важнейшим участкам земной поверхности — зонам, пограничным между континентами и океанами, наиболее активным зонам литосферы, в которых с максимальной интенсивностью протекает процесс осадкообразования и накапливаются осадочные толщи огромной мощности. Эти толщи заключают в себе крупнейшие залежи нефти, газа, угля, солей. Поиски новых месторождений полезных ископаемых в очень большой степени стимулировали само изучение континентальных окраин. В ходе развития таких зон земной поверхности рождаются складчатые горные сооружения с их залежами руд металлов и других полезных ископаемых и происходит трансформация океанической коры в континентальную.

Несмотря на столь очевидную и важную роль континентальных окраин в структуре и развитии земной коры, серьезное изучение их началось лишь в пятидесятые годы, с появлением соответствующих технических возможностей, и прежде всего непрерывного сейсмического профилирования и глубоководного бурения. За относительно короткий срок получен огромный фактический материал, который и суммирован в настоящей книге. К сожалению, советские ученые не приняли участия в ее составлении, и обширные континентальные окраины нашей страны, арктические и тихоокеанские, рассмотрены в ней недостаточно полно. Совершенно очевидно также, что уже после выхода в свет зарубежного издания книги в 1974 г. получен ценный новый материал. Однако это ни в какой мере не обесценивает, а скорее дополняет ту информацию и те теоретические заключения, которые содержатся в данной монографии.

В книге освещены различные аспекты проблемы континентальных окраин. К ним относится прежде всего общее значение данной проблемы, рассматриваемое во вводной статье редакторов, известных американских ученых — геолога К. А. Берка и геофизика Ч. Л. Дрейка. В следующей группе статей обосновывается современное, но берущее начало еще в труде Э. Зюсса деление континентальных окраин на пассивные, атлантического типа (Б. К. Хейзен), и активные, тихоокеанского типа (Р. Л. Фишер), а также приводится геофизическая характеристика окраин обоих типов и уточняется стандартная структура континентальной и океанической коры (Дж. Л. Уорзел). Большой интерес должна вызвать работа Д. У. Уайза, в которой приведена оценка изменений положения поверхности континентов относительно уровня океана в геологическом времени и сделан вывод, что система континенты — океаны в течение последних 2,5 млрд. лет представляла собой саморегулирующуюся равновесную систему.

Большой раздел книги отведен характеристике современного осадконакопления в пределах различных элементов континентальных окраин — шельфа, континентального склона, желоба — в сопоставлении с глубоководными осадками открытого океана.

В другом разделе мы находим характеристику различных типов структур и деформаций континентальных окраин, пассивных и активных. Перечисленные разделы вошли в том I русского перевода монографии. (Оригинальное издание выпущено одной книгой).

Содержание тома 2 составляет описание конкретных районов континентальных окраин Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

В том 3 помещена характеристика некоторых внутренних и окраинных морей, включенных в категорию «малых океанических бассейнов». Из них здесь рассмотрены Берингово, Черное, Средиземное, Карибское, Красное моря, а также Мексиканский залив и Арктический бассейн.

Последние разделы, также вошедшие в том 3, снова носят общий характер. В них рассмотрены древние континентальные окраины, в том числе раннедокембрийские (А. М. Гудвин), а также такие вопросы, как магматическая деятельность — образование офиолитовых комплексов (статьи Р. Г. Колмана и У. П. Ирвина и Дж. Ф. Дьюи), региональный метаморфизм (У. Г. Эрнст), оценки минеральных ресурсов — нефти (Л. Г. Уикс) и твердых по-

лезных ископаемых (М. Дж. Круйкшенк). Том 3 заканчивается итоговой статьей редакторов книги, в которой содержатся основные выводы по всем разделам.

Можно высказать уверенность, что предлагаемая монография, обобщающая коллективный опыт наших зарубежных коллег, многие из которых хорошо известны в Советском Союзе, вызовет большой интерес среди советских геологов — научных работников и производственников самых различных специальностей: океанологов, геофизиков, литологов, тектонистов, нефтяников. Ознакомление с ней будет способствовать успеху дальнейших работ по изучению окраин континентов.

А. Карасик
В. Хаин

Предисловие к английскому изданию

Подводные континентальные окраины мира образуют самую впечатляющую и наибольшую по размеру морфоструктуру земной поверхности, имеющую фундаментальное геологическое значение. Континентальные окраины в последние годы были объектом постоянно возраставшего внимания, и интерес к ним был вызван получением большого объема новых данных, которые позволили по-новому осветить их природу. Интерес к континентальным окраинам еще более возрос, когда было установлено, что они располагают не только большими биологическими, но и нефтяными и другими минеральными ресурсами, которые доступны для современной технологии добычи полезных ископаемых. Это обстоятельство, равно как и важное геологическое значение континентальных окраин всего мира, стимулировало их дальнейшие исследования. Обобщение результатов этих исследований, относящихся как к современным, так и к древним континентальным окраинам, является предметом этой книги.

В прошлом редакторы настоящего сборника в различное время предпринимали независимые попытки подготовить серьезные обобщения по континентальным окраинам; затем было принято решение составить такой сборник совместно. Однако стимулом для издания данной книги явилась в конечном счете Пенрозская конференция, организованная Геологическим обществом Америки. В этой конференции приняли участие специалисты самых разных областей знания всего мира, многие из которых высказали убеждение, что такая книга была бы своевременной и полезной. Поэтому мы согласились взять на себя задачу составления этой книги, имея в виду сделать ее как можно скорее и как можно дешевле.

Работа над сборником получила дополнительный импульс в связи с Международным геодинамическим проектом. В Программе США по этому проекту отмечается, что «фундаментальным начальным этапом Геодинамического проекта является подготовка обобщений по различным темам, предполагающая рассмотрение их в свете важнейших проблем геодинамики». Учитывая ту роль, которую играют континентальные окраины в геодинамике, мы надеемся, что данная книга внесет свой вклад в решение сформулированной выше задачи.

Цель этой книги состоит в том, чтобы дать общее представление о нынешнем состоянии наших знаний по всем аспектам континентальных окраин мира, как современных, так и древних. Мы надеемся, что она окажется ценной сводкой для исследователей, геологов-разведчиков, преподавателей, студентов и всех тех, кто интересуется континентальными окраинами и их различными геологическими аспектами, а также поможет планировать будущие исследования и поисковые работы. Авторы, работавшие над книгой, были приглашены нами персонально (к некоторым даже пришлось применить «нажим»). Мы выступили в роли единственных редакторов и рецензентов и, следовательно, должны взять на себя полную ответственность за возможное отсутствие важных разделов и статей и наличие существенных ошибок. Мы просили авторов включать в списки литературы все важные работы безотносительно к тому, имеются ли в статье ссылки на них или нет, и надеемся, что это принесет дополнительную пользу.

Во время последнего этапа редактирования книги нам стало известно о кончине Мориса Юинга, одна из последних статей которого вошла в этот сборник. Изучение континентальных окраин очень многим обязано Морису Юингу. Его интерес к ним восходит к началу 30-х годов, когда он выполнил первые из серии исследований, названной «Геофизические исследования сухопутной и подводной частей Атлантической прибрежной равнины». Эти исследования привели к международному сотрудничеству в изучении многих континентальных окраин мира, включая Аргентину, Бразилию, Японию, Канаду, Южную Африку, Антарктиду, Норвегию, Карибское и Средиземное моря и другие районы. Профессор Юинг способствовал также разработке и усовершенствованию многочисленных методик геологических и геофизических исследований. Его энергия и способности позволили ему занять ведущее положение в этих областях науки. Всем нам будет сильно не хватать его.

Мы особенно благодарны всем авторам за представление статей в те короткие сроки, которые мы были вынуждены назначить им потому, что стремились выпустить эту книгу как можно быстрее. Мы в долгу перед «Мобил ойл корпорейшн», особенно перед Джоном

Д. Муди, которому мы признательны за понимание и поддержку на начальном этапе работы и при редактировании книги. Обложка была предложена и оформлена Ивонной Т. Берк. Нам особенно приятно отметить терпение и безграничные усилия очаровательной и почти безукоризненной Кэрол Л. Томпсон, без которой эта книга осталась бы черновым наброском.

К. А. Берк, Принстон, Нью-Джерси
Ч. Л. Дрейк, Ганновер, Нью-Гэмпшир

Август 1974 г.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Геологическая роль подводных континентальных окраин

Ч. Л. Дрейк, К. А. Берк

Введение

Детальные исследования подводных континентальных окраин имеют непродолжительную историю. Хотя начало отбора образцов с поверхности дна мелководных акваторий восходит еще к XVIII в., систематическое изучение рельефа и геологического строения дна началось лишь около 50 лет назад. Ранние гравитационные измерения дали некоторые представления о глубинном строении подводной континентальной окраины, но серьезные геофизические исследования стали проводиться только после второй мировой войны. С тех пор с помощью непрерывно совершенствуемых геологических и геофизических методов более или менее подробно изучены подводные окраины многих континентов.

Несмотря на усилия, предпринятые в течение двух последних десятилетий, многие аспекты представлений о континентальных окраинах остаются неясными и противоречивыми. Подводные континентальные окраины принадлежат к числу областей, в которых наиболее трудно работать, поскольку для них характерны значительные колебания глубин дна и конфигурации слоев осадочного чехла и коры, большие различия физических свойств и существенные изменения состава пород в пределах одного региона.

Древние подводные окраины еще труднее выявить и исследовать, потому что для них типичны сильные деформации. Поэтому отнюдь не редки ситуации, когда существует широкий круг возможных приемлемых интерпретаций и концепций происхождения, истории и эволюции различных континентальных окраин. Трудно найти районы, которые бы в большей степени давали почву для геологических спекуляций.

Геологи прошлого распространяли свои исследования до береговой черты, за которой выходы пород скрыты под морскими водами, а затем вновь обращали свои интересы в сторону суши, где еще оставалось много нерешенных проблем. Подобно им, морские геофизики за несколько последних десятилетий создали косвенные методы, которые позволяют успешно работать в глубоких океанических бассейнах (где слой воды толщиной 4—5 км служил в качестве фильтра для устранения влияния на геофизические кривые проблематичных деталей и где структура коры оказалась проще, чем на суше), но когда их исследования приблизились к мелководным районам и стали весьма сложными, они вновь обратились к океану, где предстояло решить еще много специфических проблем. Таким образом, всегда оставался «пояс неизвестности», прихотливо протягивающийся по земной поверхности и отмечающий переход от открытых для прямого изучения континентов к глубоким океанам — подводные континентальные окраины Земли.

Ранние представления

В своей монументальной сводке геологии мира Зюсс [42] отмечал, что «была осознана возможность (см. издание 1885 г.) выведения

линий усредненного, или общего, направления по однородному простиранию складок горной цепи; можно видеть, что эти линии редко бывают прямыми и обычно представляют собой дуги или кривые, часто сильно изогнутые кривые приспособления; установлено, что в Центральной Европе они характеризуются определенной закономерностью распределения и частично могут быть прослежены вплоть до Азии. Далее было установлено, что океан от устья Ганга до Аляски и мыса Горн окаймляется складчатыми горными цепями, тогда как в другом полушарии этого не наблюдается, вследствие чего можно выделить тихоокеанский и атлантический типы континентальных окраин; что Средиземное море не является частью Атлантического океана, а представляет собой реликт моря, которое некогда пересекало ныне существующий Азиатский континент и с тех пор увеличилось за счет погружения суши; что в различные периоды, как, например, в среднем и позднем мелу, расширение морей носило столь общий и равномерный характер, что его нельзя объяснить погружением континентальной суши, и т. д.»

Таким образом, Зюсс почти 90 лет назад пришел к мысли о фундаментальных различиях между активными (тихоокеанского типа) и пассивными (атлантического типа) континентальными окраинами; он видел непрерывность Циркумтихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов, в которых, как сейчас установлено, происходят также самые глубокофокусные землетрясения; он понимал, что трудно объяснить природу окраинных морей, таких, как Средиземное, иначе, чем с позиций обширного погружения; он осознавал проблемы, связанные с крупными трансгрессиями моря, аналогичными происходившей в позднем мелу.

Детальный анализ этих регионов сдерживался отсутствием информации об акваториях; действительно, Зюсс считал, что океаническая кора подобна коре континентов и что «именно погружению и коллапсу... обязаны крупнейшие океаны своим происхождением и расширением».

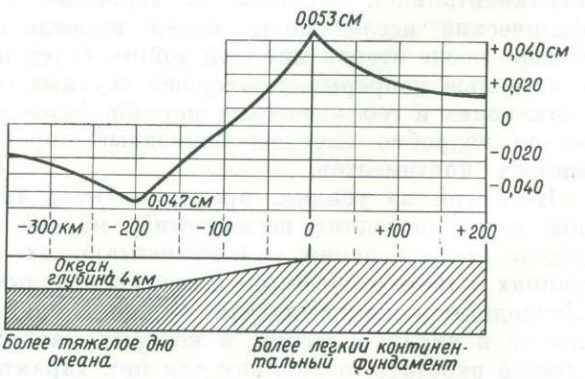
Неактивные континентальные окраины

Вегенер [49] отмечал, что «на океанах сила тяжести имеет величину, очень близкую к нормальной, несмотря на явные дефекты массы, образованные крупными океаническими бассейнами».

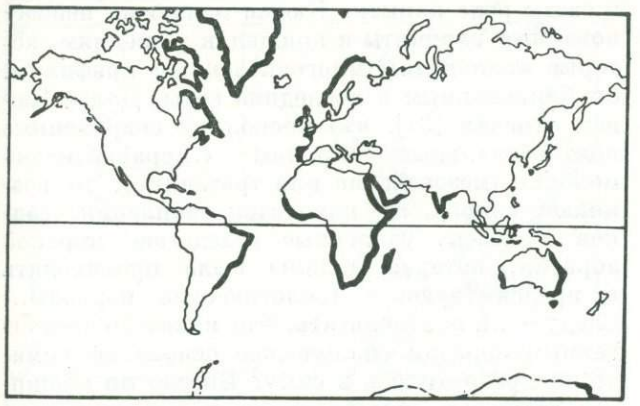
Этот дефект массы должен компенсироваться избытком массы на глубине, и, развивая далее аргументы Швейдара [36], Вегенер предположил, что континентальная кора полностью отсутствует в океанических бассейнах и что океаническая кора должна быть очень тонкой.

Гельмерт [24] уже давно указал на характерную гравитационную аномалию, приуроченную к подводным окраинам континентов (фиг. 1). При пересечении окраины наблюдается краевой эффект, характеризующийся гравитационным максимумом над внешней частью континентального шельфа и минимумом над континентальным подножием, а на больших расстояниях от края континента величина силы тяжести приближается к нормальному значению для земного шара. Вегенер пришел к заключению, что этим подтверждается фундаментальное различие между континентом и океаном и, далее, что на границе между ними вследствие этого различия должен существовать большой перепад давлений. Указанный перепад должен был бы обусловить давление материала континентальных платформ на океанические области и тем самым вызвать образование ступенчатых сбросов, как это наблюдается на атлантических окраинах Южной Америки и Африки.

Создание Венинг-Мейнесом маятникового прибора для измерения силы тяжести с подводных лодок позволило провести более точные определения гравитационных аномалий в океане. Венинг-Мейнес [47] провел изучение вариаций силы тяжести на континентальной окраине, в основном атлантического (неактивного) типа, и пришел к заключению, что наиболее вероятное объяснение полученных им данных лежит в резком утонении сиалических слоев земной коры на континентальных окраинах. Этот вывод соответствовал представлениям того времени, когда считалось, что сиаль отсутствует только в Северном полярном



ФИГ. 1. Изменения силы тяжести вкрест континентальной окраины [24].



ФИГ. 2. Побережья, ограниченные разломами (жирные линии) [12].

бассейне и на большей части Тихого океана. И лишь после создания средств для морских сейсмических исследований методом преломленных волн (МПВ) [27, 26, 15] было точно установлено, что слой сиалических пород в океанических бассейнах не только имеет малую толщину, но и вообще отсутствует.

Литература о континентальном дрейфе обширна, но уже на раннем этапе развития этой концепции сложились представления о значительном различии между континентальными окраинами на переднем крае гипотетических дрейфующих блоков (тихоокеанский тип) и на заднем крае (атлантический тип). Дю-Тойт [12] сравнил подводные окраины атлантического типа с рифтовыми долинами и пришел к заключению, что определенные характеристики, включая поднятый край, сток рек в глубь континента и крутой континентальный склон, могли бы служить признаками для выявления подводных окраин, ограниченных сбросами (фиг. 2). Дю-Тойт отмечал, что эти признаки можно обнаружить вдоль многих побережий Атлантического и Индийского океанов. К числу районов в Атлантическом океане, где эти признаки отсутствуют, главным образом относятся те, в пределах которых палеозойские структуры параллельны побережью (например, восточная часть США и северо-западная часть Африки), и те, на которых явно не происходит срезания структур.

Основываясь на результатах исследований МПВ Юинга и др. [13] и Булларда и Гэскелла [5], Умбгрове [45] отверг выдвинутую Вегенером и Дю-Тойтом идею о том, что континентальный шельф может иметь сбросовую природу. Эти сейсмические исследования, частично охватившие и шельф, вскрыли систематическое увеличение мощности осадков и позволили предположить, что формирование шельфа определяется не тектоническими факторами, а увеличением его площади благодаря осадочным процессам. Умбгрове отдавал предпочтение концепции краевой флексуры Буркара [4], который предположил, что скачкообразное прогибание по границе континента обусловливало погружение той его части, которая ранее была его окраиной, и одновременное выгибание вверх прилежащей к суше части окраины вдоль новообразованной береговой линии. С другой стороны, Джессон [28] указывал на существование сбросов, которые ограничивают континентальную окраину северо-восточной Австралии, и пришел к заключению, что подводная окраина и Большой Барьерный риф подстилаются наклонным погрузившимся тектоническим блоком континентальной коры (фиг. 3).

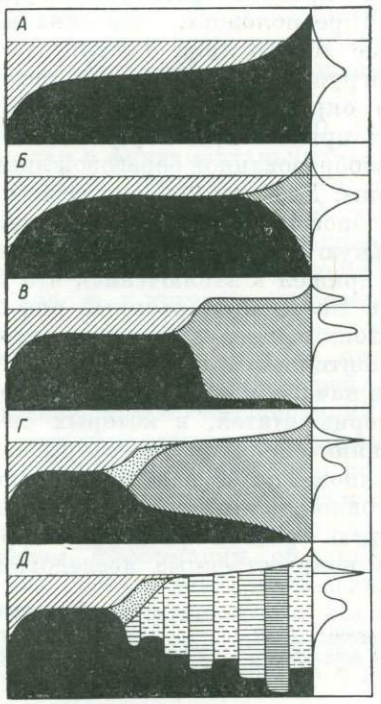
Ганн в начале 40-х годов опубликовал интересную серию статей, в которых он рассматривал влияние прочной литосферы на гравитационные аномалии и изостатическую компенсацию. В одной из этих статей [17] он несколько развил идею краевой флексуры Буркара [4], выполнив количественные исследования пове-

ФИГ. 3. Континентальная окраина восточной Австралии [28].

I — направление течения пород; *II* — направление движения по сместителям.

дения литосферы на континентальных подводных окраинах под нагрузкой осадков и воды. Цель этой работы состояла в объяснении расхождений между теоретическим и наблюдаемым гравитационными полями на подводных окраинах. Его вывод сводится к тому, что представление о литосфере с конечной прочностью лучше соответствует фактам и что деформация должна приводить к образованию краевой, заполненной осадками впадины, ось которой при увеличении нагрузки должна перемещаться в сторону океана.

Данные о распределении высот рельефа на поверхности Земли были обобщены Коссиной [30] еще в 1933 г. и с тех пор мало изменились (см. фиг. 8). Кюнен [31] использовал эту гипсографическую кривую в качестве нового инструмента для расчетов моделей изостатического перехода от континентальной к океанической коре (фиг. 4). В этой уникальной



ФИГ. 4. Гипотетические модели земной коры и соответствующие им кривые распространения высот [31].

А — кора с постоянной плотностью. Рассматривалась Вегенером, но отвергнута в связи с учетом изостатического равновесия. *Б* — однородный сиаль переменной толщины. Внешние силы отсутствуют. Существование впадин обусловлено нарушением изостатического равновесия и локальным присутствием тяжелых масс. *В* — однородный сиаль, имеющий одинаковую толщину вне горных хребтов. Внешние силы отсутствуют. Модель постулирована Вегенером. *Г* — однородный сиаль с переменной толщиной, срезанный денудацией. Терраса сформирована отложившимися осадками. *Д* — сиаль с переменной плотностью и толщиной, срезанный денудацией. Терраса сформирована отложившимися осадками.

в своем роде попытке Кюнен исключил необоснованные варианты и пришел к решениям, которые аналогичны многочисленным профилям, опубликованным в последние годы. Далее Кюнен отмечал [31], что поскольку современные континентальные окраины «...сравнительно молодые (мезозойские или третичные), то возникает вопрос, где находятся скопления осадков и массы, удаленные вследствие морской абразии, которая должна была происходить в предшествующие геологические периоды... Следует ли предполагать, что каким-то таинственным образом сиалическое основание химически превратилось в симу? Внесло ли обширное вторжение ультраосновных магматических пород радикальные изменения в плотность коры? Был ли сиаль растянут в тонкий слой в результате континентального дрейфа или гравитационного растяжения?»

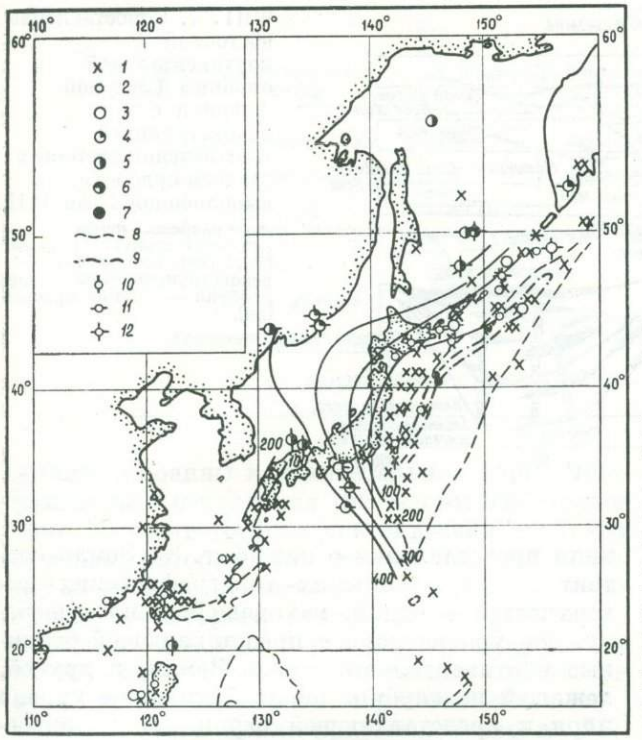
Активные континентальные окраины

Сейсмически активные континентальные окраины и островные дуги давно привлекали внимание своим структурным сходством с современными и древними горными системами. Их природа была объектом многочисленных спекуляций, а их история — темой весьма эмоциональных дискуссий. Тейлор [43], как и Вегенер, связывал их с горизонтальными движениями континентов.

На раннем этапе большое внимание уделялось конфигурации островных дуг. Соллас [39] отмечал, что геометрические центры изогнутых вулканических дуг в западной части Тихого океана располагаются по дуге большого круга. Лейк [33], идя по этому пути, предположил, что дуги совпадают с плоскостями крупных надвигов и что надвигание происходило перпендикулярно дуге большого круга, проходящего через указанные центры. На основании этого он предположил, что Азиатский континент в целом надвигался на ложе Тихого океана.

Обнаружение глубокофокусных землетрясений [44] и открытие Вадати [48] того факта, что землетрясения под Японией сосредоточены в зоне, которая падает к западу от глубоководного океанического желоба под Японию и Азиатский континент (фиг. 5), привели к выводу о существовании зон глубинных разломов вдоль границы Тихого океана [45].

Гутенберг и Рихтер [8] отмечали, что «подлинно глубокофокусные толчки, по-видимому, связаны с событиями, которые первоначально имели место на различных этапах истории Зем-



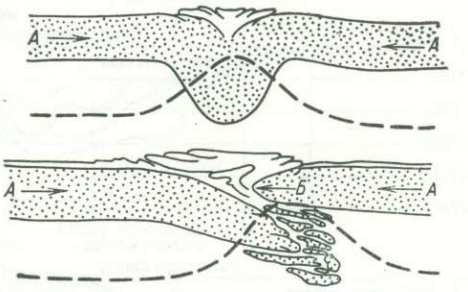
ФИГ. 5. Распределение глубокофокусных землетрясений вблизи Японии [48].

Глубины очагов: *1* — 0—50 км; *2* — 50—100 км; *3* — 100—200 км; *4* — 200—300 км; *5* — 300—400 км; *6* — 400—500 км; *7* — более 500 км. *Изобаты*: *8* — 6000 м; *9* — 8000 м. *10* — очаги, расположенные под фокальной зоной; *11* — очаги, расположенные над фокальной зоной; *12* — очаги, расположенные в пределах фокальной зоны.

ли ...естественно предположить, что на протяжении длительного геологического периода происходили движения, в результате которых самые верхние слои обрамления Тихоокеанского бассейна сместились к его центру относительно более глубоких слоев и что никаких новых зон разломов или ослабленных зон на больших глубинах не возникло».

Швиннер [37] был убежден, что, скорее всего, происходило надвигание континентов, а не поддвигание тихоокеанской коры, потому что в последнем случае потребовалось бы растяжение Тихого океана во все стороны и увеличение его площади (проблема, которая теперь может быть решена с помощью модели разрастания океанического дна). Беньоф [3] отмечал различия в поведении сейсмичных плоскостей надвига под островными дугами и под континентами и высказал предположение, что различия между континентами и океанами (дугами) могут сохраняться до глубины 300 км.

Во время геофизических рейсов в Вест-Индию в 1924 и 1930 гг., Венинг-Мейнес обнаружил большие отрицательные гравитационные аномалии, приуроченные к глубоководным желобам. Он объяснил их тем, что под воздействием горизонтальных напряжений земная кора вдавливается внутрь и это вдавливание сопровождается деформациями поверхностных пород. Таким образом, сейсмологические данные указывали на деформацию сдвигового типа (фиг. 6, нижняя часть), тогда как гравитационные данные интерпретировались как результат прогиба коры (фиг. 6, верхняя часть).



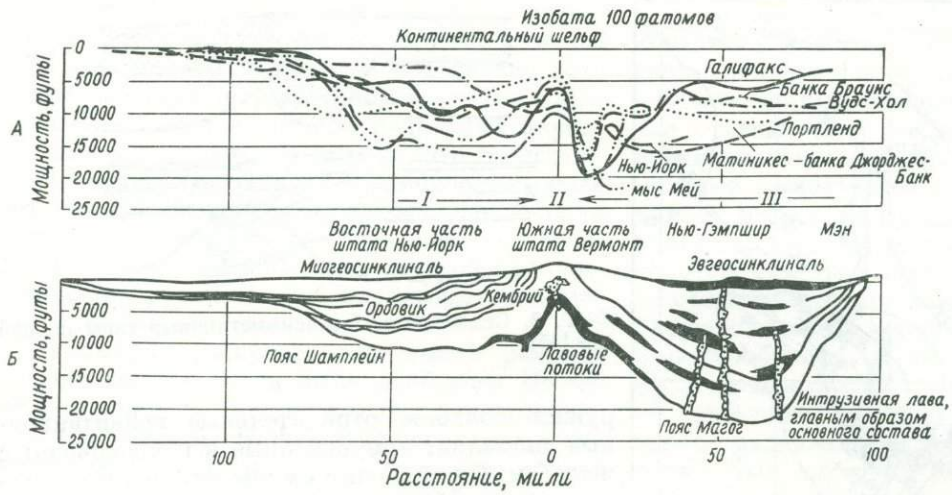
ФИГ. 6. Симметричный и асимметричный типы корней гор [45].

Хесс [25] отмечал присутствие серпентинизированных перидотитов в осевых зонах складчатых геосинклиналей, которые он рассматривал как образовавшиеся из мантийного материала на глубине около 60 км и как убедительное указание на поднятие, обусловленное сокращением коры и надвиганием. Он считал присутствие ультраосновных пород характерной особенностью древних континентальных окраин.

Новейшие исследования континентальных окраин

Значение систематических геологических и геофизических исследований было оценено после второй мировой войны; им была оказана соответствующая поддержка, и с тех пор масштабы международного сотрудничества в проведении этих исследований непрерывно возрастают.

Новые геологические исследования континентальных окраин явились естественным продолжением таких ранних работ, как работы Шепарда [38] и Стетсона [40, 41], а успехи в морской геофизике в значительной степени обусловлены появлением новых приборов и методов изучения океанического дна. Интерпретация результатов исследований на подводных континентальных окраинах способствовала изучению природы и истории древних конти-



ФИГ. 7. Сопоставление восточной континентальной окраины Северной Америки с реконструкцией Аппалачской системы в среднем ордовике, выполненной Кеем [11].

А — разрезы через континентальную окраину (мощность осадков); *Б* — реконструированный разрез кембрий — средний ордовик [29].

нентальных окраин, осуществляемому во внутренних частях континентов, и наоборот [29].

Обнаружены новые механизмы транспортировки и отложения осадков на окраинах [32, 21, 20, 22], и накоплено достаточное количество геофизических данных о некоторых континентальных окраинах; все это позволяет сопоставлять континентальные окраины с древними геосинклиналями (фиг. 7).

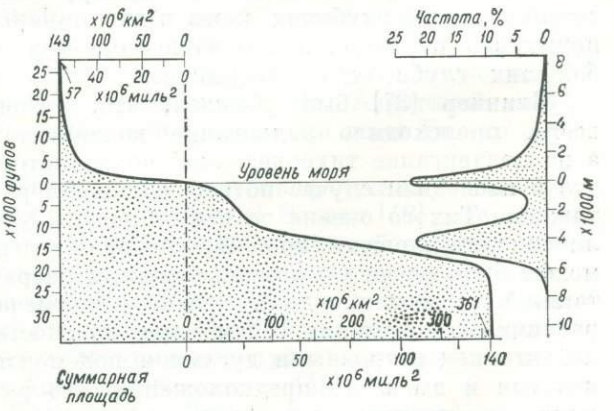
Интерес к окраинам возрос не только по чисто научным причинам, но и из-за их потенциальных ресурсов [19, 6, 7], а также из-за изменений в международных соглашениях, которые происходили в прошлом и происходят в настоящее время, в отношении юрисдикции на морские акватории, которые по традиции ранее формально никому не принадлежали.

Создание модели разрастания океанического дна и тектоники плит вызвало новый, необычно высокий интерес к континентальным окраинам. Эта модель не только возродила концепцию континентального дрейфа, которая пережила трудные времена, но и открыла новые возможности для определения соотношения между континентальными окраинами и складчатыми горными поясами, а кроме того, создала основу для возможной увязки континентальных окраин с геологическими последствиями прошлых эпох орогенеза и с современной тектонической активностью.

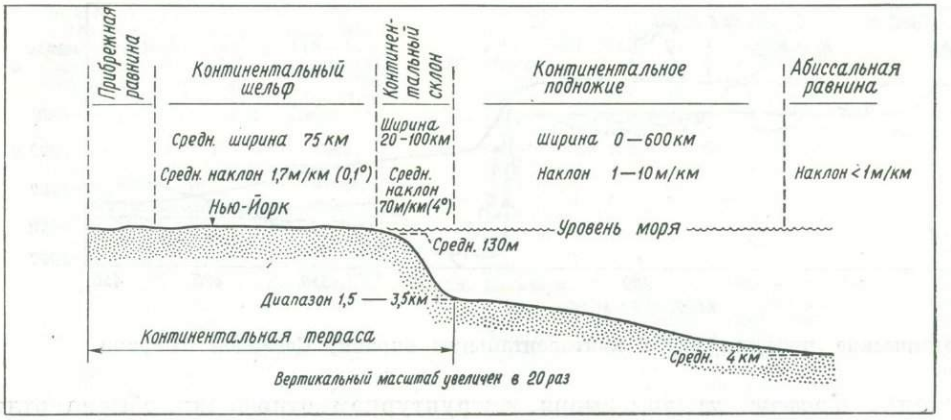
Батиметрия и распределение континентальных окраин

Общие черты рельефа твердой поверхности Земли известны в течение многих десятилетий, и последние сводки лишь незначительно изменили представления о них (фиг. 8). Земля состоит из двух больших топографических поверхностей — одной, находящейся, по существу, на уровне моря и представляющей огромные континентальные массы Земли, и другой, лежащей на глубине около 5 км ниже уровня моря и представляющей огромные океанические бассейны Земли. Эти две поверхности, несомненно, являются основными формами лика Земли. Границу между ними образуют подводные континентальные окраины мира — предмет этой книги.

Имея огромное геологическое значение, континентальные окраины занимают относительно небольшую площадь всей поверхности Земли и при этом характеризуются большими линейными размерами: их протяженность составляет приблизительно 350 тыс. км. Около 15% площади Мирового океана приходится на погру-



ФИГ. 8. Кумулятивные и дифференциальные (частотные) кривые распределения высоты поверхности твердой Земли относительно уровня моря (по различным источникам с изменениями).



ФИГ. 9.
Идеализированная схема главных элементов континентальной окраины.

женные окраины континентальной коры. Экстремальные отклонения на частотной кривой (фиг. 8) соответствуют тектонически активным районам, которым органически свойственно нарушение изостатического равновесия,— высоким орогеническим поясам и глубоким океаническим желобам. Минимум между этими двумя топографическими пиками соответствует континентальным окраинам мира.

Поверхность Земли приблизительно на 71% покрыта водой, причем около 5,3% приходится на глубины менее 200 м. Однако не все эти очень мелководные районы представляют собой истинные континентальные окраины, т. е. переходные зоны от континентов к океаническим бассейнам. В действительности около $8{,}7 \times 10^6$ км² занято внутренними морями или заливами («внутренними шельфами»), которые расположены внутри континентов и, следовательно, не имеют отношения к истинным континентальным окраинам (например, Балтийское море, Северное море, Персидский залив, Гудзонов залив, залив Пария, залив Карпентария и т. д.). На этих «внутренних шельфах» в настоящее время разрабатывается большая часть морских ресурсов. Границу между такими районами и истинно континентальными окраинами часто бывает трудно определить, но следует помнить, что их геологическое строение и полезные ископаемые отнюдь не обязательно связаны с истинными континентальными окраинами (табл. 1).

Классическое описание конфигурации континентальной окраины было сделано Хейзеном и др. [23] на основе детальных обобщений батиметрических данных по Северной Атлантике. Ими по изменениям наклона поверхности дна были выделены три важные структуры — *континентальный шельф*, *континентальный склон* и *континентальное подножие* (фиг. 9).

Таблица 1

Соотношение площадей основных геоморфологических провинций Земли

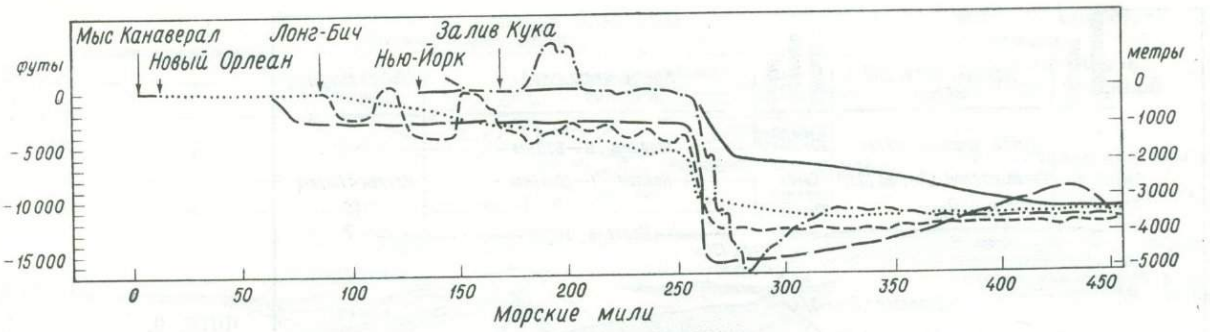
	Площадь	
	10^6 км²	% от общей площади Земли
Земля	510,1	100,0
Суша	148,1	29,2
Вода	362,0	70,8
Континентальная часть [1]	203,8	40,0
Суша	148,1	29,1
Внутренний шельф	8,7	1,7
Шельф	18,4	3,6
Склон	28,7	5,6
Океаническая часть	306,2	60,0
Подножие	25,0	4,8
Океанические бассейны [2]	281,2	55,2

[1] Граница континентов проводится по изобате 2 км.
[2] Включая океанические хребты, вулканические пики, абиссальные равнины и абиссальные холмы.

Очевидно, количество мыслимых вариантов такой классификации бесконечно. Например, Карри [8] предположил, что «континентальная терраса» включает склон, шельф, а также осушенную прибрежную равнину. Однако понятие «терраса» в приложении к континентальным окраинам использовалось в прошлом самым различным образом, и термин не стал общепринятым в формальном смысле (фиг. 9).

Окраины Северной Атлантики типичны для неактивного типа, однако Хейзен и др. [23] предложили дополнительную терминологию, основанную на изучении активной Карибской дуги, вторгающейся в Атлантический океан, а также других локальных модификаций типично атлантической окраины.

Континентальный бордерленд (или плато)— это глубоко погруженная и обычно неровная поверхность, которая в других местах соответствует шельфу (например, плато Блейк,



ФИГ. 10. Батиметрические профили через континентальную окраину Северной Америки.

бордерленды Калифорнии). *Краевые уступы* обнаружены там, где отсутствует пологий континентальный склон (например, уступ Блейк). *Склон желоба* соответствует переходу от континентального шельфа к глубоководному океаническому желобу; это понятие продолжает оставаться полезным батиметрическим и геологическим термином (фиг. 10).

Сейсмические данные МПВ и гравитационные данные указывают на то, что истинная граница между континентальной и океанической корой лежит на глубине 2—3 км. Таким образом, хотя соленая морская вода покрывает почти 71% земной поверхности, последняя состоит на 40% из континентальной коры и на 60% из океанической (табл. 1). Континентальные шельфы и склоны занимают 9,2% земной поверхности (приблизительно $47 \cdot 10^6$ км^2), т. е. по площади равновелики всей суше в Северной, Центральной и Южной Америке, всей Европе и северной Африке.

Гораздо труднее вычислить общую площадь континентальных подножий, однако площадь этих «океанических окраин», возможно, почти равна всей площади континентальных склонов Земли. Важно отметить, что континентальные подножия, по существу, отсутствуют на периферии Тихого океана, представленной глубоководными желобами.

Небольшие океанические бассейны и малые континенты

Небольшие океанические бассейны, например Средиземное море, Мексиканский залив, Карибское море или даже Каспийское и Черное моря, в структурном отношении обычно отличаются от крупных океанических бассейнов [34, 9, 16, 35].

Природа этих малых океанических бассейнов по отношению к континентам и океанам неясна, быть может, потому, что в некоторых случаях они состоят практически только из континентальных окраин, или, быть может, из-за особенностей их структурной истории.

Небольшие континенты, например остров Мадагаскар или Сейшельские острова, называют микроконтинентами, основываясь на возрасте и природе слагающих их пород [1, 2, 10]. Они совершенно отличны от истинно океанических островов аналогичных размеров, таких, как Азорские острова, связанные со срединно-океанической рифтовой системой, или как Гавайские острова, связанные с открытым океаном.

Проблемы познания и истолкования истории древних континентальных окраин становятся еще более сложными, если приходится учитывать возможность существования «континентов» размером с Сейшельские острова и «океанов», в структурном отношении подобных Каспийскому морю. Мы не знаем ни деталей различия между островными континентальными окраинами и окраинами микроконтинентов, ни причин различия между структурой малых и крупных океанических бассейнов. И если мы не располагаем типичными разрезами континентальной и океанической коры или типичными разрезами коры на континентальных окраинах, то трудности при интерпретации геологической летописи значительно возрастают.

Список литературы

1. *Baker B. H.* 1963, Geology and mineral resources of the Seychelles Archipelago, Min. Com. and Ind. Geol. Survey, Kenya Mem., 3, 140 p.
2. *Baker B. H., Miller J. A.*, 1963, Geology and geochronology of the Seychelles Islands and the structure of the floor of the Arabian Sea, Nature, 199, p. 346—348.
3. *Benioff H.*, 1954, Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity, Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 61—74.
4. *Bourcart J.*, 1938, La Marge continentale, Bull. Soc. Geol. France, 8.
5. *Bullard E. C., Gaskill T. F.*, 1941, Submarine seismic investigations in Proceedings of the Royal Society, Series A, 177, p. 476—499.
6. *Burk C. A.*, 1972, Global tectonics and world resources, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 56, no. 2.

7. *Burk C. A.*, 1973, Mineral resources of the oceans, Australia Bur. Min. Resources Bull., 141, p. 115—122.
8. *Curray J. R.*, 1966, Continental terrace, in *Fairbridge R.*, ed., The encyclopedia of oceanography, New York, Van Nostrand, Reinhold, p. 207—214.
9. *De Roever W. P.*, ed., 1969, Symposium on the problem of oceanization in the western Mediterranean, Verhandel. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot. Geol. Ser., XXIV, 165 p.
10. *Dixey F.*, 1960, The geology and geomorphology of Madagascar, and a comparison with eastern Africa, Quart. Jour. Geol. Soc. London, 116, p. 255—268.
11. *Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.*, 1959, Continental margins and geosynclines, The east coast of North America north of Cape Hatteras, in Physics and chemistry of the earty, Elmsford N. Y., Pergamon, 5, p. 110—198.
12. *Du Toit A.*, 1937, Our wandering continents, Edinburgh, Oliver and Boyd, 366 p.
13. *Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. N.*, 1937, Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain, pt. I, Methods and results, Geol. Soc. America Bull., 48, p. 753—802.
14. *Ewing M., Woollrd G. P., Vine A. C.*, 1939, Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain, pt. III, Barnegat Bay, N.J., section, Geol. Soc. America Bull., 50, p. 257—296.
15. *Ewing M., Worzel J. L., Steenland N. C., Press F.*, 1950, Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean Basin, pt. I, Seismol. Soc. America Bull., 40, p. 233—242.
16. *Ewing M., Edgar N. T., Antoine J. W.*, 1971, Structure of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, in The Sea, 4, pt. II, New York, Wiley-Interscience, p. 321—358.
17. *Gunn R.*, 1944, A quantitative study of the lithosphere and gravity anomalies along the Atlantic Coast, Jour. Franklin Inst., 237, p. 139—154.
18. *Gutenberg B., Richter C. F.*, 1938, Depth and geographical distribution of deep focus earthquakes, Geol. Soc. America Bull., 49.
19. *Hedberg H. D.*, 1970, Continental margins from the viewpoint of the petroleum geologist, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 54, p. 3—43.
20. *Heezen B. C., Drake C. L.*, 1964, Grand Banks slump, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 48, p. 221—225.
21. *Heezen B. C., Ewing M.*, 1952, Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, Am. Jour. Sci., 250, p. 849—873.
22. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, 1966, Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents, Science, 152, p. 502—508.
23. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.*, 1959, The floors of the oceans, I. The North Atlantic, Geol. Soc. America Spec. Paper, 65, 122 p.
24. *Helmert F. R.*, 1909, Die Tiefe Der Ausgleichfläche Bei Des Prattschen Hypothese Für Das Gleicagewicht Der Erdkruste Und Der Verlauf Der Schwerestörung vom Innern Der Kontinente Und Ozeane Nach Den Küsten, Sitzber. Deut. Kgl. Preusz. Akad. Wiss., 18, p. 1192—1198.
25. *Hess H. H.*, 1938, A primary peridotite magma, Am. Jour. Sci., 35, p. 321—344.
26. *Hill M. N.*, 1952, Seismic shooting in an area of the eastern Atlantic, Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 244, p. 561—596.
27. *Hill M. N., Laughton A. S.*, 1954, Seismic investigations in the eastern Atlantic, Proc. Roy. Soc. London, ser. A, 222, p. 348—356.
28. *Jesson O.*, 1943, Die Randschwellen Der Kontinente, Peterm. Geogr. Mitt. Erg., Heft 241.
29. *Kay M.*, 1951, North American geosynclines, Geol. Soc. America Mem. 48, 143 p.
30. *Kossina E.*, 1933, Die Erdoberflache, Handb. d. Geophysik, Bd. 2, p. 869—954, Berlin.
31. *Kuenen Ph. H.*, 1950, Marine Geology, New York, Wiley, 568 p.
32. *Kuenen Ph. H., Migliorini C. I.*, 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding, Jour. Geology, 58, p. 91—126.
33. *Lahe P.*, 1931, Island arcs and mountain building, Geograph. Jour., 78.
34. *Neprochnov Y. P., Kosminskaya I. P., Malovitsky Y. P.*, 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian seas, Tectonophysics, 10, p. 517—538.
35. *Ryan W. B. F., Stanley D. J., Hersey J. B., Fahlquist D. A., Allen T. D.*, 1971, The tectonics and geology of the Mediterranean Sea, in The Sea, 4, pt. II, New York, Wiley-Interscience, p. 387—492.
36. *Schweydar W.*, 1921, Berierkungen zu Wegener's Hypothese der Verschiebung der Kontinente, Zeichr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, p. 120—125.
37. *Schwinner R.*, 1841, Seismik Und Reictouische Geologie Der Jetzizeit, Z. Geophys., 17.
38. *Shepard F. P.*, 1934, Origin of Georges Bank, Geol. Soc. America Bull., 45, p. 281—320.
39. *Sollas W. J.*, 1903, The figure of the Earth, Quart. Jour. Geol. Soc. London, 59.
40. *Stetson H. C.*, 1936, Geology and paleontology of Georges Bank canyons, Geol. Soc. America Bull., 47, p. 339—366.
41. *Stetson H. C.*, 1938, Sediments of the continental shelves off the eastern coast of the United States, Woods Hole Oceanogr. Inst. Paper Phys. Ocean. and Met., 5, p. 5—48.
42. *Suess E.*, 1904, The face of the earth (Das Antlitz der Erde), Engl. ed., New York, Oxford University Press, Inc., 5.
43. *Taylor F. B.*, 1910, Bearing of the tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan, Geol. Soc. America Bull., 21, p. 179—226.
44. *Turner H. H.*, 1922, On the arrival of earthquake waves at the Antipodes and on the measurements of the focal depth of an earthtquake, Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 1, p. 1—13.
45. *Umbgrove J. H. F.*, 1947, The pulse of the earth, The Hague, Matrinus Nijhoff, 358 p.
46. *Vening-Meinesz F. A.* 1933, The mechanism of mountain formation in geosynclinal belts, Koninkl. Ned. Akad. Wetenschop. Proc., 33.
47. *Vening-Meinesz F. A.*, 1941, Gravity over the continental edges, Koninkl. Ned. Akad. Wetenschop. Proc., 44.
48. *Wadati K.*, 1935, On the activity of deep focus earthquakes in the Japanese Islands and neighborhood, Geophys. Mag., Tokyo, 3, p. 305—325.
49. *Wegener A.*, 1924, The origin of continents and oceans, London, Methuen Press.

2801

Институт геологических наук АН Арм.ССР Библиотека

II. ОБЩАЯ БАТИМЕТРИЧЕСКАЯ И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Подводные континентальные окраины атлантического типа

Б. К. Хейзен

Введение

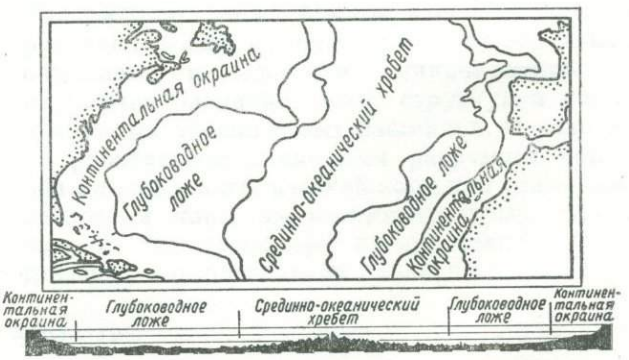
Деление континентальных окраин на два типа — атлантический и тихоокеанский, по существу, зависит от того, испытали ли они относительно продолжительный период устойчивого развития (тогда их относят к атлантическому типу), или они подверглись активному тектоническому воздействию на последних этапах геологической истории (в этом случае их относят к тихоокеанскому типу). В этой статье мы рассматриваем континентальные окраины атлантического типа, которые обрамляют Арктический и Норвежско-Гренландский бассейны, Северную и Южную Атлантику, весь Индийский океан (за исключением Зондской дуги) и весь Южный океан (за исключением дуги Скоша). Части краевых бассейнов Тихого океана также можно относить к атлантическому типу: таковы, например, континентальная окраина Аляски в Беринговом море, сибирская континентальная окраина в Охотском море, азиатская континентальная окраина в Японском море и юго-восточная азиатская окраина в Южно-Китайском море. Часть окраины в Средиземном море также можно рассматривать как принадлежащую к атлантическому типу.

Окраины атлантического типа наиболее интенсивно изучены в Северной Атлантике, однако значительное количество данных позволяет также охарактеризовать структуру подводных окраин западной Африки, Аргентины и Кении.

Подводные континентальные окраины атлантического типа

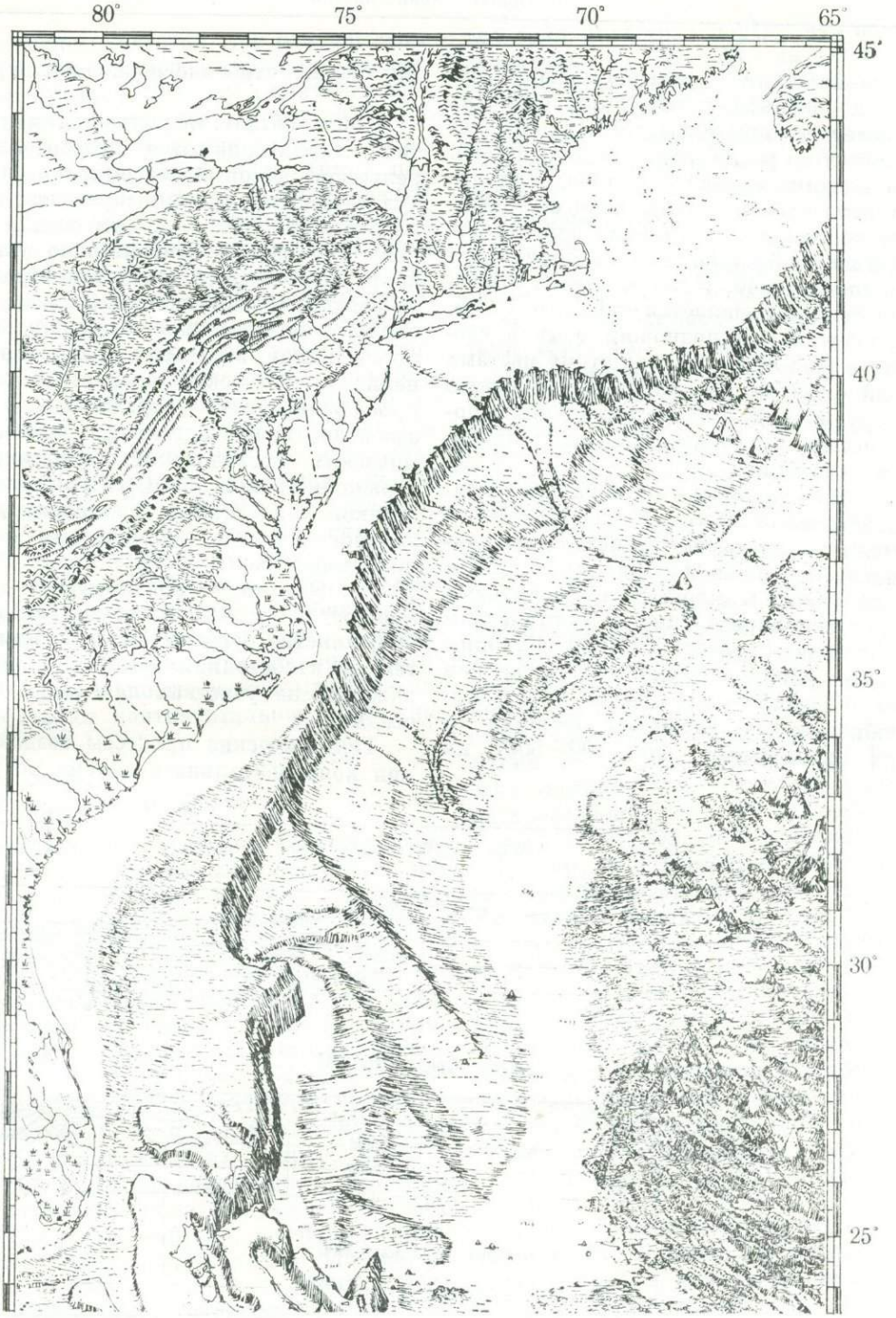
В морфологическом аспекте для континентальных окраин атлантического типа типичен относительно широкий континентальный шельф, ширина которого может изменяться от 30 км до более чем 300 км (фиг. 1). Они характеризуются также относительно расчлененным континентальным склоном, изрезанным подводными каньонами (по крайней мере в тех районах, в которых детальность съемки достаточна для того, чтобы обнаружить наличие или отсутствие подводных каньонов).

Граница между континентальным шельфом и континентальным склоном, известная под названием «перегиб шельфа» (shelf break), может иметь разную глубину, часто находящуюся



ФИГ. 1. Атлантическая континентальная окраина — одна из составных частей трехчленного океанического бассейна.

Внизу показаны три главные морфологические провинции океана на трансатлантическом профиле от Новой Англии до Западной Сахары [12].



ФИГ. 2.

Континентальная окраина восточной части США иллюстрирует главные особенности окраины атлантического типа: широкий, ровный, то осушенный, то погруженный континентальный шельф; покрытый осадками континентальный склон, прорезанный каньонами; континентальное подножие — широкий шлейф осадков, сносимых на дно океанической котловины. Показаны также эродированное течениями краевое плато (плато Блейк) у штатов Джорджия и Флорида, его обращенный к океану уступ и погрузившаяся Багамская платформа. (По Геоморфологической схеме Северной Атлантики, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1968 г.)

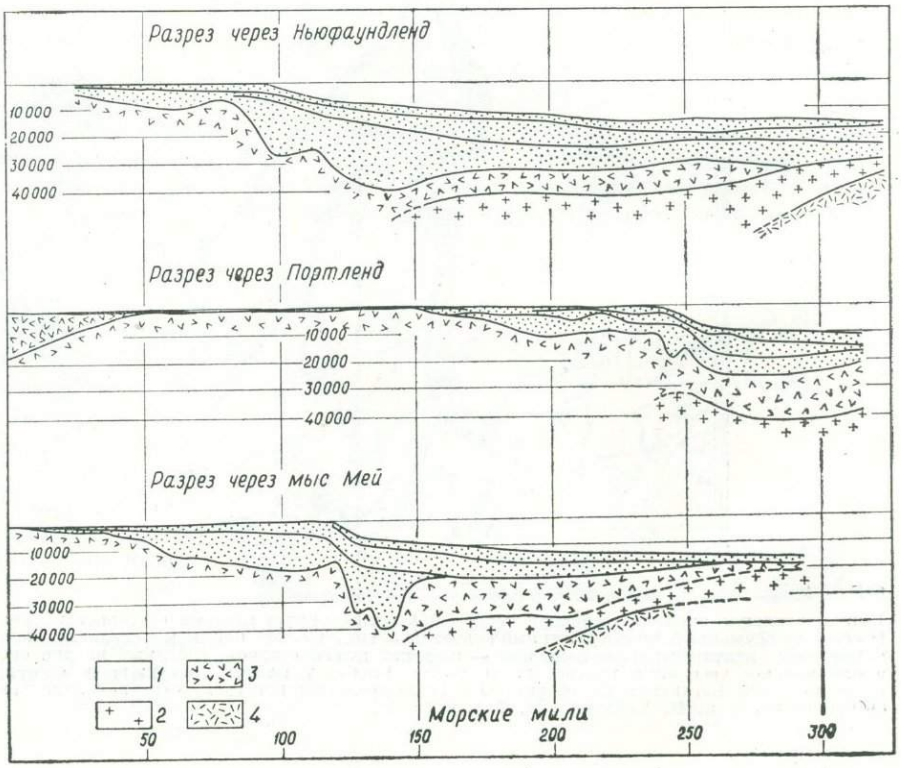
в прямой зависимости от географической широты (перегиб шельфа в полярных областях часто достигает глубины 600 м, тогда как в более низких широтах он редко лежит глубже 100 м). Основание континентального склона, или его переход в относительно более пологое континентальное подножие, на профиле определяется точкой, в которой наклон дна в сторону моря становится ниже 1 : 40. Наклон дна на континентальном склоне изменяется от 1 : 5 до 1 : 25, а на континентальном подножии обычно составляет менее 1 : 100. Благодаря этому местами постепенный переход от склона к подножию обычно нетрудно найти на региональных профилях, хотя сами величины углов наклона могут быть различными.

Пологое континентальное подножие простирается на расстояние от 80 км до более чем 500 км и отличается от прилегающих абиссальных равнин океанического ложа как наклоном, так и микрорельефом дна. Наклоны дна абиссальных равнин, согласно определению и фактическим данным, составляют менее 1 : 1000. Глубины в абиссальных равнинах меняются менее чем на 1 фатом (6 футов) на расстоянии 1—2 мили. Ширина абиссальных равнин колеблется от нескольких километров до 300—500 км (фиг. 2).

Внутреннее строение подводной окраины

Континентальные окраины атлантического типа характеризуются относительно ровным рельефом, который, несомненно, является результатом аккумуляции относительно больших масс осадков (фиг. 3). Эти осадки накапливались в условиях относительно устойчивого и непрерывного погружения, которое мало способствовало возникновению деформаций. Поскольку относительно слабонарушенные слоистые толщи вызывают скачкообразное изменение акустических свойств и обеспечивают прослеживаемость отражающих горизонтов, здесь возникают идеальные условия для сейсмических исследований с помощью метода отраженных волн (МОВ). Суммарная мощность осадков, измеренная в основании континентального склона сейсмическим методом преломленных волн (МПВ), местами достигает 10 км. Однако на континентальном подножии мощность осадков часто столь велика, что большинство существующих сейсмических систем не в состоянии обеспечить получение отражений на участках наибольшего скопления осадков.

Тектонические процессы создают в основании континентального склона погружающиеся



ФИГ. 3.

Континентальное подножие и континентальный шельф являются областями мощной аккумуляции осадков. Показаны три структурных профиля восточной континентальной окраины Северной Америки [2]. Глубина — в футах. Вертикальный масштаб увеличен в 6 раз. *1* — осадки и осадочные породы; *2* — континентальная кора; *3* — океаническая кора; *4* — мантия.

или погрузившиеся участки, где откладываются мощные толщи осадков, а осадочные процессы формируют осадочные клинья континентального подножия. Некоторые структурные формы меньшего размера, например диапиры, встречаются на континентальном подножии в различных районах земного шара. Однако следует подчеркнуть, что подножие представляет собой зону особенно слабых структурных деформаций или их полного отсутствия. Абиссальные равнины, которые лежат мористее континентальных подножий, образовались в результате действия тех же самых процессов, которые сформировали подножия. Абиссальные равнины возникли в результате подпруживания (ponding) отложений мутьевых потоков на последних стадиях отложения. Только небольшая часть обломочных осадков, достигших континентального подножия, выносится на прилегающую абиссальную равнину. Сейсмические профили МОВ через континентальную окраину обычно вскрывают маломощную толщу сильно стратифицированных пластов под абиссальными равнинами и значительно более мощную возрастающую по мощности в сторону континента последовательность осадочных клиньев, которые образуют континентальное подножие.

Осадконакопление на континентальных окраинах

Континентальный шельф — область ровного рельефа с повсеместными наклонами дна приблизительно 1 : 100 или менее — в недавнем геологическом прошлом неоднократно оказывался то над водой, то под водой вследствие повышения и понижения уровня моря (фиг. 4). Самое последнее погружение завершилось приблизительно 5000 лет назад, в конце плейстоцено-голоценовой трансгрессии. Многие формы рельефа шельфа представляют собой измененные субаэральные формы. Тонкий слой поверхностных осадков толщиной от нескольких миллиметров до нескольких метров, находящийся в равновесии с современным режимом течений, то согласно, то несогласно перекрывает торф, глину, уголь, мергель, песок и различные третичные морские формации. На континентальном склоне, особенно на стенках подводных каньонов, часто обнажаются выклинивающиеся верхние осадочные пласты континентального шельфа. Некоторые подводные каньоны в настоящее время представляют собой динамически активные формы, эродирующие шельф, тогда как другие, по-видимому, совсем утратили активность. Каньоны создают проходы для придонной транспортировки осадков с континентального шельфа на континентальное подножие и в абиссальные равнины. Во многих районах континентального склона осаждение происходит не непрерывно, а время от времени прерывается обрушением ставших слишком крутыми склонов. Отмечается некоторое наращивание континентального склона, но представление, что континентальная терраса (континентальный шельф и континентальный склон) — это нарастившаяся терраса, не согласуется с имеющимися в настоящее время фактами (фиг. 5).

Континентальное подножие — это обширное и очень мощное скопление осадков, на которое оказывают влияние два важных придонных осадочных процесса: 1) мутьевые потоки (turbidity currents) и 2) контурные течения (contour currents).

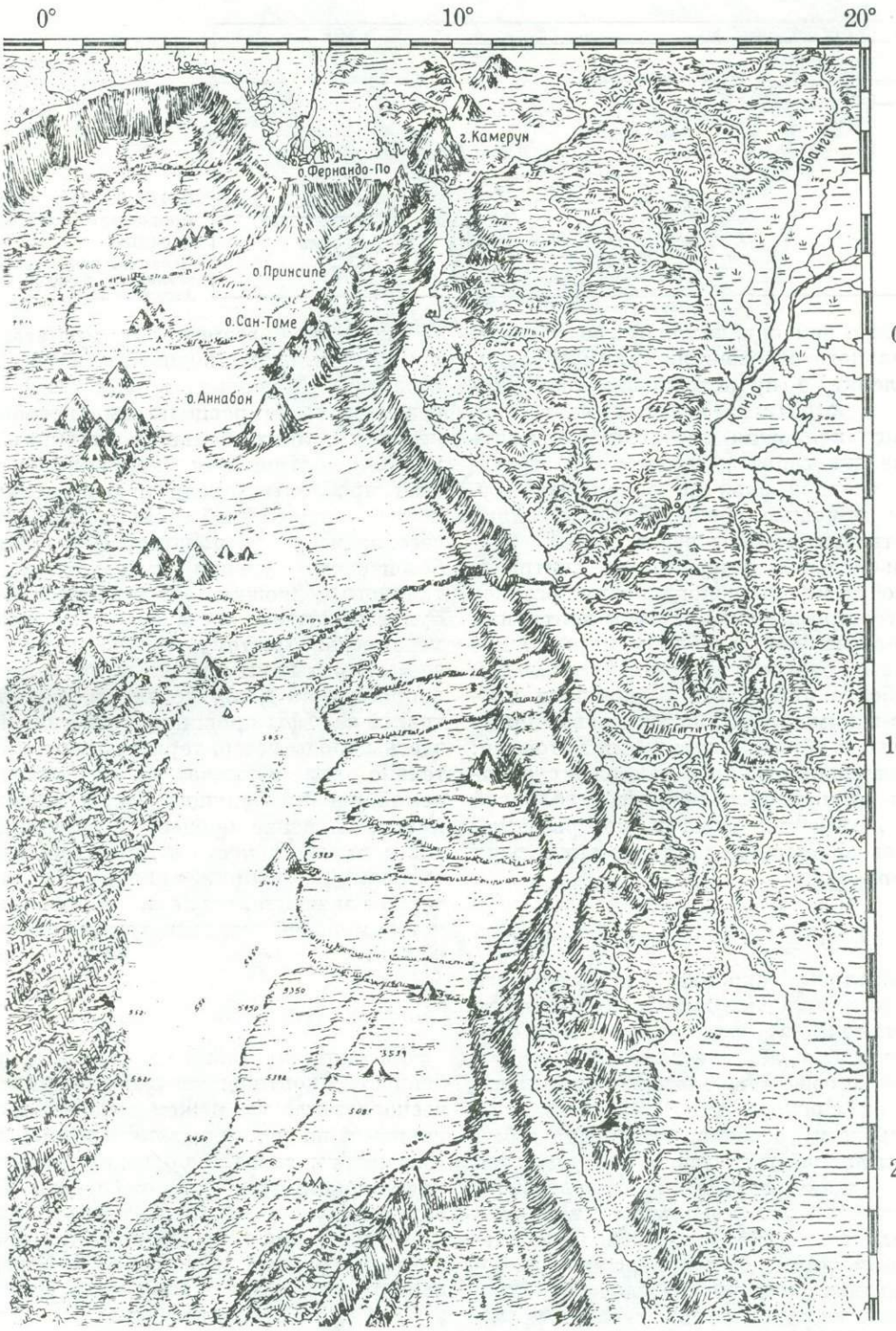
Мутьевые потоки, стекающие по подводным каньонам, формируют системы каньонов с естественным профилем равновесия на континентальном подножии и вносят важный вклад в накопление здесь осадков (фиг. 6).

Контурные течения — другой очень важный фактор формирования осадочных масс континентального подножия — представляют собой течения, участвующие в общей циркуляции глубинных вод океана. Важная роль этих течений была установлена по аномалиям распределения осадков у побережья восточных штатов США. Блейк-Багамский внешний хребет — крупное (шириной 600 км) скопление осадков мощностью 3 км восточнее штатов Джорджия, Северная и Южная Каролина — отделен от континента широким, лишенным осадочного чехла известковым плато и небольшим фрагментом океанического бассейна. Этот хребет представляет собой аккумулятивное сооружение из осадков, которые поступали в основном из восточной Канады и северо-восточных штатов США, переносились контурными течениями на 1000—3000 км к югу и в конечном итоге сгрудились в эту своеобразную и гигантскую массу, напоминающую длинную отмель.

Таким образом, побережье юго-восточной части США не было непосредственным источником осадков для прилегающих подводных частей континентальных окраин. Демонстрация гигантского и активного переноса осадков позволила получить убедительные данные о том, что отложения континентального подножия очень мобильны и способны перемещаться по поверхности осадконакопления на сотни, если не на тысячи, километров параллельно под-

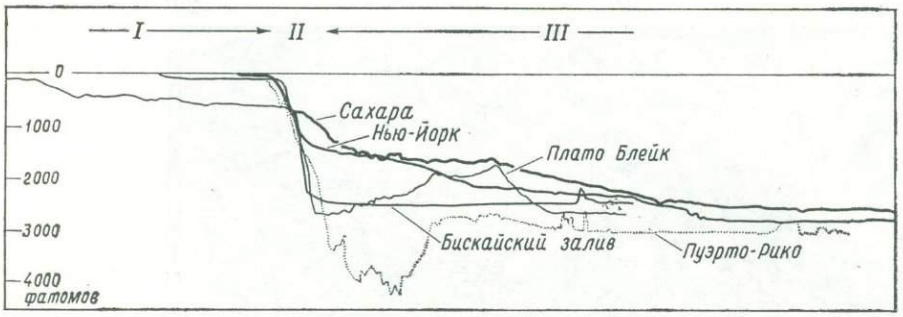
ФИГ. 4.

Континентальные окраины Европы и северной Африки, хотя и подобны окраине Северной Америки (фиг.2), обнаруживают заметные отличия. Сильно расчлененный Иберийский континентальный склон свидетельствует о важной роли тектонического контроля. Континентальный шельф к югу от Франции значительно уже, чем в Западной Атлантике. Канарские острова не имеют аналогов на западной стороне океана. (По Геоморфологической схеме Северной Атлантики, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1968 г.)



ФИГ. 5.

Континентальная окраина западной Африки характеризуется узким шельфом, но широким континентальным подножием. Река Конго построила гигантский конус в Ангольской котловине. Китовый хребет и Камерунская цепь подводных гор нарушают ровную поверхность подножия. (По Геоморфологической схеме Южной Атлантики, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1961 г.)



ФИГ. 6. Категории провинций континентальной окраины.
Показаны характерные профили различных районов Северной Атлантики.

ножию, прежде чем они достигнут места своего окончательного отложения. Таким образом, в представлении о происхождении геоморфологических и стратиграфических черт континентального подножия необходимо принять во внимание два главных процесса: 1) транспортировку осадков вниз по склону преимущественно с помощью контролируемых силой тяжести мутьевых потоков через системы подводных каньонов и 2) латеральную, контролируемую изобатами транспортировку осадков с помощью геострофической системы контурных течений, вовлеченных в общую циркуляцию вод Мирового океана. На континентальном склоне наиболее активными осадочными процессами, по-видимому, являются гравитационное оползание и абразия мутьевыми потоками; на континентальном шельфе наиболее существенная роль принадлежит процессам волновой абразии и намывания берегов, которые оставили следы своей прошлой деятельности на этих больших террасах.

Потенциальные ресурсы подводных окраин

Континентальные окраины атлантического типа, возможно, наиболее привлекательны для геолога-нефтяника и представляют наибольший интерес в этом аспекте для человечества. Конечно, это не означает, что континентальные окраины тихоокеанского типа лишены своей привлекательности, особенно благодаря тому, что они были ареной гигантской тектонической активности; однако окраины атлантического типа являются районами больших скоплений осадков и, следовательно, могут обладать большими запасами нефти. Для прибрежных районов, где еще не проведено разведочного бурения, по результатам океанографических исследований можно в равной степени предположить, что запасы нефти здесь либо на несколько порядков больше, чем на всех континентальных шельфах мира, вместе взятых, либо, наоборот, очень малы.

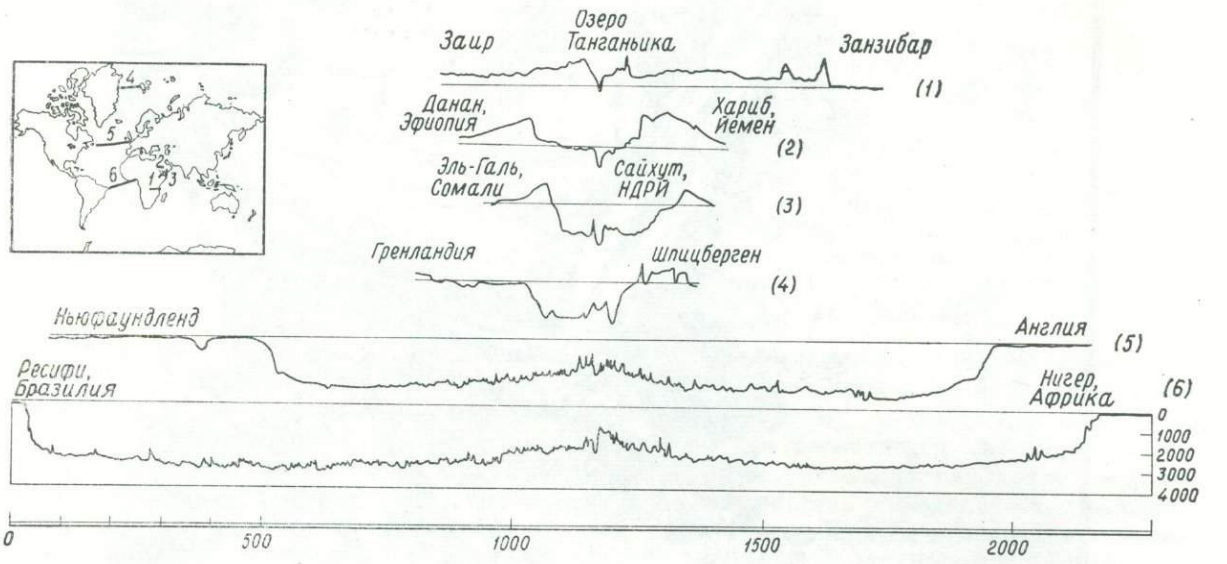
Проблема возможной нефтегазоносности континентального подножия имеет несколько аспектов. Во-первых, в настоящее время мы, разумеется, не располагаем способом добычи нефти на таких больших глубинах, хотя, по мнению большинства специалистов, решение этой проблемы находится в пределах возможностей современной технологии. Во-вторых, сегодня мы не располагаем оборудованием для безопасного бурения на глубинах континентального подножия. Эти технические проблемы будут решаться, когда в этом возникнет необходимость. Поэтому можно заключить, что здесь перед нами прежде всего стоят такие же вопросы, как в случае любой другой перспективной на нефть провинции, а именно имеются ли здесь породы-резервуары и ловушки? Следовательно, для человечества, озабоченного проблемой оценки будущих энергетических источников, изучение процессов, действующих сейчас и имевших место в прошлом на континентальном подножии, приобретает необычайно важное значение, равно как и правильное понимание морской геологии континентального подножия.

Северная Атлантика

Рассмотрев общие характерные особенности континентальных окраин атлантического типа, мы можем теперь коротко остановиться на некоторых конкретных примерах. Рассмотрим сначала подводную континентальную окраину восточного побережья США, так как ее изучение легло в основу большинства сделанных выше обобщений. Самые широкие континентальные подножия в Северной Атлантике находятся у побережья Новой Англии и Сахары. Эти континентальные окраины являются также самыми древними в Атлантике, из чего можно сделать предварительный вывод о том, что ширина континентального подножия в какой-то степени зависит от его возраста. Очевидно, так и должно быть в случае одина-

ФИГ. 7.

Восточная континентальная окраина Африки может быть отнесена к окраинам атлантического типа. Однако ей свойствен узкий шельф, и здесь появляются микроматерики. Красное море предположительно представляет собой незрелую окраину атлантического типа на самых ранних стадиях развития. (По Геоморфологической схеме Индийского океана, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1964 г.)



ФИГ. 8.

Все континентальные окраины возникли, по-видимому, при рифтовом расколе континентов. Данная серия морфологических профилей показывает последовательные стадии развития окраины. Последовательность образует генетический ряд, в котором рифтовые долины Африки представляют раннюю стадию развития, а профили (5) и (6) — поздние стадии [12].

ковой скорости отложения на всех континентальных окраинах. Но разумно ли допускать, что скорости отложения осадков на всех континентальных окраинах были приблизительно одинаковы? Если принять во внимание, в частности большие скорости осадконакопления, которые обусловлены влиянием крупных рек, особенно контрастирующие с относительно скудным поступлением осадков в море, например из пустынь или районов распространения известняков, то естественно предположить, что любое различие в суммарном объеме аккумулированных осадков, обусловленное возрастом, будет замаскировано деятельностью других агентов.

Самые древние окраины Северной Америки лежат между Новой Шотландией и Багамскими островами. В этом районе находится и самое широкое континентальное подножие Атлантики; однако можно видеть, что большое значение здесь имеют региональные различия в скорости отложения. Например, у юго-восточного побережья США континентальное подножие несколько у́же и содержит значительно меньший объем осадков. Все подножие, по-видимому, сформировано контурными течениями, и без их активного участия в качестве основного агента в процессе осадконакопления юго-восточное побережье США, по всей вероятности, вообще было бы лишено континентального подножия.

Южная Атлантика

По сравнению с Северной Атлантикой континентальные окраины в Южной Атлантике представляют собой в целом относительно менее развитые центры аккумуляции осадков (фиг. 7). Зоны сглаженного рельефа здесь у́же, чем в Северной Атлантике (фиг. 8). Это наблюдение находится в соответствии с фактом значительно более позднего начала первичного рифтогенеза в Южной Атлантике (конец раннего мела) по сравнению с Северной Атлантикой, где он начался в позднем триасе или в ранней юре (фиг. 9).

Индийский океан

Континентальные окраины в Индийском океане отчетливо демонстрируют большие различия, обусловленные вариациями скорости осадконакопления. В северной части Индийского океана крупные конусы выноса Ганга и Инда протягиваются по обе стороны Индийского субконтинента. Огромные скопления осадков, большая часть которых отложилась на последних этапах геологической истории, сформировали крупную, очень важную и относительно легко поддающуюся расшифровке осадочную толщу. Континентальная окраина восточной Африки демонстрирует одно из поистине гигантских скоплений осадков на земном шаре (фиг. 10).

ФИГ. 9.

Восточная и западная окраины Южной Америки отчетливо иллюстрируют различие между окраинами атлантического и тихоокеанского типов: первая характеризуется большими пространствами ровного, но покрытого осадками дна; последняя — глубоким желобом и немногочисленными крупными осадочными телами. (По Геоморфологической схеме Южной Атлантики, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1961 г.)

ФИГ. 10.

Западное, южное и восточное побережья Австралии принадлежат к окраинам атлантического типа. Индонезийская дуга с Яванским желобом относится к тихоокеанскому типу. (По Геоморфологической схеме западной части Тихого океана, Геологическое общество Америки; авторские права Б. К. Хейзена и М. Тарп, 1971 г.)

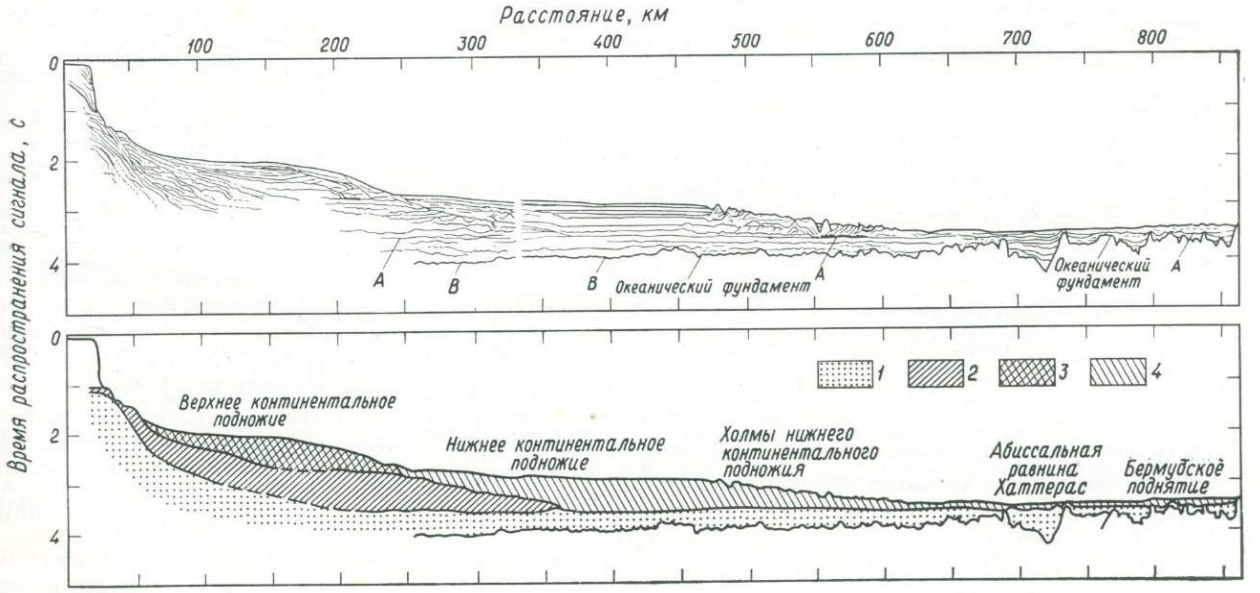
Тектоническая история подводных окраин

Атлантические континентальные окраины принято считать местами первоначального рифтогенеза, который предопределил современную конфигурацию континентальных блоков. История континентальной окраины Атлантики, по-видимому, не имела раннего, подлинно океанического этапа, который бы предшествовал предполагаемому расколу Пангеи в раннем мезозое. Конечно, значительно ранее здесь могли существовать древние океаны с приблизительно похожими очертаниями. Таким образом, история континентальной окраины Атлантики, видимо, довольно проста: первоначальный рифт, дрейф континентальных блоков в противоположные стороны, образование океанической коры с помощью обычных процессов осевого наращивания океанического дна, отложение осадков на новообразованной коре (фиг. 8). Вероятно, этим и завершается история континентального подножия.

Континентальный шельф, очевидно, испытал погружение, последовавшее после ранних периодов заполнения и дробления бассейна. Глубоко под континентальным шельфом находятся осадочные бассейны, которые до их окончательного заполнения, по-видимому, существовали в виде морфологических впадин, после чего оказались перекрытыми тонкими клиньями осадков шельфа. Поэтому в некоторых районах восточных штатов США геологическое строение верхнего километрового слоя осадочного чехла фактически совсем не отражает структуру глубоких горизонтов осадочной толщи.

Несколько иначе обстоит дело на побережье Аргентины, где, как можно видеть, структурные направления, господствующие на суше вблизи берега, продолжаются под шельфом и определяют характер отложения осадков на континентальном шельфе и склоне. На континентальных окраинах Северной Америки более глубокая структура замаскирована согласным напластованием морских осадков третичного возраста, которые покрывают предположительно меловые и более ранние осадки, обнаруживающие, видимо, большие региональные различия на континентальной окраине восточного побережья США.

Континентальная окраина восточного побережья США сравнивалась с реконструированной палеозойской Аппалачской геосинклиналью; при этом считали, что отложения шельфа представляют миогеосинклиналь, а отложения континентального подножия — эвгеосинклиналь. Тогда эвгеосинклинальные флиш и граувакки должны быть представлены отложениями мутьевых потоков, которым приписывалась большая роль в формировании континентального подножия. В настоящее вре-



ФИГ. 11.

Континентальное подножие близ Нью-Йорка сложено смещающейся в сторону океана последовательностью континентальных подножий, сходящихся к подошве континентального склона. Мутьевые потоки и пелагическое осадконакопление обеспечивают необходимый объем осадков. Западное граничное течение последовательно и одновременно с осадконакоплением выравнивает и формирует рельеф, местами эродируя мелкозернистые гемипелагические осадки континентального подножия [13]. *1* — осадки, залегающие ниже горизонта *A* (мезозой); *2*, *3* и *4* — кайнозойские осадки.

мя становится очевидным, что контурные течения играют по крайней мере такую же и, вероятно, даже большую роль в формировании осадочной толщи, чем мутьевые потоки [5, 10, 13]. По-прежнему признается важное значение последних в выносе осадков в глубоководное ложе, но в настоящее время им отводится меньшая роль в окончательном формировании осадочной толщи на континентальных окраинах рассматриваемого типа. Могут ли контурные течения образовывать достаточно мощные слои песков, чтобы сформировались породы-резервуары (нефти и газа),— важный, но еще не решенный вопрос. На фиг. 11 показаны осадочные клинья, моделирующие нижнюю часть континентальной окраины у восточного побережья Северной Америки.

Общие замечания

Потребность человечества в нефти в будущем настолько возрастет, что, несомненно, окажется необходимым тщательно изучить проблему в глобальном масштабе. Самое важное — это определить, могут ли быть найдены значительные запасы нефти на континентальном подножии, поскольку ответ на этот вопрос окажет влияние на мировую политику в отношении стоимости, использования и консервации энергии. Любой разумный подход должен учитывать возможность существования цивилизации наших потомков в мире, лишенном ископаемого топлива. Если континентальное подножие обладает значительными запасами нефти, то проблема, несомненно, должна рассматриваться в совершенно другом экономическом аспекте.

Общая площадь глубоководных частей континентальных окраин мира может превышать известную площадь осадочных бассейнов на суше (которые служили основными источниками энергетических ресурсов земли), но континентальные подножия и склоны относятся к наиболее плохо изученным частям земного шара.

Список литературы

1. *Bunce E. T., Emery K., Gerard R., Knott S., Lidz L., Saito T., Schlee J.*, 1965, Ocean drilling on the continental margin, Science, **150**, p. 709—716.
2. *Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.*, 1959, Continental margins and geosynclines, The east coast of North America norh of Cape Hatteras, in Physics and chemistry of the earth, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, **3**, p. 110—198.
3. *Emery K.O., Uchupi E., Phillips J.D., Bowin C. O., Bunce E. T., Knott S. T.*, 1970, Continental rise off eastern North America, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **54**, p. 44—108.
4. *Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C.*, 1952, Turbidity current and sediments in the North Atlantic, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **36**, p. 489—512.
5. *Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C.*, 1961, Atlantic deep-sea sediment cores, Geol. Soc. America Bull., **72**, p. 193—286.
6. *Ewing J., Ewing M., Leyden R.*, 1966, Seismic profiler survey of Blake Plateau, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **50**, p. 1948—1971.
7. *Fox P. J., Harian A., Heezen B. C.*, 1968, Abyssal anti-dunes, Nature, **220**, p. 470—472.
8. *Heezen B. C., Drake C. L.*, 1964, Gravity tectonics, turbidity currents and geosynclinal accumulations in the continental margin of eastern North America, in *Garey S. W.*, ed., Snytaphral tectonics, Univ. Tasmania, p. D1—D10.
9. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, 1964, Deep-sea current evidence from abyssal sediments, Marine Geology, **1**, p. 141—174.
10. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, 1966, Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents, Science, **152**, p. 502—508.
11. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, 1971, The face of the deep, New York, Oxford Univ. Press, 650 p.
12. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.*, 1959, The floors of the oceans, 1; The North Atlantic, New York, Geol. Soc. America, 122 p.
13. *Hollister C. D., Heezen B. C.*, 1971, Geological effects of ocean bottom currents, western North Atlantic, in *Gordon A. L.*, Studies in physical oceanography, New York, Gordon & Breach, **2**, p. 37—66.
14. *Hollister C. D., et. al.*, 1972, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **XI**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office.
15. *Jones E. J. W., Ewing M., Ewing J. I., Eittrem S. L.*, 1970, Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea, Jour. Geophys. Res., **75**, p. 1655—1680.
16. *Knott S. T., Hoskins H.*, 1968, Evidence of Pleistocene events in the structure of the continental shelf off the northeastern United States, Marine Geology, **6**, p. 5—43.
17. *McCoy F. W., Jr.*, 1968, Bottom currents in the western Atlantic Ocean between Lesser Antilles and the Mid-Atlantic Ridge, Deep-Sea Res., **15**, p. 179—184.
18. *Needham H. D., Habib D., Heezen B. C.*, 1969, Upper Carboniferous palynomorphs as a tracer of red sediments dispersal patterns in the northwest Atlantic, Jour. Geology, **77**, p. 113—120.
19. *Nesteroff W. D., Heezen B. C.*, 1960, Les Depots de courants de turbidite, le flysch et leur signification tectonique; Comptes Rendus, **250**, p. 3690—3692.
20. *Schneider E. D., Fox P. J., Hollister C. D., Needham D., Heezen B. C.*, 1967, Further evidence for contour currents in the western North Atlantic, Earth and Planetary Sci. Letters, **2**, 351—357.
21. *Wust G.*, 1933, Das Bodenwasser und die Gliederum der Atlantischen Tiefsee, Deutsche Atlantische Exped. METEOR 1925—1927, Wiss. Erg., Bd. 6, 1 T: Walter de Gruyter & Co., 520 p.
22. *Wust G.*, 1936, Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Das Bodenwasser und die Stratosphare, Wiss. Erg. Deutsch. Atlant. METEOR 1925—1927, **6**, 1—288.
23. *Wust G.*, 1957, Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans, Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans, Deutsche Atlantischen Exped. METEOR 1925—1927, Wiss. Erg., VI (2), 420 p.
24. *Wust G.*, 1958, Die Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in der Atlantischen Tiefsee, Geol. Rundschau, **47**, p. 187—195.

Подводные континентальные окраины тихоокеанского типа

Р. Л. Фишер

Введение

Во введении к статье «Подводные континентальные окраины атлантического типа» Хейзен отмечает, что окраины тихоокеанского типа, или «тектонически активные», сосредоточены не только в Тихом океане, а существуют также в Атлантическом (Большие и Малые Антиллы) и Индийском (Индонезийско-Зондский желоб) океанах. Карты эпицентров землетрясений подтверждают этот факт [1]. Тем не менее данная статья почти целиком посвящена желобам Тихого океана и даже еще более узкому вопросу — исследованиям рельефа дна и связанным с ними дополнительным наблюдениям, проясняющим морфологические особенности желобов. В других статьях этой книги различные авторы подробно рассматривают результаты комплексных геолого-геофизических исследований конкретных желобов или островных дуг с целью изучения геологической истории границ Тихого океана.

Иллюстрации в этой статье ограничены несколькими районами, где автор проводил полевые работы. В статье даются ссылки на несколько последних работ, в которых приведены удачно расположенные прецизионные батиметрические профили, наглядно иллюстрирующие геологические процессы. Упоминается также несколько статей, вышедших до 1964 г., авторы которых предвосхитили современную парадигму тектоники плит — зоны субдукции. Дикинсон [11] успешно нашел место для структур тихоокеанской окраины в системе взглядов и терминологии, сложившейся после 1964 г.

Общие характеристики

Рельеф дна желобов, их взаимное сопоставление и процессы их морфологического развития по данным прецизионного эхолотирования рассмотрены Фишером и Хессом [18], которые привели также обзор данных о происхождении и структуре желобов и о соотношении в них эффектов сжатия и растяжения. Они также представили обширную библиографию по геолого-геофизическим исследованиям желобов, проведенным на этапе, который предшествовал появлению стандартных методов отраженных волн (МОВ). Сейсмическое профилирование МОВ, например детальные исследования Росса и Шора [34], подтвердило предшествующие выводы в отношении процессов осадконакопления. При рассмотрении материалов профилирования неоднократно возникал вопрос о том, почему осадочные пласты или слои турбидитов часто обнаруживают незначительные деформации (или их полное отсутствие) вдоль внутренней границы дна желоба, где процессы субдукции должны быть наиболее эффективными и где осадки, перемещенные в желоб со стороны океана и погребенные под турбидитами, должны быть смяты и раздавлены при трении о прибрежный борт желоба.

Имеется очень небольшое количество хорошо привязанных образцов пород из самых глубоких и наиболее сейсмически активных желобов, однако некоторые образцы, полученные при драгировании в желобах, свободных от продуктов ледового переноса, позволяют предполагать, что более низкие части прибрежных бортов могут содержать изверженные породы более глубоких слоев океанической коры или магматические кумулаты, а не метаморфизованные и выщелоченные пелагические осадки, содранные с поддвигавшейся плиты. С другой стороны, при бурении в двух пунктах на Алеутской террасе, непосредственно в сторону берега от нижней части прибрежного борта умеренно глубокого Алеутского желоба (глубина проникновения в дно 926 и 370 м) были извлечены образцы лишь горизонтально слоистых или слабо деформированных позднетретичных — четвертичных диатомовых и алеврито-глинистых слоев и пластов вулканического пепла [9, 22]. Хейс и Юинг [25] представили обзор современных данных и обсуждение результатов сейсмического профилирования МОВ и других геофизических исследований пограничных структур Тихого океана (с упором на Алеутскую дугу и районы северо-западной части Тихого океана). Фактическим обоснованием многих положений, приведенных ниже, служат результаты полевых исследований, на которые ссылались Хейс и Юинг [25] и Фишер и Хесс [18].

Батиметрические исследования с помощью прецизионных регистраторов глубины (ПРГ), имеющие точность до 1 м даже на самых больших глубинах, и дополненные сейсмическим зондированием, установили существенное сходство топографических профилей окраин тихоокеанского типа. Основные различия заключа-

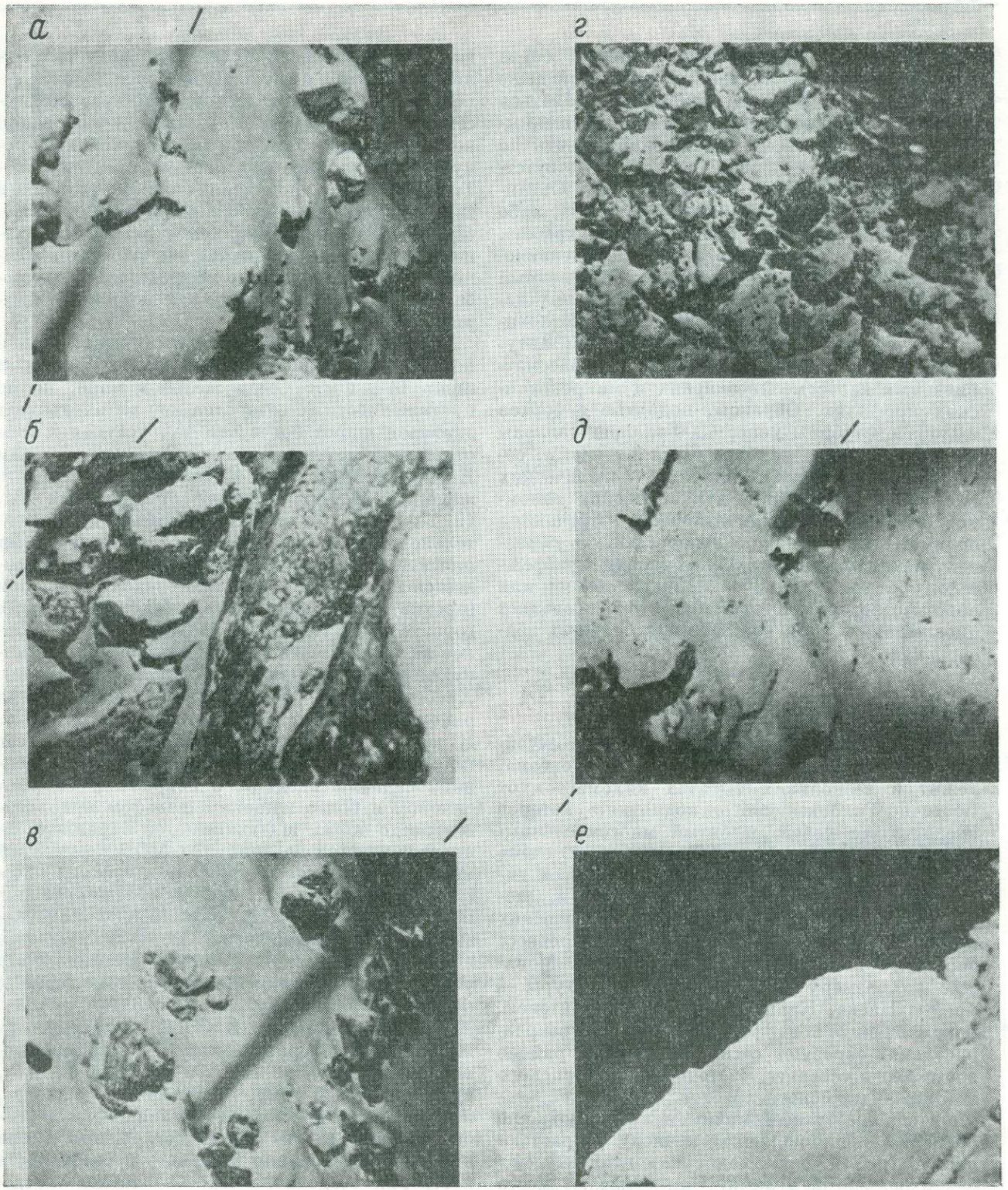
ются в присутствии или отсутствии обширной прибрежной ступени, или террасы, и в степени развития осадочного чехла [39, 40, 6, 31], которая обычно бывает более тесно связана с климатическими условиями в районах источника сноса осадков, с переносом реками или с перехватом осадков в прибрежном борту, нежели с поглощением или предполагаемыми скоростями субдукции. Даже наиболее глубокие, крутые и сейсмически активные V-образные желоба имеют плоское дно шириной 0,5—2,0 км, покрытое слаборазвитым осадочным чехлом мощностью лишь в несколько десятков метров. Обычно такой чехол залегает в виде изолированных пятен или террасирован вдоль оси желоба, характеризуется горизонтальной слоистостью и залегает под большим углом к бортам желоба. Иногда неглубоко залегающие горизонтально-слоистые осадки (часто турбидиты) перекрывают с заметным несогласием осадки, пласты которых непрерывно прослеживается в океанском борту желоба. Выполнение самых глубоких желобов представлено кремнистыми илами, вулканическими обломками и пирокластикой, бурыми глинами, алевритами и даже песками. Марганцевые конкреции или оболочки отсутствуют на образцах, извлеченных драгой с больших глубин; на твердых обломках, поднятых со средних глубин, присутствуют марганцевые дендриты, а некоторые базальтовые гальки и валуны, извлеченные вне желобов, покрыты марганцевой коркой.

Непосредственные измерения глубинных течений очень редки: одно из них, продолжавшееся в течение 3 суток на глубине 9400—9600 м в желобе Тонга, дало скорость вдоль желоба лишь несколько сотых узла. Однако на фотографиях дна желоба время от времени на грубообломочных осадках видны хорошо выраженные знаки ряби, что свидетельствует об эпизодических оползнях и деятельности мутьевых потоков, предположительно вызванных землетрясениями. Обычно фотографии дна желоба обнаруживают мало прямых признаков жизни макроскопических животных — голотурий, червей, морских звезд и губок,— но необычайно много бороздок, холмиков и обесцвеченных участков в осадках от крупно- до мелкозернистых. Проще всего сделать вывод, что все эти следы и нарушения могут сохраняться в течение долгого времени в очень спокойной обстановке. Фотографии бортов желоба в их самых низких, более крутых частях указывают на присутствие кремнистых и, пожалуй, иногда карбонатных осадков, перемещающихся по склону путем оползания и стекания и струящихся над валунами и между ними и другими выступами дна. У некоторых побережий осадки по рвам или каньонам переносятся на ровное дно, в результате чего образуются небольшие плато, конусы выноса или даже пролювиальные шлейфы, которые хорошо видны на качественных батиметрических профилях при детальных съемках.

Перемещение больших осадочных масс приводит к образованию локальных террас на крутых прибрежных бортах, а также на противоположных, океанских бортах, для которых характерен более пологий наклон или обусловленный сбросами ступенчатый рельеф. Горсты, массивные дайки или небольшие конусы могут играть роль барьеров, подпруживающих осадки. Сейсмическое профилирование МОВ показывает, что на океанских бортах грабены обычно чередуются с разделяющими их горстами; осадки, выполняющие грабены, залегают согласно, коррелируются с осадками горстов и имеют общее падение в сторону желоба. Существование таких грабенов было предсказано теоретически [23], и вскоре ожидаемая слоистость была обнаружена в Японском желобе [29]. Местами крутизна океанских бортов может возрастать за счет обширных сбросовых уступов, пиков, конусов или даек. Прямые данные в пользу «субдукции» были впервые получены при измерении наклона плосковершинного гийота Каприкорн в сторону желоба Тонга [33, 20].

С позиций спрединга обширные обнажения изверженных пород на пологих океанских бортах желобов должны быть редки, поскольку последние будут покрыты пелагическими осадками. Подушки с марганцевыми корками были сфотографированы на океанском борту желоба Палау на глубине 4900 м, а базальты со столбчатой отдельностью и смятые потоки базальтов были обнаружены на глубоководном океанском борту желоба Тонга на глубине 8800 м (фиг. 1). В последнем из упомянутых районов, а также на западной оконечности Новобританского желоба качество отражений, полученных как при зондировании на частоте 12 кГц, так и с помощью пневмопушки, иногда свидетельствует о присутствии молодых лавовых потоков вблизи основания океанского борта; однако до сих пор не получено каменного материала, пригодного для изотопной датировки.

На средних глубинах (менее 5000—6000 м) прибрежные борта имеют различный облик, и здесь они могут иметь расчлененный рельеф и образовывать запруды для осадков; в других



ФИГ. 1. Фотографии поверхности океанского борта желоба Тонга.

Видны обнажения коренных пород; угловатые обломки пород и кремнистые осадки, попавшие в трещины и смещающиеся вниз путем оползания (площадь, охватываемая снимком, 2—4 м²). Черточками обозначена вертикаль (глубина 8790—8870 м; координаты 20°34,5′ ю. ш., 173° 17,2′ з. д.).

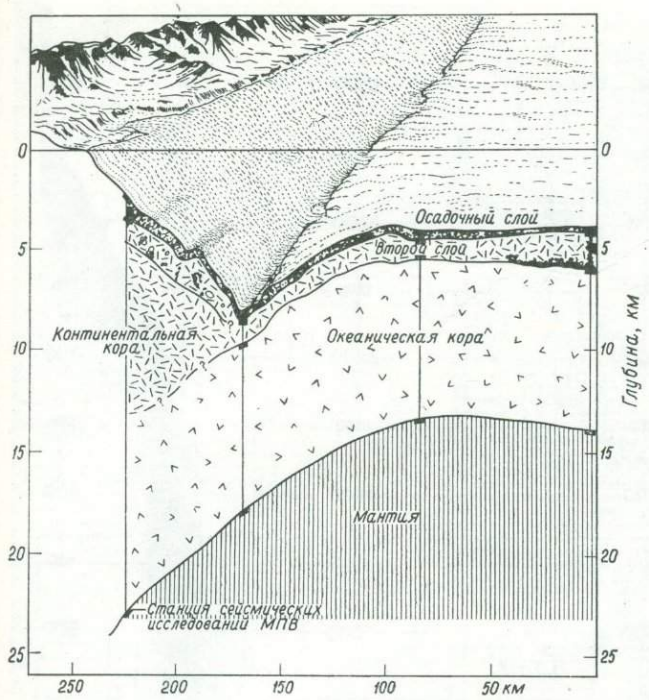
случаях угол наклона уменьшается и борта покрываются мощным слоем осадков или даже террасируются; наконец, они могут оставаться ровными, обрывистыми и, видимо, нарушенными сбросами на всем протяжении вплоть до континентального шельфа, а в случае отсутствия последнего — до берега острова. Океанские борта желоба либо непосредственно, либо через невысокий вал, или «внешний хребет», могут плавно переходить в ровные океанические котловины или, сохраняя расчлененный рельеф, сложную форму и большую крутизну, граничить с более пологим дном котловины по сбросу или экструзивному контакту. Примеры всех этих форм видны на рассматриваемых далее меланезийских и микронезийских профилях. Образцы, поднятые с бортов желоба с глубины менее 4500 м, представлены преимущественно карбонатными породами, состоящими из глобигериновых пелагических илов и алевритов или вулканических обломков; в тропических районах часто встречаются обломки кораллиновых водорослей. В образцах, поднятых из неглубоких частей прибрежных бортов вулканических дуг, часто или повсеместно присутствует пемза, что позволяет прослеживать пути перемещения больших водных масс.

Восточные окраины Тихого океана

Восточная граница Тихоокеанского бассейна всюду, кроме северо-восточной части океана, лежит в нескольких тысячах километров от Восточно-Тихоокеанского поднятия, которое представляет собой разбитый многочисленными нарушениями сейсмически активный, очень быстро разрастающийся фрагмент мировой системы срединно-океанических хребтов и, повидимому, основной источник океанических изверженных пород, выносимых в процессе спрединга к континентальной окраине. Меньшие по размеру дискордантные структуры — хребты Наска, Карнеги, Кокос и Теуантепек, напоминающие контрфорсы этой структуры разрастания, образуют сетку поднятий в районе восточнее и севернее Восточно-Тихоокеанского и Южно-Чилийского хребтов. Все четыре упомянутых хребта асейсмичны и лишь умеренно активны, не принадлежат к числу разрастающихся хребтов и подходят к континенту под очень большими углами. Они отмечают места радикальных изменений морфологических и геофизических характеристик серии желобов, которые протягиваются вдоль береговой линии от южной части Чили до экватора и от юго-восточной части Коста-Рики до устья Калифорнийского залива. И наконец, почти заполненный осадками желоб, или краевой бассейн,— впадина Седрос — лежит у основания континентального склона Калифорнийского полуострова севернее места соединения Восточно-Тихоокеанского поднятия с Калифорнийским заливом. Эта тектонически спокойная и не особенно глубокая впадина имеет такую же степень заполнения осадками, как и очень активные и резко выраженные морфологически желоба у побережья Центральной и Южной Америки.

Перуанско-Чилийский желоб относительно неглубок, по максимальной отметке занимает лишь 14-е место среди желобов мира, но по протяженности (с севера на юг) он охватывает диапазон широт более чем 45°, уступая в этом отношении лишь менее выдержанным системам Японо-Курильского и Индонезийско-Зондского желобов. Морфологические исследования [34, 19] вскрыли заметные различия между относительно неглубоким желобом, который имеет плоское или слабо прогнутое дно и сопровождается шельфом и покрытым осадками склоном (против центральной части побережья Перу), и гораздо более глубоким, почти лишенным осадков желобом с очень узким или совсем отсутствующим шельфом (против северной части Чили). Хребет Наска, расположенный между этими районами, сужает и деформирует желоб [15]. К югу от Вальпараисо (Чили) желоб имеет плоское дно и продолжается в виде заполненной осадками впадины с покрытым осадками склоном и более широким шельфом приблизительно до 40° ю. ш.; южнее этой параллели он прослеживается на профилях МОВ по крайней мере до 44° ю. ш. [24, 36]. Как сейсмологические наблюдения [2], так и профилирование методом преломленных волн (МПВ) [19] указывают, что океаническая кора погружается под континентальную окраину (на фиг. 2 это участок, где осадочный чехол маломощен или вообще отсутствует).

Профилирование МОВ [35, 25] отчетливо выявляет детали горизонтальной и недеформированной слоистости осадков на дне желоба, противоречащей тому, что следовало ожидать, исходя из простой модели тектоники плит в районе быстрого (5—10 см/год) поглощения. Шолл и др. [36] установили мощность и особенности поведения осадочного чехла, а также определили по палеонтологическим данным возраст дна бортов и верхней части склона Чилийского отрезка желоба; эти характеристики сопоставлялись с данными об источниках атмосферных



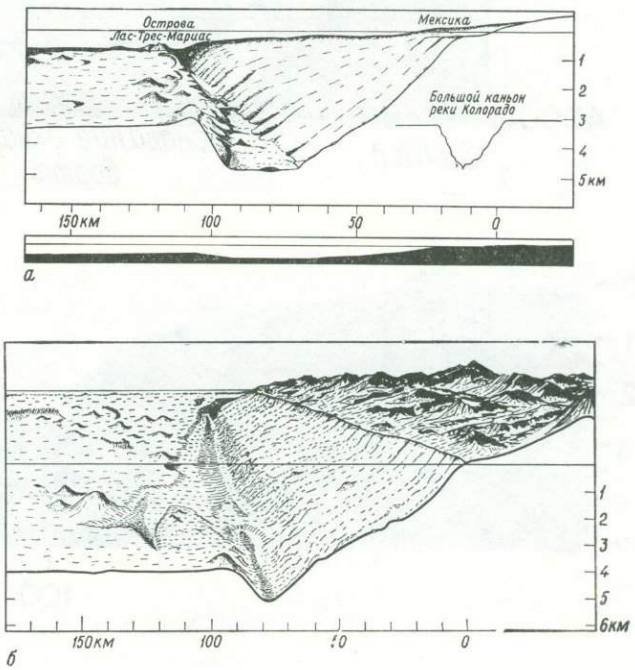
ФИГ. 2. Строение коры вдоль профиля против Антофагасты, северная часть Чили, по данным сейсмических исследований МПВ [19].

Глубина желоба здесь (8055 ± 10 м) наибольшая на восточной окраине Тихого океана. Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз.

и геологических осадков в нескольких климатических зонах — от аридных, приблизительно севернее 23° ю. ш., до крайне гумидных, приблизительно южнее 44° ю. ш. На основании анализа более 35 профилей они пришли к выводу, что 1) исчезновение осадков, возможно указывающее на спрединг, происходило в основании континентальной окраины и прилегающего океанического дна в позднемеловое и, возможно, раннетретичное время; 2) эоцен-плиоценовые осадки континентального происхождения накапливались на континентальной окраине и в меньшем количестве в желобе, но данные в пользу тектонического удаления осадков в указанный период не убедительны; 3) присутствие в желобе позднекайнозойских турбидитов, объем которых, возможно, достигает 70 тыс. км^3, свидетельствует о том, что (если принимать обычные скорости континентальной денудации) в позднем кайнозое поддвигания не было или оно происходило значительно медленнее, чем можно заключить по данным о линейных магнитных аномалиях (либо это поддвигание при «геофизической» скорости 5—10 см/год не сопровождалось удалением из желоба значительного объема осадков).

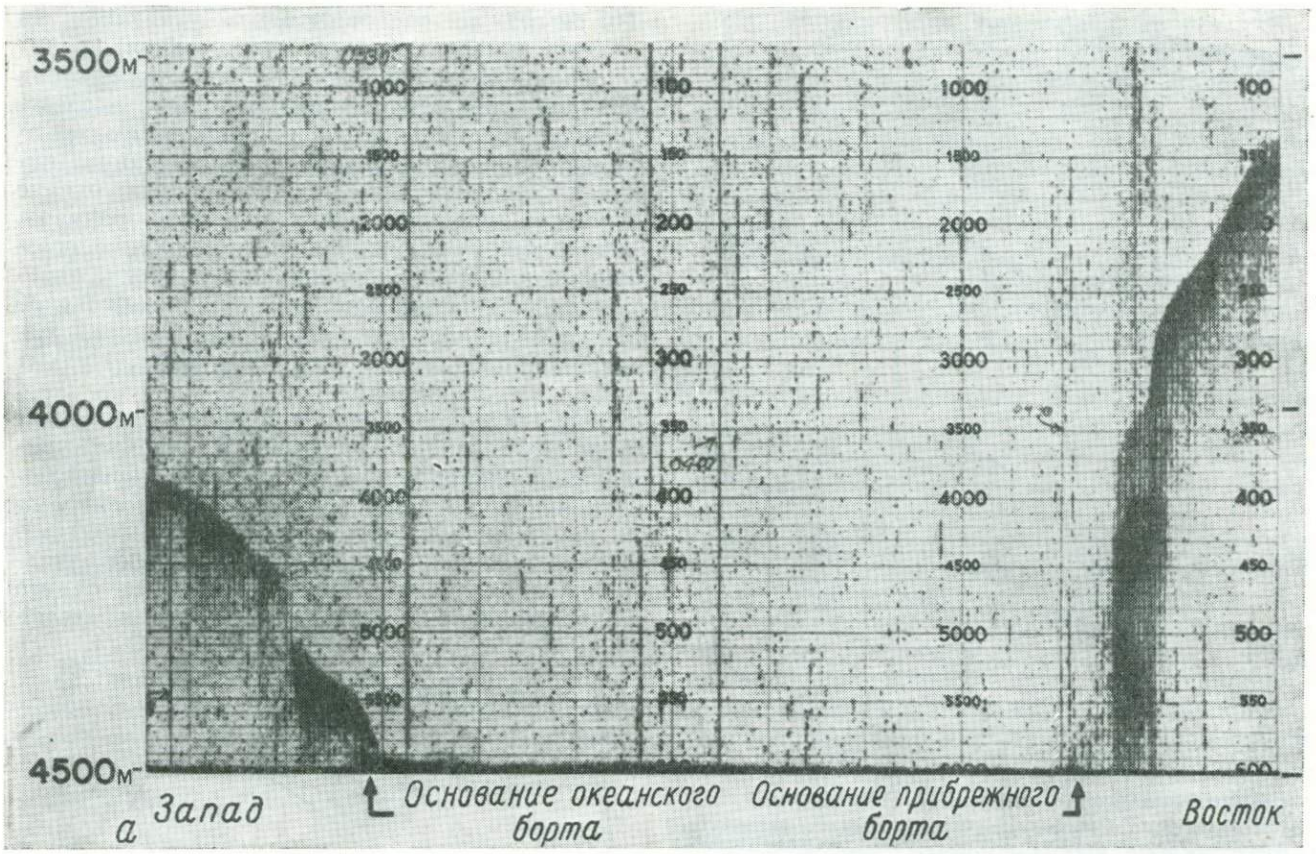
Никакой другой желоб не расположен столь благоприятно для такого зонального исследования продолжительной истории взаимодействия процессов денудации и седиментации, питаемой из обширного источника сноса; однако к числу островных дуг меньшего размера, в которых было установлено нарушение осадков на дне желоба и прибрежном борту, относятся Антильский желоб [7], Японский желоб [27], «Манильский» желоб [28] и Яванский желоб [10] (см. также статьи Сили и др., Кульма и Фаулера в этой книге).

Центральноамериканский желоб у западных берегов Мексики и Центральной Америки удивительно напоминает Перуанско-Чилийский желоб, но отличается от него меньшими размерами и глубиной (максимальная отметка 6660 м). Менее глубокая, менее изогнутая и менее активная северная часть желоба отделена от его глубокой, более сейсмически и вулканически



ФИГ. 3. Перспективный вид Центральноамериканского желоба по данным детальных исследований Скриппсовского океанографического института (СОИ), выполненных до 1970 г.

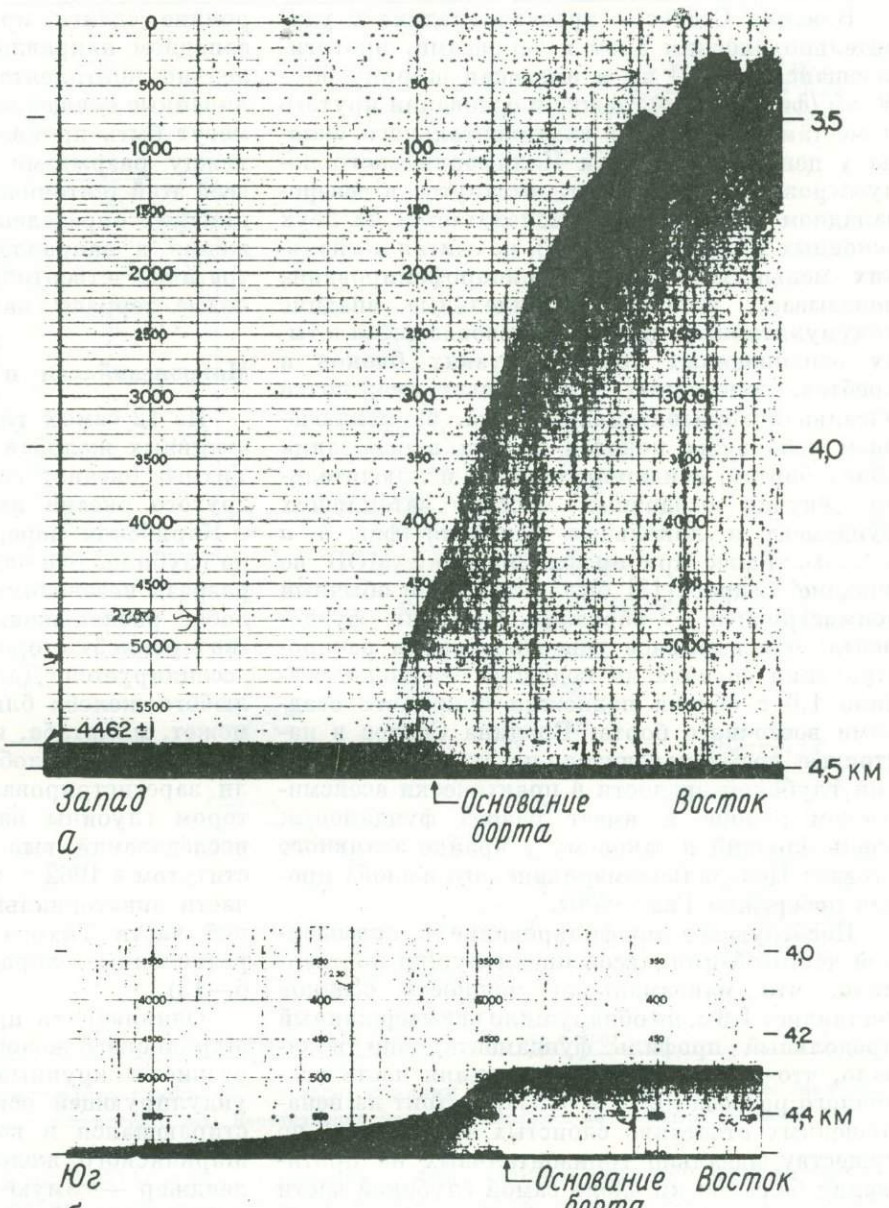
а — отложившиеся в желобе запрудные и террасированные осадки, а также холмы и плейфы на дне желоба и рассеченная долинами нижняя часть борта. Вид на северо-запад от профиля, проходящего вблизи Мансаниль, штат Колима, Мексика. Профиль через Большой каньон, Аризона, показан в том же масштабе (с увеличением вертикального масштаба в 10 раз). *б* — вид на северо-запад от профиля, проходящего через Акапулько, штат Герреро, Мексика.



ФИГ. 4. Впадина Седрос — ловушка для осадков, имеющая плоское дно и расположенная в основании континентального склона у залива Себастьян-Вискаино, центральная часть Нижней Калифорнии.

а — ловушка для осадков (глубина 4490 ± 1 м) в центральной части впадины Седрос. Длина профиля приблизительно 30 км (вертикальный масштаб увеличен в 19 раз). *б* — вид на юг; остров Седрос расположен слева. Ровное дно, запрудные осадки, частично погребенные холмы (вертикальный масштаб увеличен в 10 раз).

активной южной части подводным дискордантным морфологическим поднятием (в данном случае — хребтом Теуантепек) [16]. Юго-восточнее этого хребта осадочный чехол на днище впадины имеет меньшую мощность вплоть до исчезновения V-образного желоба вблизи хребта Кокос. Северо-западнее залива Теуантепек дно желоба запружено или террасировано (фиг. 3) отложениями глин и алевритов, которые выносятся через узкий шельф и умеренно



ФИГ. 5. Впадина Седрос.

а — ловушка для осадков (глубина 4462 ± 1 м) и нижняя часть восточного борта. Длина профиля приблизительно 14 км. *б* — меридиональный профиль через восточную впадину, на котором показаны осадки, террасированные или подпруженные порогом и распространившиеся поверх него. Длина разреза приблизительно 18 км

крутые склоны по каньонам и ущельям из области развития вулканических, метаморфических и кремнистых пород.

Сейсмические исследования МПВ [37] и сейсмическое профилирование МОВ [34] указывают на присутствие слабо деформированных осадков мощностью 0,5—1,5 км в нескольких бассейнах между островами Лас-Трес-Мариас и Акапулько. По-видимому, северо-западная часть Центральноамериканского желоба как зона субдукции в настоящее время относительно слабо активна; более четко выражены тектоническая дизъюнктивная активность и вулканизм, связанные с Восточно-Тихоокеанским поднятием и его поперечными разломами, находящимися западнее желоба. Если это действительно так, то возможно, что рассматриваемая, быстро заполняющаяся осадками часть Центральноамериканского желоба скоро (в геологическом масштабе времени) станет походить на небольшие, чрезвычайно плоскодонные осадочные ловушки, окаймляющие западное побережье центральной части Нижней Калифорнии (впадина Седрос).

Впадина Седрос — краевая впадина с удивительно плоским дном и террасами, протягивающаяся на 250 км и имеющая ширину 60—80 км (фиг. 4 и 5,*а*), лежит в основании крутого и местами скалистого континентального склона у центральной части Калифорнийского полуострова. Дно бассейна, вытянутое в северо-западном направлении, располагается на двух основных уровнях (фиг. 5,*б*), не считая нескольких меньших террас. Сейсмопрофилирование показывает, что это параллельные впадине аккумулятивные террасы, образовавшиеся в тылу ограниченных сбросами узких блоков и хребтов, поперечных относительно нее; почти идеальная горизонтальность дна, за исключением небольших конусов выноса в основании обоих бортов, свидетельствует об исключительно текучих осадочных массах, затопивших фундамент и локальные поднятия (фиг. 4, *а* и 5, *а*). Ранее при профилировании МОВ во впадине Седрос [13] был установлен обычный асимметричный V-образный профиль фундамента; максимальное удвоенное время распространения сигнала до подошвы осадков составило 1,6 с вблизи подножия покрытого осадками восточного борта. Впадина Седрос в настоящее время находится, по существу, в стадии глубокой зрелости в практически асейсмическом районе и имеет разрез фундамента, очень близкий к таковому у крайне активного отрезка Центральноамериканского желоба против побережья Гватемалы.

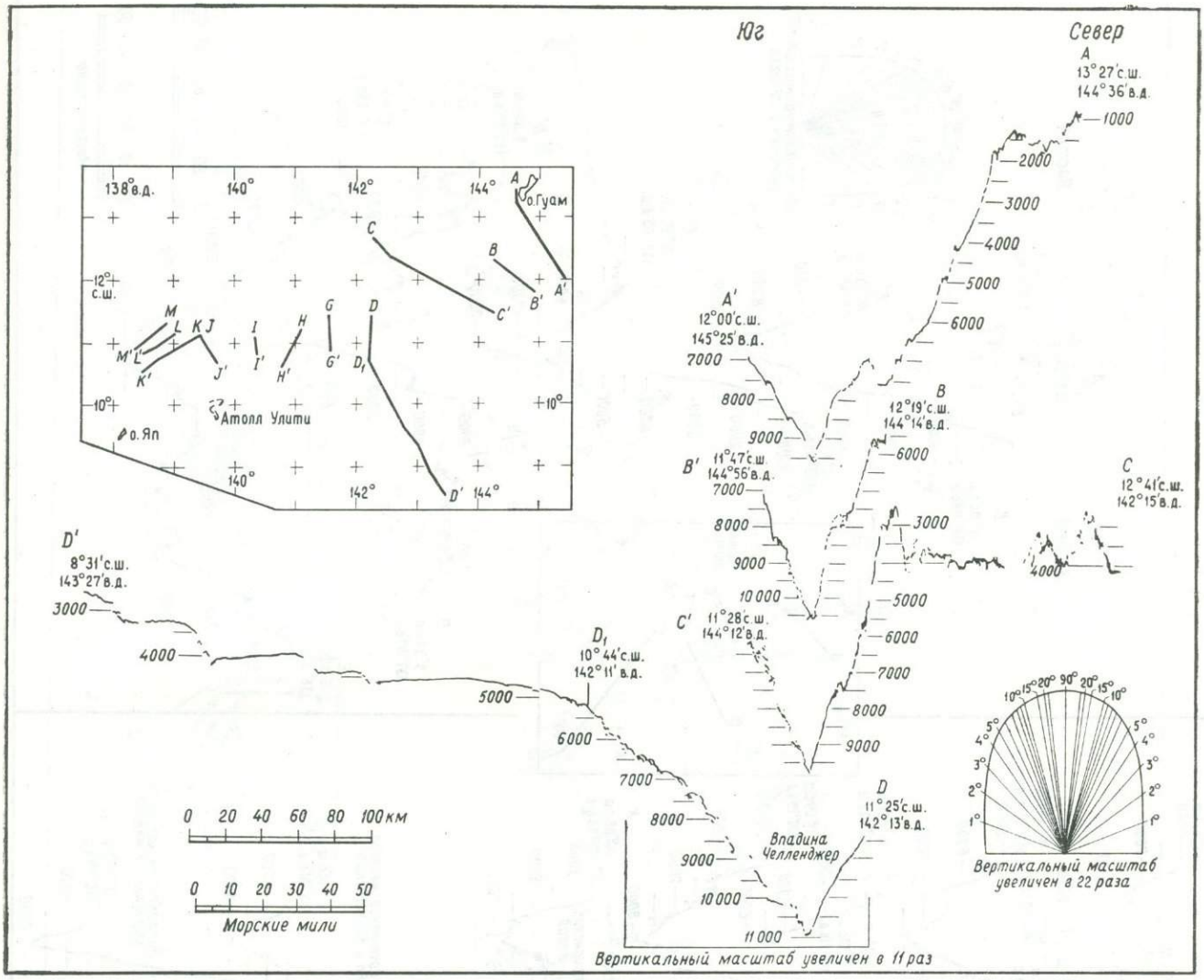
Последующее профилирование с повышенной частотой импульсов пневмопушки подтвердило, что максимальная мощность осадков составляет 1,6 с, но обнаружило невыдержанный продольный профиль фундамента; оно показало, что по крайней мере верхняя часть осадочного разреза (0,6 с и более) состоит из ненарушенных отчетливо слоистых турбидитов, по существу идеально горизонтальных на протяжении более 65 км вдоль самой глубокой части бассейна.

Ближайшая к впадине Седрос суша — острова Сен-Бенито, состоящие из трех очень маленьких островов, возвышающихся непосредственно на континентальном склоне,— представляет интерес потому, что эти острова сложены граувакками францисканского типа, кремнистыми сланцами, карбонатами, глаукофановыми сланцами, базальтами и серпентинитами. Коэн и др. [8] на основании сходства вещественного состава приписали им юрско-меловой возраст. Эти авторы утверждают, что породы островов сильно смяты в складки, разбиты разломами и деформированы; правосторонние сдвиги простираются в север-северо-западном направлении приблизительно параллельно континентальному склону. Некоторые линейные смещения и входящие углы на склоне могут быть проявлениями аналогичных чешуй между разрывами или оползших блоков. Во всей этой тектонической деформации не имеется никаких определенных признаков общего движения в направлении, нормальном к склону третично-четвертичного времени. Плейстоценовые террасы наклонены в разной степени.

Микронезийская и Меланезийская окраины

Из 12 самых глубоких и сейсмически очень активных желобов 11 лежат в западной части Тихого океана; единственным представителем другого океана является желоб Пуэрто-Рико в Карибском море, занимающий седьмое место по глубине. Все они имеют сходные поперечные разрезы независимо от того, идет ли речь о желобе, расположенном на тихоокеанской или «внутренней» стороне островов, с которыми он ассоциируется. Диапазон изменений в пределах любого желоба близок, за исключением, быть может, масштаба, к диапазону вариаций между различными желобами. Профили, которые были зарегистрированы прецизионным регистратором глубины на частоте 12 кГц во время исследований, выполненных Скриппсовским институтом в 1962 г. в восьми желобах в западной части экваториального сектора и в юго-западной части Тихого океана, иллюстрируют перечисленные характерные особенности (фиг. 6—15).

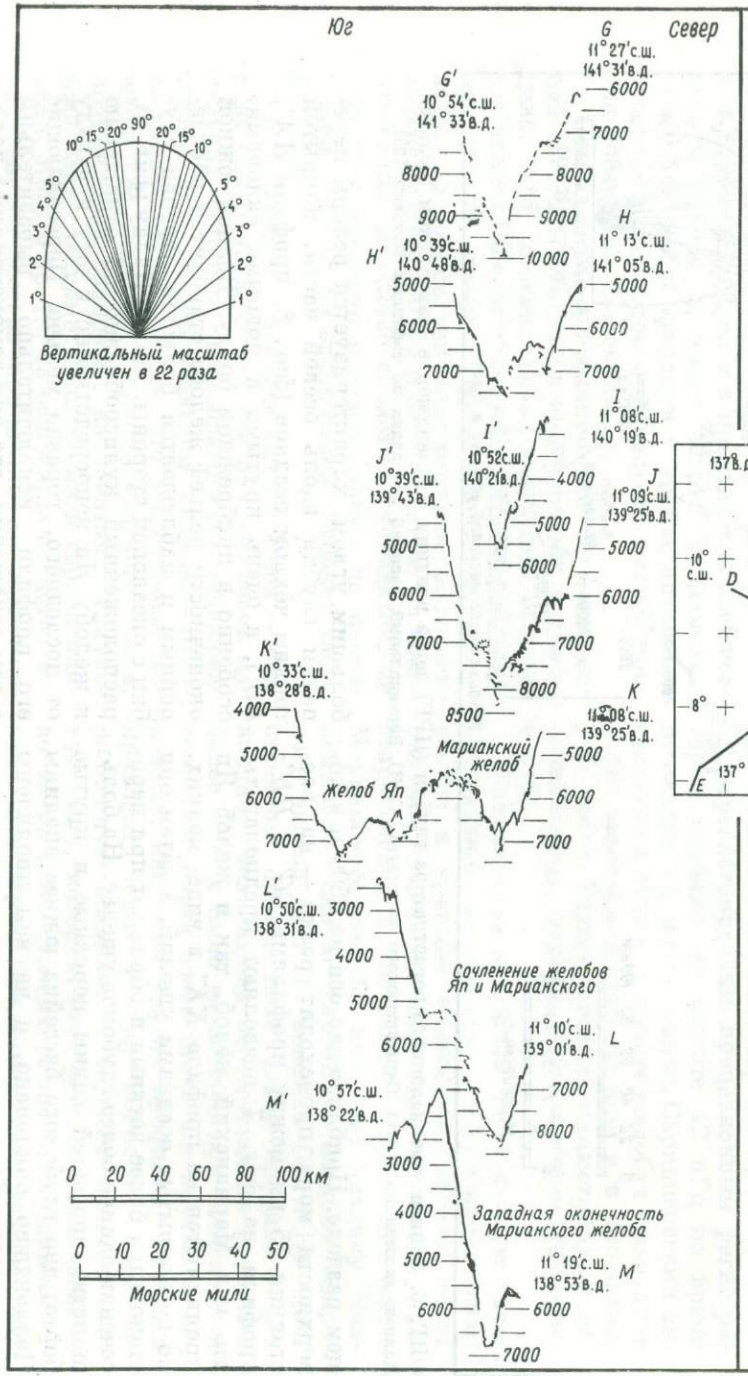
Одиннадцать профилей через южную часть Марианского желоба (фиг. 6 и 7) обнаруживают резкие и крупные изменения глубины вдоль ундулирующей оси этой структуры. Эта простирающаяся в восточном направлении часть Марианского желоба включает впадину Челленджер — самую глубокую впадину Мирового океана (фиг. 6, профиль *DD'*). На единственном приведенном здесь профиле через впадину Челленджер пересечение на глубинах более 8000 м было выполнено при пониженной скорости; борта здесь столь же крутые и неровные, как и на других профилях. Профиль проходит через узкую, выположенную, заполненную осадками и террасированную осевую зону, которая была детально исследована во время последующих экспедиций Скриппсовского института. Она напоминает по масштабу и положению самую глубокую выполненную осадками часть желоба Тонга — впадину Хорайзн, которая будет рассмотрена в следую-



ФИГ. 6. Записи прецизионного регистратора глубин (ПРГ) через впадину Челленджер в Марианском желобе. Данные экспедиции PROA Скриппсовского института (СОИ). Вертикальный масштаб исправлен по таблицам Мэтьюса [30].

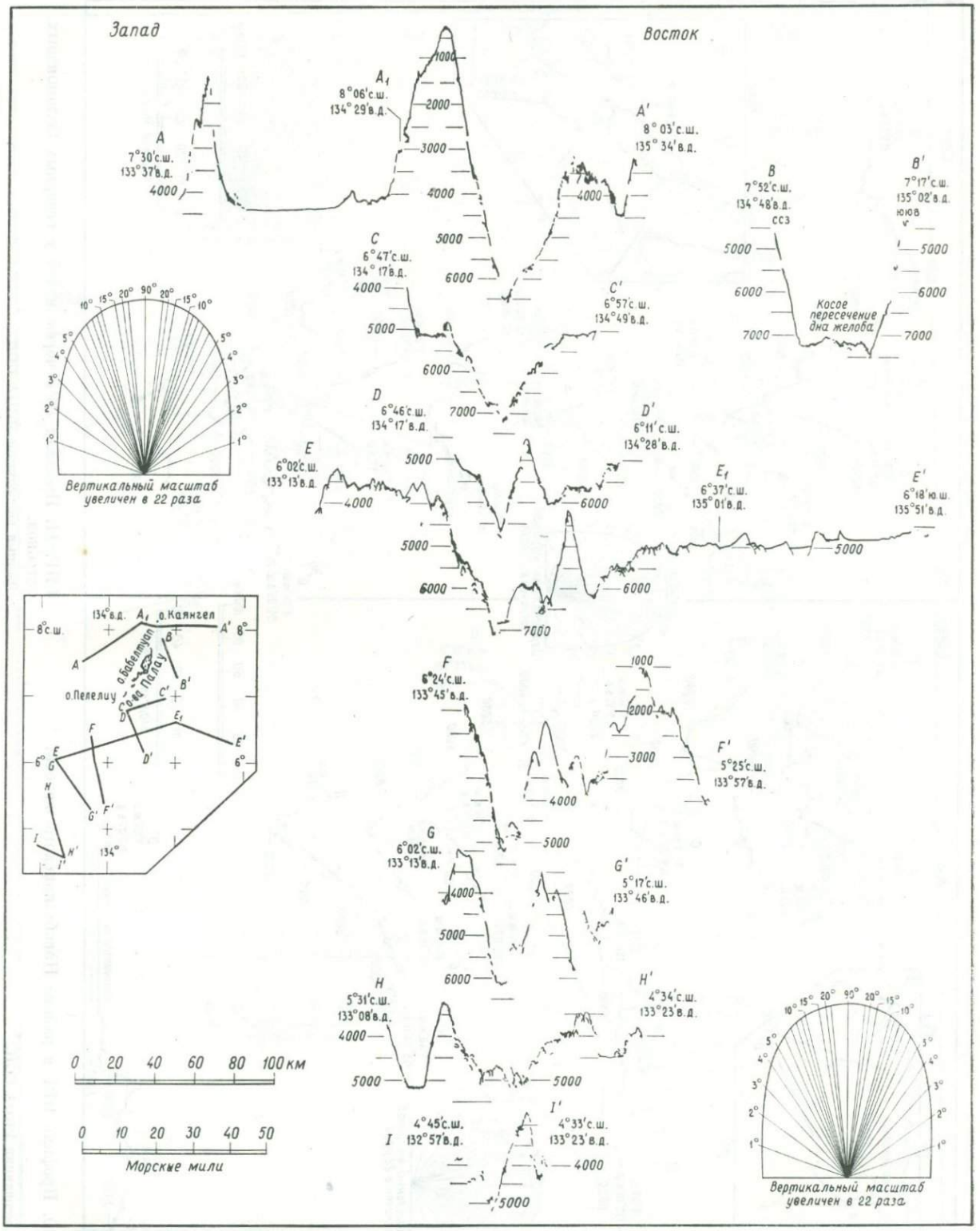
щем разделе. Приближение оси на 2500 м к поверхности моря происходит резко — на расстоянии 75 км между профилями *GG′* и *HH′*; профили на фиг. 7 позволяют предполагать, что как Марианский желоб, так и желоб Яп проявляются на профиле *KK′* в виде мелких, но не покрытых осадками ущелий, а затем они становятся более четкими и образуют при пересечении единое более глубокое ущелье. На большинстве профилей видны неровные и крутые борта; дно глубокого бассейна южнее впадины Челленджер наклонено, и на нем проявлены нормальные сбросы.

Короткий желоб Яп, пересекающий западную оконечность Марианского желоба под большим углом, характеризуется резким перепадом глубин вдоль осевой части, покрытой тонким чехлом осадков (фиг. 8, профили *AA′*, *BB′*), и очень крутыми и ровными склонами, особенно в прибрежном борту. Вблизи южной оконечности рельеф желоба становится расчлененным и наблюдается большой перепад глубин с океанской стороны. Желоб Палау (фиг. 9), расположенный кулисообразно по отношению к желобу Яп непосредственно к югу и западу от последнего, гораздо мельче. Пересекающие его профили исключительно выразительны в том отношении, что они демонстрируют наложенный крупный сброс и следы вулканической активности: большие неровные пики, холми-

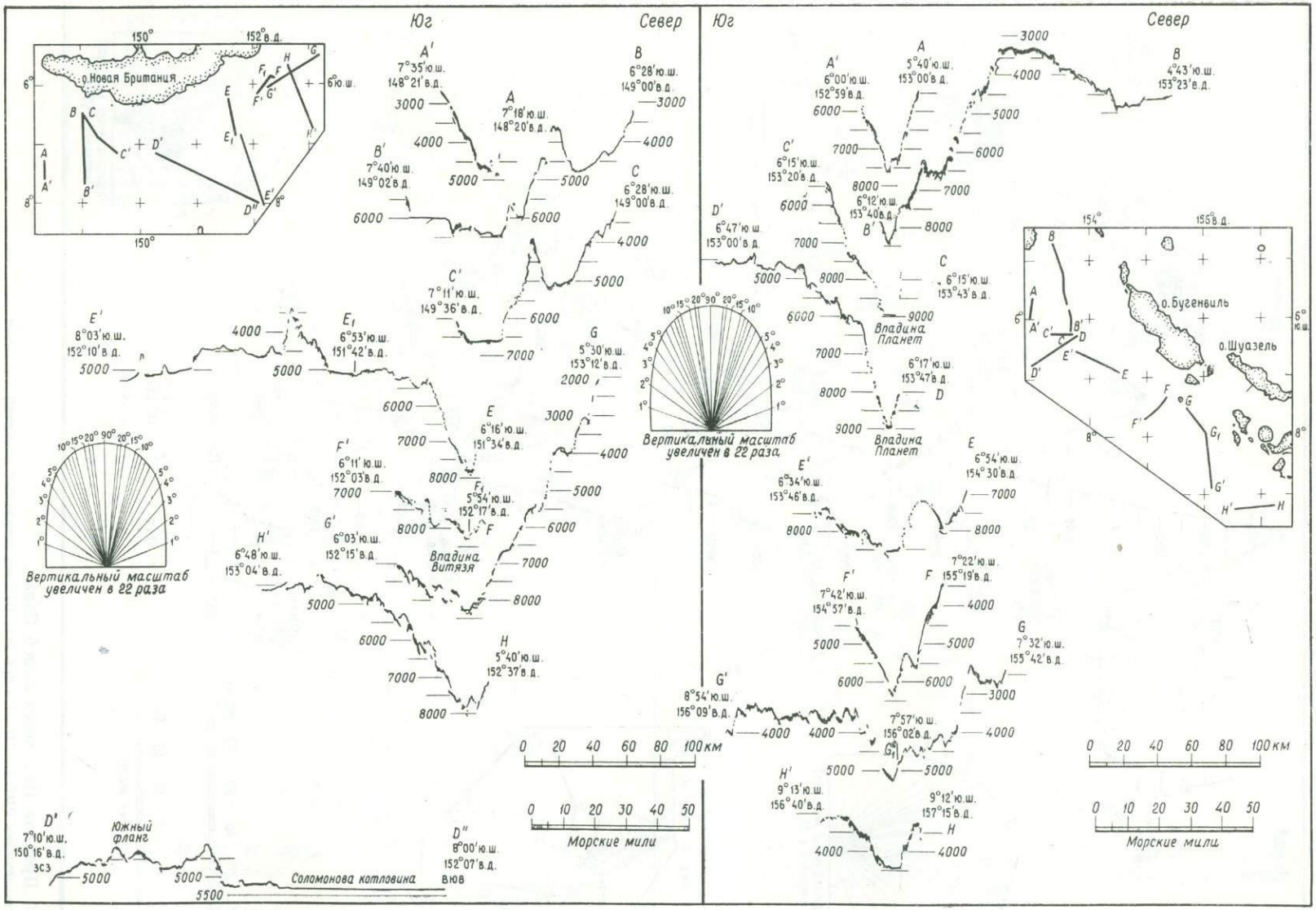


ФИГ. 7. Профили ПРГ через Марианский желоб.
Данные экспедиции ВНОА СОИ.

ФИГ. 8. Профили ПРГ через желоб Яп.
Данные экспедиции ВНОА СОИ.



ФИГ. 9. Профили ПРГ через желоб Палау.
Данные экспедиции PROA СОИ. На профиле *DD'* вертикальный масштаб увеличен в 15 раз.

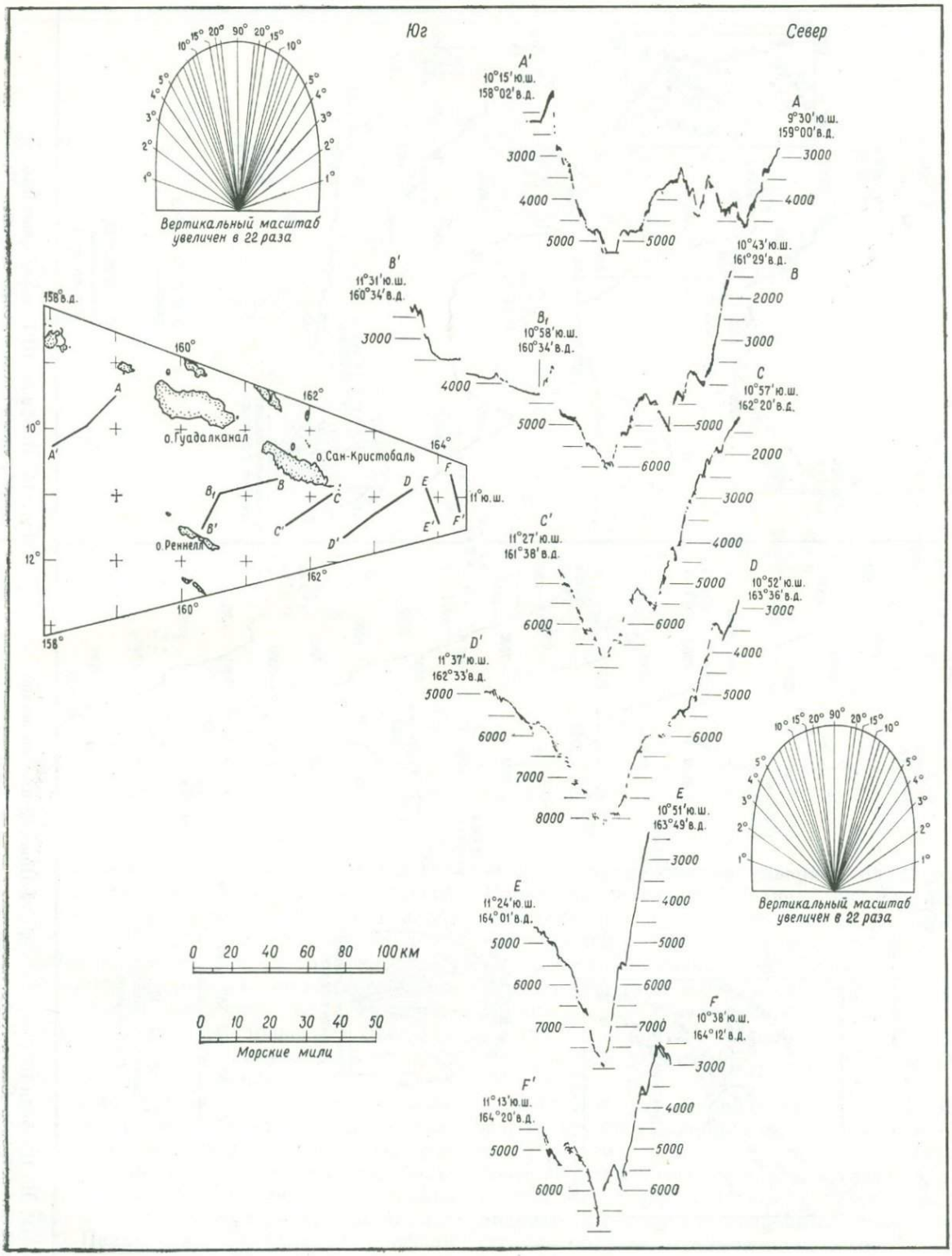


ФИГ. 10. Профили ПРГ в районе Новобританского желоба.

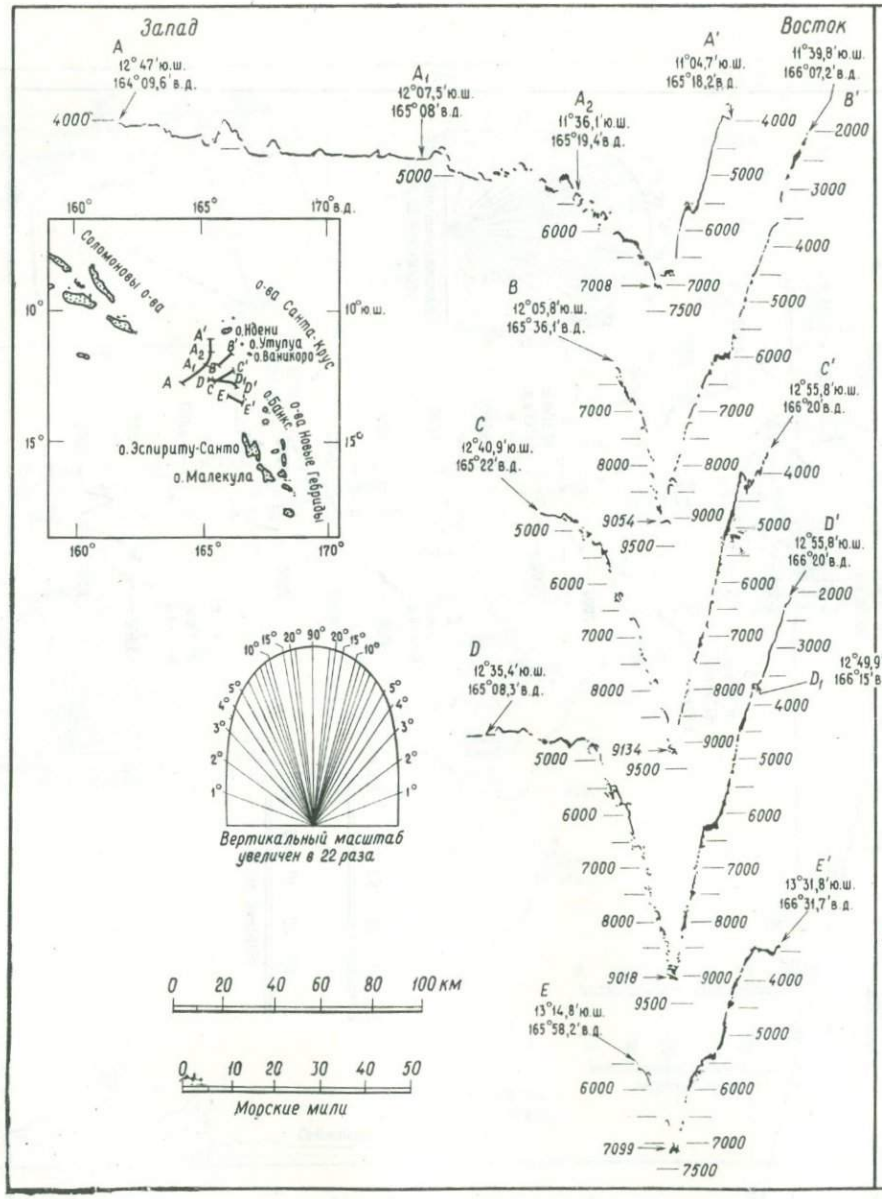
Данные экспедиции PROA СОИ.

ФИГ. 11. Профили ПРГ через желоб у северных Соломоновых островов.

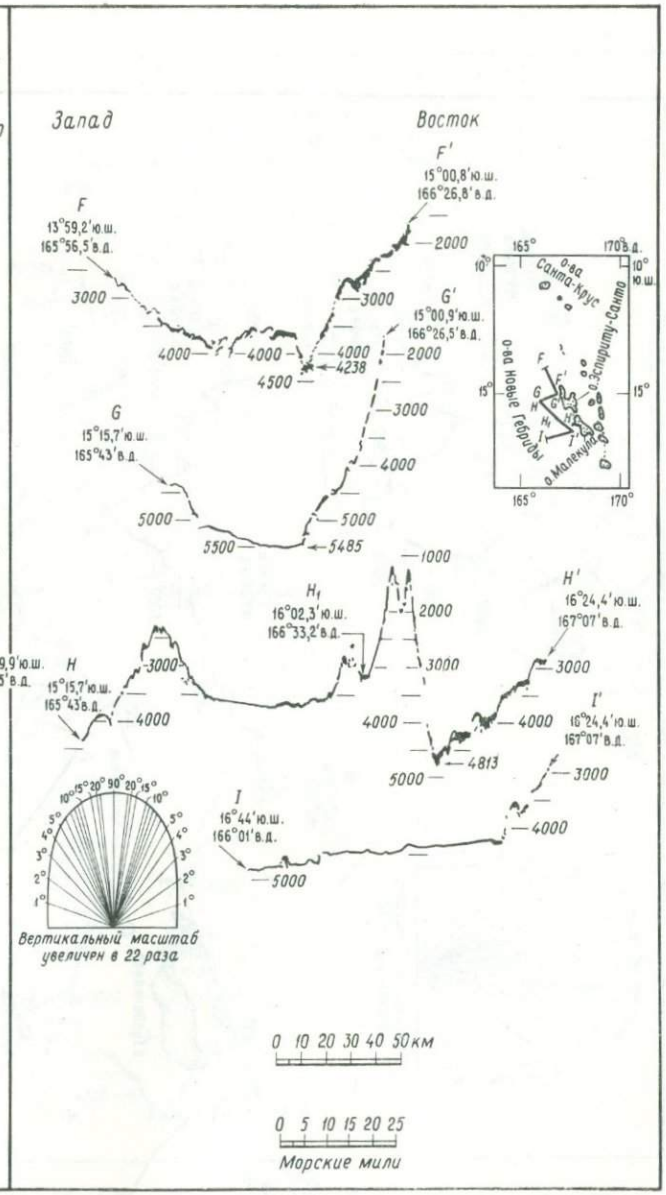
Данные экспедиции PROA СОИ.



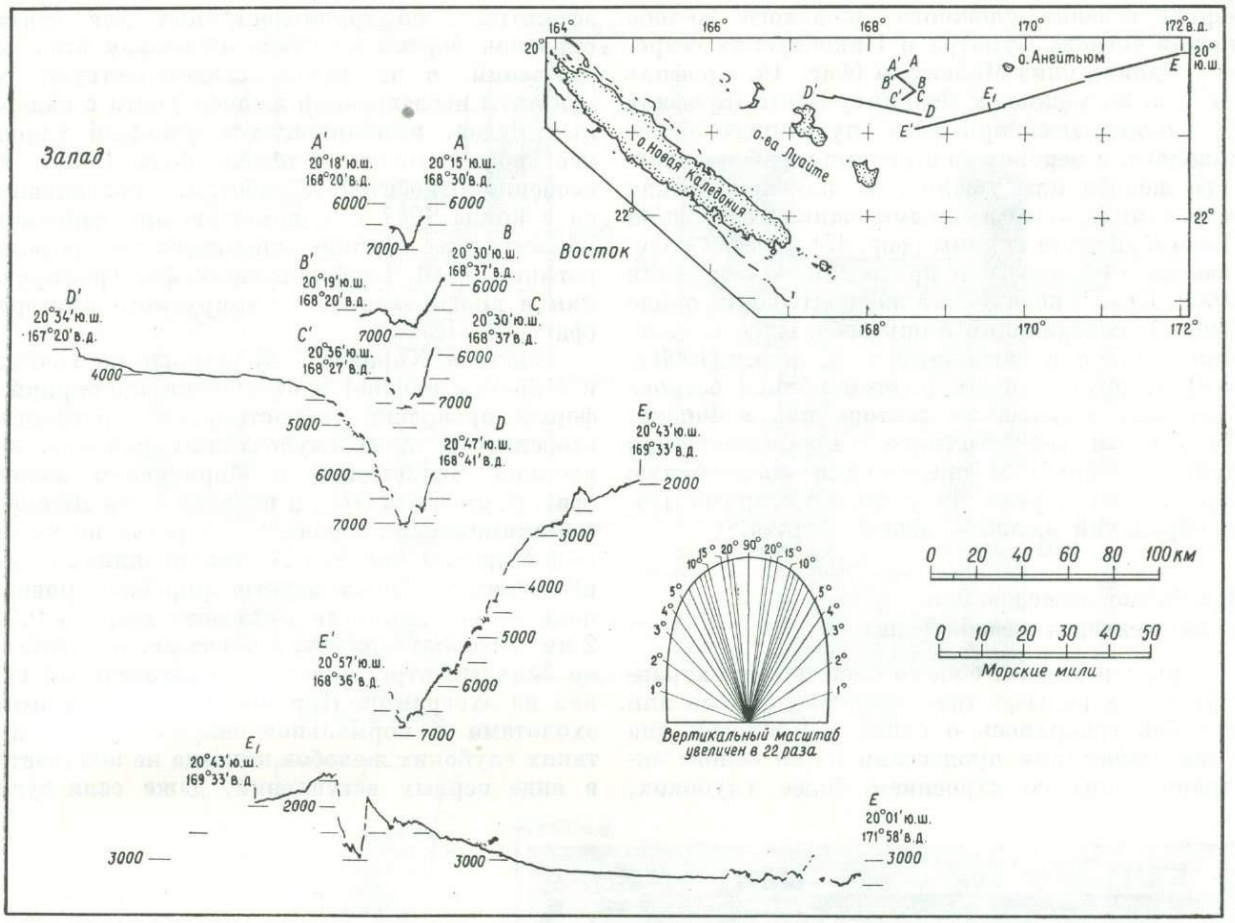
ФИГ. 12. Профили ПРГ через желоб у южных Соломоновых островов.
Данные экспедиции PROA СОИ.



ФИГ. 13. Профили ПРГ через Северный Новогебридский желоб против островов Санта-Крус.
По данным экспедиции PROA СОИ.



Фиг. 14. Профили ПРГ через Северный Новогебридский желоб, близ островов Новые Гебриды.
Данные экспедиции PROA СОИ.



ФИГ. 15. Профили ПРГ в районе Южного Новогебридского желоба.
Данные экспедиции PROA СОИ.

стые участки и хребты лежат с океанской стороны от оси; там были сфотографированы подушечные базальты; поперечное сечение желоба изменяется от V-образного до запруженного, а на одном профиле (фиг. 9, профиль *EE'*) обнаруживается вторичная, по-видимому, недавно возникшая расселина внутри сильно отражающего, полого наклоненного дна.

К югу от экватора и с внутренней стороны некоторых крупных островных групп Меланезии, от залива Хьюон у восточного побережья Новой Гвинеи до южной границы плато Фиджи, протягивается ряд соединенных друг с другом желобов, пересекающихся под большими углами (фиг. 10—15). Они также крайне изменчивы: западные члены ряда, напоминающие желоб Палау (фиг. 10, 11 и 12, профили *AA'*, *BB'*), характеризуются изрезанными, разбитыми трещинами, неровными или холмистыми бортами; они террасированы вдоль оси и в основании уступа севернее полуострова Папуа демонстрируют ранее упоминавшиеся признаки недавнего течения осадков (фиг. 10, профиль *BB'*). Неглубокие и изменчивые против центральной части цепи Соломоновых островов профили к востоку от острова Реннелл характеризуются склонами более равномерной крутизны, но почти не содержат признаков осадочного выполнения (фиг. 12, профили *DD'*, *EE'*, *FF'*).

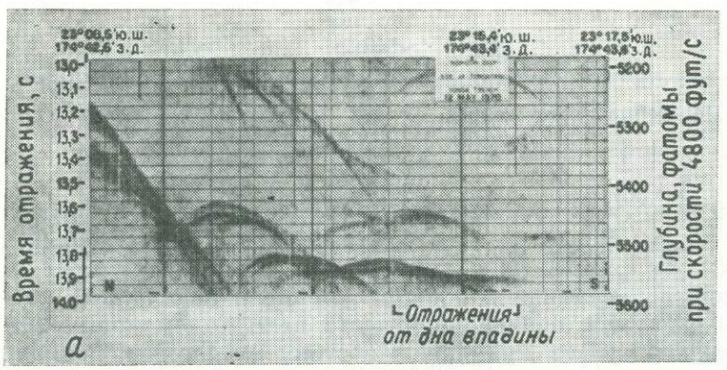
Северный Новогебридский крутосклонный желоб, протягивающийся против островов Санта-Крус (фиг. 13), погружается до глубины более 9000 м и имеет неровное дно, затем вблизи собственно островов Новые Гебриды заметно поднимается до весьма умеренных глубин; здесь его дно покрыто маломощными осадками (фиг. 14). Профили этого желоба (*GG'*, *HH$_1$H'*, *II'*) у Новогебридской островной группы напоминают (по ширине, форме и соотношению раз-

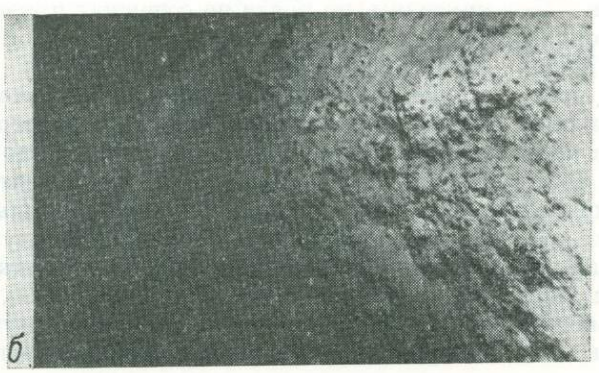
меров) сечение сложного Зондского желоба против острова Суматра и Никобарских островов. Однако близ Малекулы (фиг. 14, профиль HH') и, возможно, у Эспириту-Санто (профиль FF') появляются признаки внутреннего, более молодого, с неровными стенками, грабенообразного желоба или ущелья. И наконец, между островами Луайоте и самыми южными островами Новогебридской группы (фиг. 15) имеется классического облика (при присоединении профиля DD' к EE_1E') неглубокий желоб (глубина около 7000 м), содержащий лишь небольшое количество осадков и связанный с глубоким (1000—1500 м) крутостенным рифтом вблизи острова Анейтьюм в западном секторе плато Фиджи. По данным сейсмического профилирования Хейс и Юинг [25] представили аналогичную пару желоб — рифт на разрезе Северный Новогебридский желоб — желоб Витязя.

Детальные исследования в двух секторах желоба Тонга

При переходе от общего к частному в характеристиках рельефа тихоокеанских окраин или желобов говорилось о связи морфологии дна с тектоническими процессами и (на основе экстраполяции) со строением более глубоких, эффектных, но труднодоступных для взятия образцов бортов желобов. В пользу этих заключений, в частности, свидетельствуют результаты исследований желоба Тонга с надводных судов, выполнявшихся учеными Скриппсовского института в течение более 18 лет. Это особенно относится к работам, проводившимся с конца 1967 г. с помощью прецизионного регистратора глубин, сейсмического профилирования МОВ, глубоководного фотографирования и драгирования, регулируемого пингером (фиг. 16—18).

Впадина Хорайзн [14] (вторая по глубине в Мировом океане) в отношении пропорций и формы прекрасно демонстрирует характерные особенности таких глубочайших районов, как впадина Челленджер в Марианском желобе (фиг. 6, профиль DD') и впадина мыса Джонсон в Филиппинском желобе [18] (третья по глубине в Мировом океане). В этих впадинах на наибольших глубинах зарегистрировано ровное, покрытое осадками дно, имеющее ширину 0,5—2 км. Подобно зеркалу, оно создает относительно сильный отраженный высокочастотный сигнал на эхограмме. При промере стандартными эхолотами с нормальной шириной луча дно таких глубоких желобов никогда не получается в виде первых вступлений, даже если судно

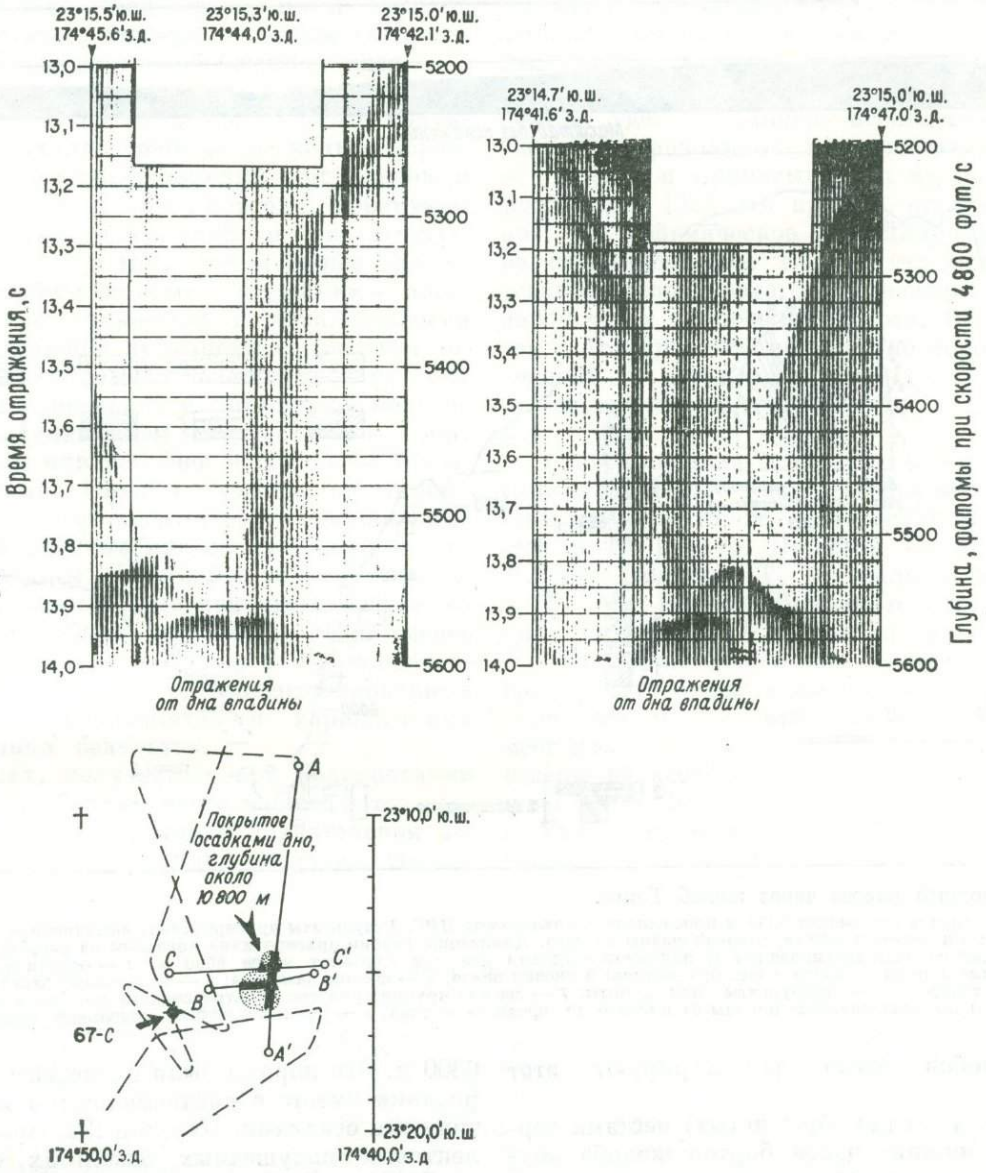




ФИГ. 16. Впадина Хорайзн в желобе Тонга.

а — запись ПРГ показывает, что сильно отражающее, покрытое осадками дно желоба (13,92 с) не дает первого вступления. Глубина около 5566 фатомов (неисправленная) или около 10 800 м (исправленная).

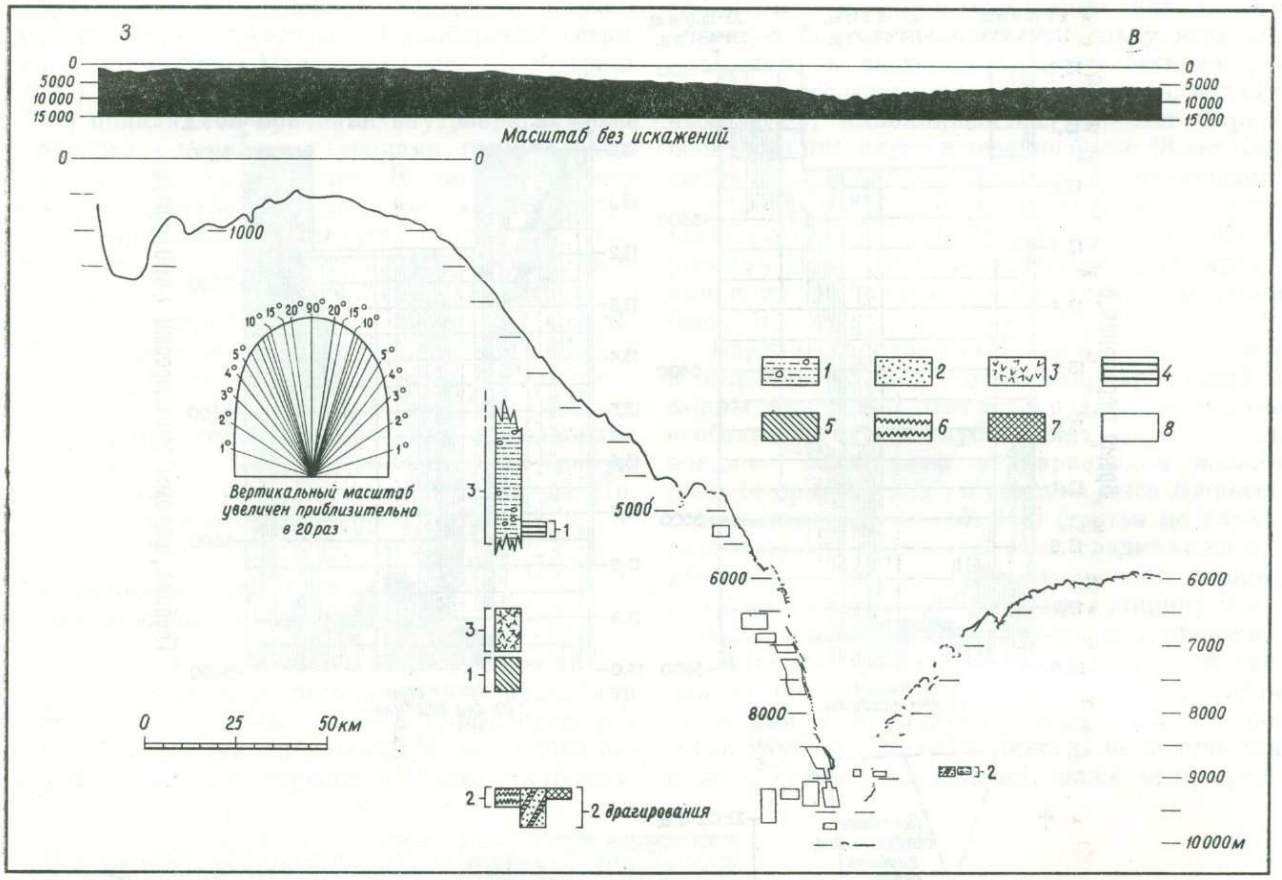
б — неконсолидированные кремнеземистые осадки, перемещающиеся вниз по прибрежному борту. Глубина 10 400 м; координаты 23°16,2′ ю. ш., 174°46,9′ з. д.



ФИГ. 17. Впадина Хорайзн в желобе Тонга, юго-юго-западнее острова Тонгатапу.

Схема профилей и записи ПРГ по двум широтным профилям (НИС «Томас Вашингтон», экспедиция СОИ). ПРГ марки 5 работал на частоте 12 кгц; выходной сигнал на записях подавлен. Обращают на себя внимание многократные отражения от обоих бортов и от очень ограниченного по площади участка ровного дна желоба [14]. Примечательно также устойчивое присутствие сильных боковых отражений, более «глубоких», чем истинная отметка покрытого осадками дна, около 13,92 с (неисправленная глубина 5566 фатомов или исправленная глубина около 10 800 м), которые получены на трех пересекающихся профилях. Вертикальный масштаб увеличен приблизительно в 16 раз (*BB'*), 19 раз (*CC'*) и 10 раз (профиль *AA'* на фиг. 16).

находится непосредственно над осевым участком. Нижние части бортов, по-видимому, расчленены, усеяны небольшими холмами и имеют такие входящие углы, что, когда судно начинает двигаться в сторону борта желоба, отраженный от плоского дна котловины сигнал уходит вниз и «заглубляется». Устойчивость этих сильных обманчиво глубоких отражений объясняет появление некоторых сообщений о чрезмерно больших глубинах, зарегистрированных даже в хорошо промеренных районах. Появление локальной депрессии на ровном благодаря осадочному чехлу или на терасированном, запруженном дне, очевидно, крайне маловероятно: обратите внимание на фиг. 4,*а* и 5,*б*, где малые глубины и широко расставленные



ФИГ. 18. Сводный разрез через желоб Тонга.

Часть профиля справа от отметки 5000 м прослежена по эхограмме ПРГ. Результаты драгирований, выполненных на расстоянии до 35 км севернее и южнее профиля, спроецированы на него. Диапазоны глубин драгирования показаны на разрезе, за исключением трех случаев драгирования на покрытом осадками дне при глубинах менее 5000 м. *1* — осадки (алевролиты, пирокластические породы среднего и кислого состава) и кислая пемза; *2* — свежие базальты; *3* — измененные базальты; *4* — диабазы; *5* — габбро; *6* — гарцбургиты или дуниты; *7* — свежие крупнозернистые ультраосновные породы, а также вулканические и пирокластические породы от кислого до среднего состава; *8* — диапазон глубин отдельных драгирований дна.

борта желобов четко демонстрируют этот факт.

Очень крутые (до обрывистых) местами вертикальные нижние части бортов желоба обусловлены присутствием твердых пород в виде либо коренных выходов, либо осыпей. Случаи взятия надежно привязанных образцов из этих удаленных от поверхности моря обнажений редки; статьи Боуина и др. [5] и Петелина [32] — вот два примера из очень немногочисленного списка, помимо отмеченных выше работ Скриппсовского института. В первой из этих работ сообщается о почти полностью серпентинизированных перидотитах (общее количество H_2O 12—13% от веса влажного образца: псевдоморфозы бастита по ортопироксену), «тальковой породе» и измененных плагиоклаз-клинопироксеновых базальтах с уступов на северном склоне желоба Пуэрто-Рико на глубине 7100—6300 м. Эти породы были извлечены при драгировании вместе с позднемеловыми и раннетретичными осадками. Петелин [32] сообщает о толеитовых подушечных базальтах с глубины от 7600 до 7300 м в Новобританском желобе севернее точки *H* на фиг. 10 и о базальте (более подробно не охарактеризованном) с западного борта желоба Тонга на глубине 8500—7500 м.

По-видимому, наиболее представительный драговый сбор в очень глубоком желобе был сделан в желобе Тонга, между 20 и 21° ю. ш., в секторе, где раньше были проведены батиметрическое, сейсмическое (методом преломленных волн) и магнитное профилирование [33]. Успешное драгирование (14 сборов) и подводное фотографирование в 15 пунктах были выполнены во время экспедиций 1967 и 1970 гг. на глубине от более чем 5000 м до 9900 м, главным образом на прибрежном борту. На фиг. 18,

представляющей собой увеличенный вариант фиг. 2 из статьи Фишера и Энгель [17], эти результаты показаны в обобщенном виде.

Во всем районе Тонга и на сводном профиле с глубокого океанского «подверженного субдукции» борта подняты диабазы, несколько образцов хорошо сцементированных аргиллитов и вариолитовые базальты, которые обнаруживают признаки нарушений и подушечную структуру (фиг. 1). Неглубокий (менее 5500 м) прибрежный борт покрыт «осадками»— алевролитами, известняковыми и кораллиновыми обломками, пемзой, вулканокластическими породами среднего и кислого состава,— которые сглаживают неровности и формируют пологие склоны, за исключением тех участков, где борт интрудирован или рассечен массивными диабазовыми телами. Ниже по склону на крутых уступах изобилуют авгитово-роговообманковые габбро и измененные или свежие щелочнооливиновые базальты. На самой глубокой и крутой части прибрежного борта присутствуют свежие гарцбургиты (общее количество H_2O менее 0,10% веса влажного образца [17]), подчиненное количество дунитов, серпентизированных лерцолитов, серпентинитов и вариолитовых низкощелочных базальтов.

В образцах, полученных при драгировании с прибрежных бортов, часто наблюдаются зеркала скольжения, признаки значительной деформации зерен и прожилки цеолитов. На фотографиях дна видны зоны нарушений и дробления, а также обнажения массивных пород. Эти породы, а также вариолитовые базальты внешнего склона встречаются в нижних частях бортов, где, по данным исследований МОВ, скорости продольных волн составляют $5{,}2 \pm \pm 0{,}1$ км/с и приписываются вулканическому фундаменту [33]. Ни промер, ни отбор образцов, ни сейсмическое профилирование МОВ не свидетельствуют о том, что пелагические осадки желоба Тонга были раздавлены на глубокой части прибрежного борта. Равным образом и драгирование не выявило пород, произошедших из метаморфизованных или переплавленных глубоководных осадков.

В изготовлении воспроизведенных здесь рисунков приняло участие несколько талантливых иллюстраторов, в особенности Р. Уинсетт и Г. Тейлор. Профили были построены Д. Дж. Краучем, Т. У. Хилдом, М. З. Янч и Р. М. Биром. Дополнительное оформление проведено Д. Клинтон и Д. Морли. Р. Дж. Манн содействовал подводному фотографированию дна в желобе Тонга, выполнив обработку пленок на судне с целью выбора мест для драгирования. Полевые работы проведены на ассигнования Национального научного фонда G-19935 и GA-776 и по контрактам с Управлением военно-морских исследований США.

Список литературы

1. *Barazangi M., Dorman J.*, 1969, World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961—1967, Seismol. Soc. America Bull., 59, p. 369—380.
2. *Benioff H.*, 1949, The fault origin of oceanic deeps, Geol. Soc. America Bull., 60, p. 1837—1866.
3. *Benioff H.*, 1955, Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity, Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 61—73.
4. *Bijlaard P. P.*, 1936, Théorie des déformations plastiques et locales par rapport aux anomalies négatives, aux fosses océaniennes, aux géosynclinaux, ets., I.U.G.G., Rept. 6th Gen. Assembly, Assoc. Geod., Edinburgh.
5. *Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersey J. B.*, 1966, Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench, Geol. Soc. America Bull., 77, p. 257—270.
6. *Brodie J. W., Hatherton T.*, 1958, The morphology of Kermadec and Hikurangi trenches, Deep-Sea Res., 5, p. 18-28.
7. *Chase R. L., Bunce E. T.*, 1969, Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western North Atlantic Ocean, and origin of the Barbados Ridge, Jour. Geophys. Res., 74, p. 1413—1420.
8. *Cohen L. H., Condie K. C., Kuest L. J., MacKenzie G. S., Meister F. H., Pushkar P., Steuber A. M.*, 1963, Geology of the San Benito Islands, Baja California, Mexico, Geol. Soc. America Bull., 74, p. 1355—1370.
9. *Creager J. S., Scholl D. W. and others*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 19, Washington, D.C., U.S. Covt. Printing Office, 913 p.
10. *Bech R. H., Lehner P.*, 1974, Oceans, new frontier in exploration, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 58, p. 376—395.
11. *Dickinson W. R.*, 1973, Width of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs, Jour. Geophys. Res., 78, p. 3376—3389.
12. *Ewing M., Heezen B. C.*, 1955, Puerto Rico Trench topographic and geophysical data, Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 255—267.
13. *Fisher R. L.*, 1953, Sedimentary fill in two Mexican foredeeps, abstr., Geol. Soc. America Bull., 64, p. 1422—1423.
14. *Fisher R. L.*, 1954, On the sounding of trenches, Deep-Sea Res., 2, p. 48—58.
15. *Fisher R. L.*, 1958, DOWNWIND investigation of the Nasca Ridge, Preliminary Report on Expedition DOWNWIND, Washington, D.C., IGY World Data Center A, I.G.Y. Gen. Rept. Ser. 2, p. 20—23.
16. *Fisher R. L.*, 1961, Middle America Trench, topography and structure, Geol. Soc. America Bull., 72, p. 703—720.
17. *Fisher R. L., Engel C. C.*, 1969, Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench, Geol. Soc. America Bull., 80, p. 1373—1378.
18. *Fisher R. L., Hess H. H.*, 1963, Trenches, in *Hill M. N.*, ed., The sea, 3, The earth beneath the sea, New York, Wiley-Interscience, p. 411—436.
19. *Fisher R. L., Raitt R. W.*, 1962, Topography and structure of the Peru-Chile Trench, Deep-Sea Res., 9, p. 423—443.
20. *Fisher R. L., Revelle R.*, 1955, The trenches of the Pacific, Sci. Am., 193, p. 36—41.
21. *Griggs D.*, 1939, A theory of mountain-building, Am. Jour. Sci., 237, p. 611—650.
22. *Grow J. A.*, 1973, Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian Arc, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 2169—2192.

23. *Gunn R.*, 1947, Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains, and volcanic ranges, Geophysics, **12**, p. 238—255.
24. *Hayes D. E.*, 1966, A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench, Marine Geology, **4**, p. 309—351.
25. *Hayes D. E., Ewing M.*, 1971, Pacific boundary structure, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, **4**, pt. 2, New concepts of sea floor evolution, New York, Wiley-Interscience, p. 29—72.
26. *Hess H. H.*, 1948, Major structural features of the western North Pacific, an interpretation of H.O. 5485, bathymetric chart, Korea to New Guinea, Geol. Soc. America Bull., **59**, p. 417—445.
27. *Hilde T. W. C., Raff A. D.*, 1970, Evidence of a plunguing ocean crust beneath the shoreward slope of the Japan Trench from seismic reflection and magnetic data, abstr., EOS, Trans. Am. Geophys. Union, **51**, p. 330.
28. *Karig D. E.*, 1973, Comparison of island arc-marginal basin complexes in the northwest and southwest Pacific, in *Coleman P. J.*, ed., The western Pacific, island arcs, marginal seas, geochemistry, Nedlands, Univ. Western Australia Press, p. 355—364.
29. *Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi I.*, 1966, Sediments and structure of the Japan Trench, Jour. Geophys. Res., **71**, p. 2121—2137.
30. *Matthews D. J.*, 1939, Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sound-ranging, 2nd. ed., London, Admiralty Hydrog. Dept. Publ. 282, 52 p.
31. *Nichols H., Perry R. B.*, 1966, Bathymetry of the Aleutian arc, Alaska, Environ. Sci. Serv. Admin. Monogr., 3.
32. *Петелин В. П.*, 1964, Твердые породы глубоководных желобов юго-западной части Тихого океана, в сб. «Геология дна океанов и морей», М., 78—86, 1964.
33. *Raitt R. W., Fisher R. L., Mason R. G.*, 1955, Tonga Trench, Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 237—254.
34. *Ross D. A., Shor G. G., Jr.*, 1965, Reflection profiles across the Middle America Trench, Jour. Geophys. Res., **70**, p. 5551—5571.
35. *Scholl D., von Huene R., Ridlon J. B.*, 1968, Spreading of the ocean floor, underformed sediments in the Peru-Chile Trench, Science, **159**, p. 869—871.
36. *Scholl D., Christensen M. M., von Huene R., Marlow M.*, 1970, Peru-Chile Trench sediments and seafloor spreading, Geol. Soc. America, Bull., **81**, p. 1339—1340.
37. *Shor G. G., Jr., Fisher R. L.*, 1961, Middle America Trench, seismic refraction measurements, Geol. Soc. America Bull., **72**, p. 721—730.
38. *Sykes L. R., Oliver J., Isacks B.*, 1970, Earthquakes and tectonics, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, **4**, pt. 1, New concepts of sea floor evolution, New York, Wiley-Interscience, p. 353—420.
39. *Tayama R.*, 1950, The submarine configuration off Shikoku, Bull. Hydrol. Office Japan, **7**, p. 54—82.
40. *Удинцев Г. Б.*, 1955, Рельеф Курило-Камчатской впадины, Тр. ин-та океанологии АН СССР, **12**, 16—61.
41. *Удинцев Г. Б.*, 1960, О рельефе дна западной части Тихого океана (по материалам 25 и 26 рейсов э/с «Витязь»), Океанологические исследования, № 2.
42. Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975, АН СССР, ГУГК СМ СССР, М.
43. *Vening Meinesz F. A.*, 1954, Indonesian Archipelago, a geophysical study, Geol. Soc. America Bull., **65**, p. 143—164.
44. *Zeigler J. M., Athearn W. D., Small H.*, 1957, Profiles across the Peru-Chile Tranch, Deep-Sea Res., **4**, 238—249.

III. ПЕРЕХОД ОТ МАТЕРИКА К ОКЕАНУ

Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объемов континентов и океанов

Д. Уайз

Введение

Обсуждаются данные в пользу того, что относительная высота стояния континентов над уровнем моря (freeboard) является функцией времени. Представления Эдьеда о непрерывном поднятии континентов со временем, базирующиеся на изменениях площади затопления, показанной на картах из палеогеографических атласов мира, представляются необоснованными из-за систематических ошибок, свойственных этим картам и связанных с различной продолжительностью интервалов времени, разделяющих моменты, которые отражены на этих картах; это доказывается сравнением с графиком зависимости относительной высоты стояния от времени для Северной Америки, составленным по более детальному атласу Шухерта. Более правильной представляется модель, отвечающая постоянной относительной высоте стояния континентов или, возможно, длиннопериодному равновесию. Североамериканский график используется в качестве основы для количественной оценки распределения колебаний относительной высоты стояния во времени. На протяжении более 80% после позднедокембрийского времени относительная высота стояния изменялась в пределах ± 60 м по сравнению с нормальной величиной, которая на 20 м выше современного уровня моря.

Предложена модель Земли с равновесной относительной высотой стояния при различных механизмах обратной связи, постоянно обеспечивающих близкое соответствие между объемом океанических бассейнов и объемом океанических вод. На основании этой модели проведены различные оценки аккреции континентов и разрастания океанов и некоторых соотношений между скоростями в глобальной тектонической системе. Показано, что близкие к современным объемы и площади континентов и океанов существуют в течение последних 2,5 млрд. лет; следовательно, в указанном интервале времени не происходило ни аккреции, ни отступления континентальных окраин в глобальном масштабе. Наоборот, окраины следует рассматривать как область действия системы постоянного объема, которая обеспечивает обратное присоединение уносимых осадков к континентальным блокам постоянной площади и постоянной мощности; при этом допускаются смещения уровня равновесия, изменяющие детали процессов обратного поступления осадков.

Предшествующие воззрения

Многочисленные теории эволюции континентов и океанов обычно противоречивы и лишь изредка основываются на однозначных фактах. Теоретически вычисленные изменения объема континентов и океанов со временем исключительно важны для понимания длиннопериодной составляющей поведения континентальных окраин.

Настоящая статья представляет собой попытку решить обратную логическую задачу: данные о континентальных окраинах и относительной высоте стояния материков (это понятие введено Кюненом в 1939 г. для обозначения относительного превышения континенталь-

ных платформ над уровнем моря) используются для того, чтобы установить некоторые ограничения для эволюционных теорий. Статья посвящена рассмотрению тектонических следствий того простого факта, что в настоящее время имеется почти ровно столько воды, сколько нужно, чтобы заполнить океанические бассейны.

В представлениях начала XX в. о статичных континентах и океанических бассейнах этот факт рассматривался как наиболее благоприятное случайное соотношение между размерами океанических бассейнов и количеством первичных летучих веществ, захваченных Землей в ее огненной юности. Эта концепция критически обсуждалась Раби [37] и Брауном [4]. Другие теоретические оценки скорости дегазации были предложены, чтобы объяснить образование современной вторичной атмосферы, гидросферы и избыточного количества летучих веществ по Раби [37]. Одновременно были предложены различные временные зависимости скорости роста континентов, которые у отдельных авторов и в отдельные годы варьировали от линейной [15] до экспоненциальной [25].

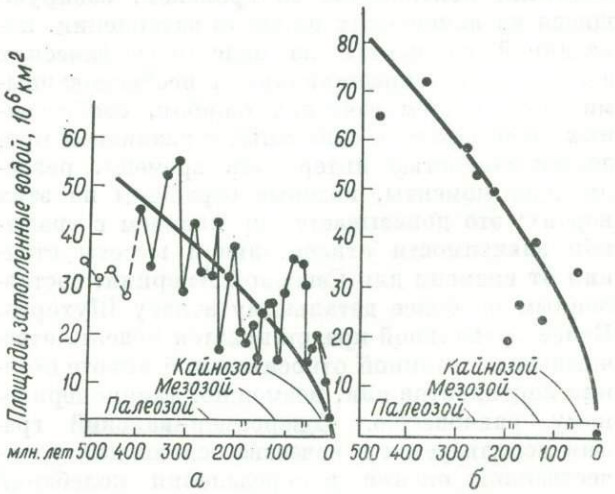
Часть воды, вытесненная при росте континентов, могла попасть вновь внутрь Земли [7]. Остальная часть нашла себе место благодаря почти невероятному расширению Земли, соответствовавшему скорости увеличения радиуса от 0,5 мм/год с кембрия [12, 13] до 6 см/год, или удвоению радиуса Земли с раннего мезозоя [6]. Допускавшаяся Эдьедом скорость позволила объяснить быстрое увеличение площади океанических бассейнов, которое не только скомпенсировало объем воды, вытесненной при росте континентов, но и вызвало понижение уровня моря со временем. Наконец, в 60-х годах XX в., когда важную роль начала играть «новая глобальная тектоника», невероятность катастрофического расширения Земли обсуждалась Берчем [3].

Учитывая возможное расхождение в поведении почти каждого компонента системы, современное, почти точное соответствие между объемом океанических вод и океанических бассейнов представляется весьма примечательным. Оно наводит на мысль о том, что современную систему необходимо исследовать с точки зрения некоего высокоэффективного, но мало изученного механизма регуляции глобального уровня моря во времени. Идея этой статьи состоит в том, что такая регуляция существует, что континентальные окраины являются местом ее осуществления и что длиннопериодную составляющую истории континентальных окраин Земли следует интерпретировать как процесс приспособления к глобальному тектоническому равновесию.

Кривая относительной высоты стояния

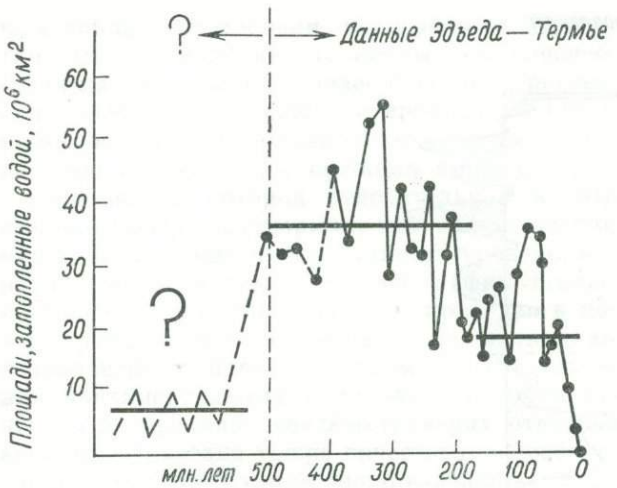
Регрессии и трансгрессии моря, характеризующие вариации относительной высоты стояния, известны давно и описывались целым рядом геологов: Шухертом [38], который предложил первый график зависимости площади Северной Америки от времени; Штилле [43], высказавшим идею периодических трансгрессий и регрессий; Грабау [19], предложившим теорию пульсирующих уровней моря; Кюненом [29], который дал несколько количественных оценок амплитуды эвстатических изменений; Умбгрове [48, 49], который назвал свою книгу, основанную на этих эвстатических изменениях, «Пульс Земли». Все они интерпретировали трансгрессии и регрессии с позиций существенно постоянной относительной высоты стояния материков.

После появления двух палеогеографических атласов мира (Страхова [45] и Термье и Термье [46]) Эдьед [12] построил график зависимости площади затопления (flooding), показанной на этих картах, от времени. Обычно воспроизводимые кривые относительной высоты стояния Эдьеда (фиг. 1) свидетельствуют о глобальном поднятии континентов. Несколько первых палеозойских точек трудно согласовать с графиком Термье (фиг. 1). Холмс [22] разрешил эту проблему, допустив, что выявленные на графи-



ФИГ. 1. Изменение площади затопления поверхности Земли во времени [12] по двум мировым палеогеографическим атласам.

а — график Эдьеда по данным атласа Термье и Термье [46]; *б* — график Эдьеда по данным атласа Страхова [45].



ФИГ. 2. График, изображенный на фиг. 1,*а*, с добавлением гипотетических данных о позднедокембрийском осушении континентов.

Жирными линиями показан лишь один из многих возможных, весьма субъективных вариантов «осреднения» имеющихся данных.

ке, но не установленные области развития кембрийских и ордовикских пород находились в Антарктике и поэтому не нашли отражения в упомянутых атласах. Эти кривые поднятия лежат в основе гипотезы Эдьеда о расширении Земли со скоростью 0,5 мм/год, при которой площадь и объем океанических бассейнов увеличиваются в темпе, достаточном, чтобы обусловить видимое понижение уровня моря.

Данные Эдьеда на фиг. 1 должны иметь некоторое отношение к позднему докембрию — времени общего поднятия и повсеместного выравнивания поверхности континентов. На фиг. 2 к данным Эдьеда добавлены фиктивные точки, предположительно отражающие этот древний период поднятия. Необходимость обнаружения нескольких десятков миллионов квадратных километров недостающих кембрийских осадков в Антарктиде представляется несколько менее острой с учетом перспективы, показанной на фиг. 2. Смещенную линию Эдьеда на фиг. 1,*а* можно было бы заменить многими другими линиями, например смещенными линиями, обозначающими на фиг. 2 средние площади затопления для ограниченных отрезков времени.

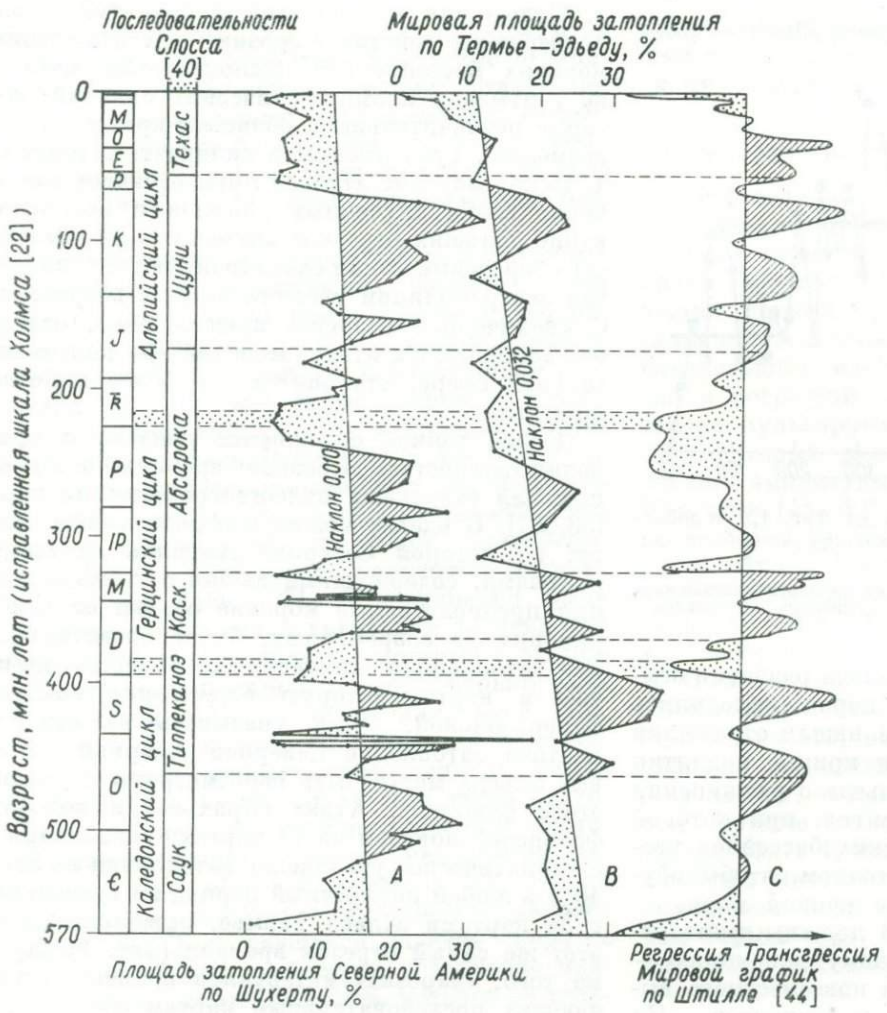
К сожалению, измерение вариаций относительной высоты стояния путем сопоставления площадей на палеогеографических картах связано с осложнениями и систематическими ошибками. 1. Геологическая летопись со временем все более стирается под влиянием эрозии, погребения под осадками и метаморфизма. 2. Отложения континентов и поднятий более подвержены действию эрозии, чем отложения морских бассейнов. 3. Используемые методы не учитывают палинспастических явлений, которые незначительны в областях кратонов, но, возможно, существенны в складчатых поясах. 4. Использование атласов мира означает включение слабо изученных районов и использование больших отрезков времени, в результате чего береговые линии схематизируются и интервал экстраполяции увеличивается с возрастом. С увеличением возраста предпочтение, отданное составителем атласа морской или континентальной сфере, становится все более и более заметным.

Более тонкое осложнение связано с продолжительностью отрезков времени, выбранных для отдельных палеогеографических карт [53, 54]. В идеале можно вообразить себе карту, на которой Северная Америка со всеми районами, содержащими любые существующие или предполагаемые морские осадки от кембрийских до современных, будет представлена как затопленная площадь. Эта палеогеографическая карта, которую естественно назвать фанерозойской, будет указывать на стопроцентное затопление Северной Америки. Кривые Эдьеда могут быть пересмотрены с учетом этого феномена. Атлас Страхова, в котором фанерозой показан на 11 картах, указывает на систематическое увеличение затопления на 30—40% в любой конкретный период по сравнению с 34 картами атласа Термье, охватывающими этот же самый отрезок времени (фиг. 1). Кроме того, «нарезка» интервалов времени, отвечающих последовательным картам обоих этих атласов мира, увеличивается с возрастом (табл. 1). Очевидно, что использование поправочного коэффициента, учитывающего кажущееся увеличение затопления для более длинных отрезков времени, сократит площадь палеозойского затопления и уменьшит наклоны кривых.

Таблица 1

Средний интервал (в млн. лет) между последовательными картами нескольких палеогеографических атласов

	Шухерт [39] (атлас Северной Америки)	Страхов [45] (атлас мира)	Термье и Термье [46] (атлас мира)
Кайнозой	7,5	30,0	10,0
Мезозой	8,9	40,0	14,6
Палеозой	6,2	60,0	21,2



ФИГ. 3. Три варианта графика зависимости относительной высоты стояния континентов от времени.

A — график Шухерта — Уайза для Северной Америки; *B* — мировой график Термье — Эдьеда, на котором данные Эдьеда об абсолютной площади затопления заменены на относительные; *C* — внемасштабный график трансгрессий и регрессий по Штилле [44]. Прямые, аппроксимирующие данные по методу наименьших квадратов, рассматриваются как средние положения уровня моря. Как указано в тексте, считается, что видимый наклон этих прямых обусловлен ошибками, которые свойственны самим данным.

Чтобы уменьшить некоторые из этих «врожденных» недостатков, присущих глобальной интерпретации Эдьеда, можно использовать один континент, для которого имеются надежные данные и возможно деление на небольшие палеогеографические отрезки. Монументальное палеогеографическое исследование Шухерта [39] по Северной Америке сделало возможным создание атласа этого континента, содержащего 84 последовательные палеогеографические карты. Некоторые детали на отдельных картах, несомненно, подлежат пересмотру, но в целом они принадлежат к числу наиболее полных сводок такого типа для обширного региона мира. Почти одинаковая длина отрезков времени выгодно отличает этот атлас от вышеупомянутых атласов мира, для которых характерна переменная продолжительность отрезков времени (табл. 1).

На каждой из 84 карт атласа Северной Америки Шухерта [39] была измерена степень затопления, и результаты этих измерений были использованы для построения кривой зависимости относительной высоты стояния Северной Америки от времени (фиг. 3) с применением уточненной временно́й шкалы Холмса [20]. Площадь, на которой производились измерения, включала залив Святого Лаврентия, Гудзонов залив, Канадский Арктический архипелаг, по которым имеются вполне надежные геологические данные, но не включала область континентального шельфа, показанного на картах слишком схематически. При таком определении Северная Америка в настоящее время оказывается затопленной на 8,9%; с докембрия степень затопления варьировала от 2 до 39%, составляя в среднем 14,9%. Эта кривая похожа на кривую зависимости площади континенталь-

ных районов от времени, построенную Шухертом [38]. Однако на уточненных им впоследствии картах показаны более обширные регрессии в силуре, в миссисипское время, в триасе и кайнозое (фиг. 3) по сравнению с регрессиями, которые отражала его прежняя кривая.

Степень, до которой относительная высота стояния Северной Америки, или эвстатический мареограф, отражает глобальный уровень моря, показана на фиг. 3. На ней график Эдьеда, построенный по атласу Термье, приведен к новой хронологической шкале, а площади даны в процентах от площади современного затопления континентальных районов. Все точки отнесены к серединам соответствующих отрезков времени. Показана также качественная дискуссионная кривая Штилле, оценивающая затопление и регрессии на основе палеогеографического анализа. Хронологическая шкала и циклы приведены на левом краю фигуры. Кривые по большей части легко коррелируются друг с другом даже во многих деталях. Три больших цикла европейской геологической истории разделены орогеническими периодами крупных поднятий континента; этот факт давно установлен Штилле [43], Бухером [5] и Умбгрове [49].

Многие из выделенных Слоссом [40] в Северной Америке кратонических последовательностей, отмеченных региональными поднятиями и несогласиями, видны на глобальных графиках по крайней мере столь же отчетливо, как традиционные временны́е границы между стандартными геологическими периодами. Существуют также и различия между североамериканским и глобальными графиками (последовательность Саук либо сдвинута, либо не существует на глобальных графиках; в Северной Америке в кайнозое, по-видимому, в среднем происходило большее поднятие, чем показано на глобальном графике). В целом график колебаний относительной высоты стояния Северной Америки представляется несколько более детальным вариантом глобальной закономерности.

Наклон линии среднего затопления (фиг. 3), построенной на основе карт Шухерта [39], втрое меньше наклона линии Термье — Эдьеда (0,010 против 0,032). Интерпретация этого различия в духе Эдьеда могла бы базироваться на представлениях о расширении Земли и понижении среднего глобального уровня моря. Однако в этой системе представлений Северная Америка должна была бы систематически погружаться относительно других континентов для того, чтобы кажущаяся скорость ее поднятия замедлилась на $^2/_3$. Этот факт проще объяснить тем, что детальное исследование одного континента устранило $^2/_3$ ошибки, свойственной глобальному подходу, с его широким «прочесыванием» данных. Можно ожидать, что при охвате целого континента все еще останутся значительные ошибки, так что дальнейшая детализация, возможно, приведет к уменьшению остающегося минимального наклона линии для Северной Америки.

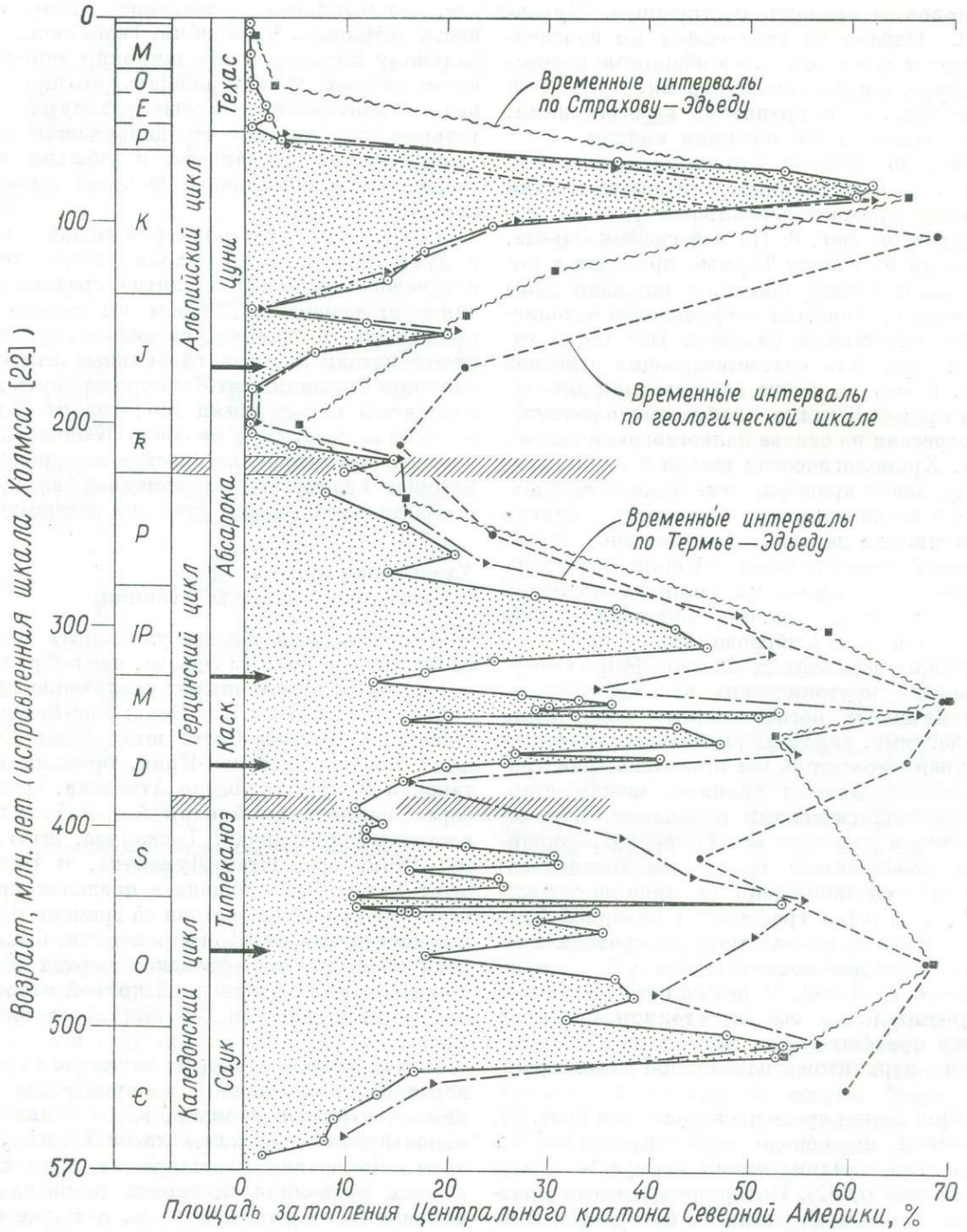
Объяснение североамериканской кривой в духе Эдьеда автор находит искусственным; позднедокембрийское поднятие представляется слишком очевидным, чтобы им можно было пренебречь, а ошибки, свойственные эдьедовскому методу анализа глобальных атласов, — слишком большими, чтобы опровергнуть вывод, сделанный поколениями геологов от Шухерта и Штилле до Хесса, включая Кюнена и Умбгрове, о том, что геологическая летопись — это история существенно неизменной во времени относительной высоты стояния материков.

Уточненная кривая относительной высоты стояния

Пытаясь еще более уменьшить ошибки, свойственные кривым Эдьеда, мы выбрали район, который ограничивают следующие пункты: национальный парк Биг-Бенд; Лас-Вегас, штат Невада; Солт-Лейк-Сити, штат Юта; Хелина, штат Монтана; Доусон-Крик, провинция Британская Колумбия; озеро Атабаска, штат Альберта; национальный парк Айл-Ройал; северо-восточный Адирондак; Таскалуса, штат Алабама; Шривпорт, штат Луизиана, и Биг-Бенд, штат Техас. Эта площадь в пределах кратона, особенно хорошо известная со времени Шухерта и относительно недеформированная, была измерена на палеогеографических картах Шухерта для построения уточненной кривой относительной высоты стояния (соответствует крапу на фиг. 4).

С помощью прозрачных накладок карты Шухерта были объединены в группы для укрупненных отрезков времени, вдвое больших, чем использовал Эдьед для атласов Термье и Страхова. Измерение площадей на этих сводных картах позволило построить по-разному обозначенные на фиг. 4 кривые, а также кривую в традиционной временно́й шкале. На них видно систематическое увеличение площади затопления при увеличении временно́го интервала.

В случае привлечения других методов и данных возможно получить еще более уточненную кривую изменения относительной высоты стояния во времени. Можно считать обнадеживаю-



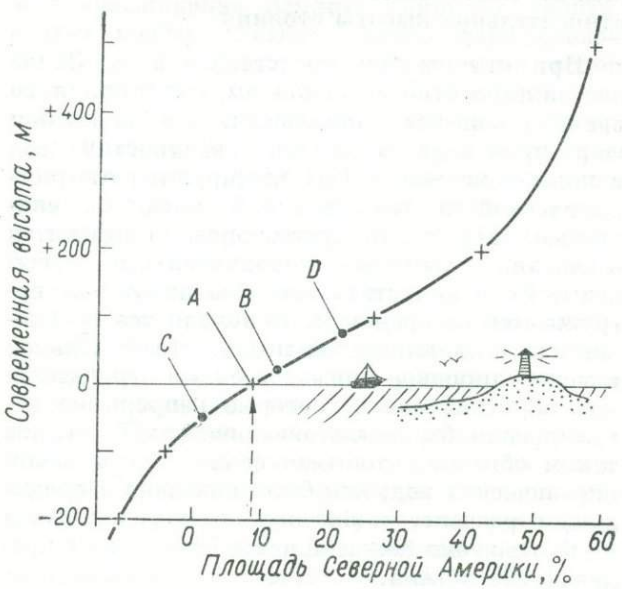
ФИГ. 4. Уточненная кривая относительной высоты стояния (линия, соединяющая точки в кружках и ограничивающая площадь, покрытую крапом) стабильного внутреннего кратона США и южной Канады.

Площадь, о которой говорится в тексте, измерена по серии карт Шухерта тем же способом, что и при построении фиг. 3. Эти же карты были сгруппированы для временных интервалов, подобных тем, которые Эдьед использовал, работая с атласами Страхова и Термье, и для обычных геологических периодов. Для этих временных отрезков были измерены площади общего затопления и изображены в виде графика. Очевиден эффект кажущегося увеличения площади затопления при увеличении временных отрезков.

щими, например, метод Слосса [41], использующий детали строения отдельных бассейнов, и метод Рона [36], использующий устойчиво погружающиеся континентальные окраины. Современное состояние этой уточненной кривой (фиг. 4) таково, что она позволяет ввести некоторые важные ограничения в систему, но не пригодна для проверки ее многих деталей. Ближайшей задачей Международного геодинамического проекта в тектоническом аспекте могло бы быть определение изменения среднего положения этой кривой уровня Мирового океана во времени по данным о всех континентах и океанах. Кривая является тектонической склейкой, способной увязать большое разнообразие гипотез и геологических наблюдений. Это один из наиболее легко получаемых фактов, связывающих различные элементы глобальной тектонической системы.

Связь уровня моря с относительным затоплением

Кюнен [29], впервые связав площадь затопления, показанную на палеогеографических картах, с гипсографическими кривыми континентов, сделал вывод, что размах морских трансгрессий и регрессий был обусловлен эвстатическими изменениями не менее чем на 40 м. Чтобы применить подобные методы к кривой, полученной по данным Шухерта (фиг. 3), необходимо построить гипсографическую кривую для Северной Америки, руководствуясь тем же определением понятия затопления, которое было использовано на фиг. 3. Этот график (фиг. 5) построен так, чтобы современный уровень моря совпадал с затоплением на 8,9%, т. е. с величиной, определенной при построении фиг. 3 как современный уровень затопления Северной Америки.



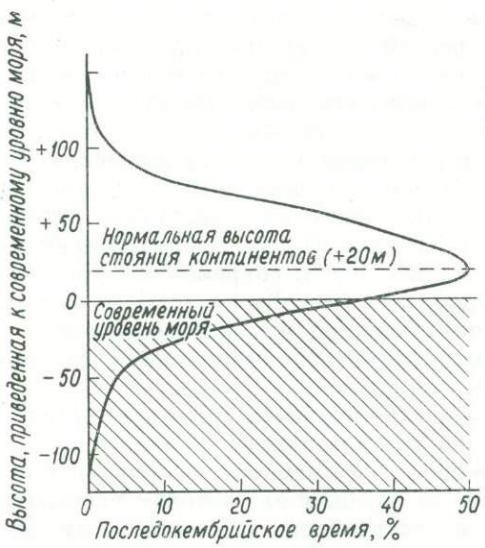
ФИГ. 5. Соотношение затопленной площади и изменений уровня моря для современной Северной Америки.

Относительные площади (в процентах) соответствуют абсолютным площадям, измеренным по палеогеографическим картам Шухерта; при таком изображении Северная Америка в настоящее время затоплена на 8,9% (континентальными шельфами мы пренебрегаем). Соответственно ось абсцисс смещена так, что точка *A* (8,9%) соответствует современному уровню моря. Точка *B* соответствует прямой, аппроксимирующей по методу наименьших квадратов данные для Северной Америки при ее затоплении на 11,8% (фиг. 3, *A*). Отклонения площади затопления от этой прямой на ±10% показаны точками *C* и *D*.

Если относительная высота стояния постоянна, то наклон кривой *A* на фиг. 3 можно исключить, а все измерения проводить от средней линии затопления, которая пересекает линию, соответствующую настоящему времени в точке, отвечающей 11,8%. Последняя величина в применении к фиг. 5 позволяет предположить, что современный уровень моря находится приблизительно на 20 м ниже соответствующего нормальной относительной высоте стояния континентов. Эта оценка площади может уменьшиться приблизительно на 5% из-за продолжающегося изостатического поднятия Гудзонова залива и еще приблизительно на 10% с учетом потенциального поднятия уровня моря на 65 м за счет таяния льда, в настоящее время заключенного в полярных шапках [22]. Суммарное дополнительное затопление на 5% будет соответствовать повышению уровня моря на фиг. 5 на 30 м. Таким образом, современная относительная высота стояния при снятии короткопериодных эффектов оледенения должна быть близка к средней для фанерозоя.

Из фиг. 5 видно, что максимальное 39%-ное затопление на фиг. 3 должно соответствовать повышению уровня моря на 180 м. Видимое минимальное значение затопления 2%, соответствующее понижению уровня моря на 50 м, является ложным в том смысле, что палеогеографические определения, использованные при построении фиг. 3, не регистрируют экстремальных понижений уровня моря, превышающих 60 м.

Распределение отклонений затопления от средней относительной высоты стояния кривой *A* на фиг. 3 может быть измерено для небольших интервалов времени. Эти отклонения затопления, используя фиг. 5, можно перевести в изменения уровня моря; они изображены на фиг. 6 в форме кумулятивной кривой, которая показывает, что на протяжении 80% фанерозойского времени колебания оставались в пре-



ФИГ. 6. Колебания относительной высоты стояния Северной Америки во времени.

делах ±60 м по отношению к нормальному уровню относительной высоты стояния, который приблизительно на 20 м выше современного уровня моря. Величины относительного затопления получены по картам, представляющим временны́е интервалы продолжительностью в среднем 7 млн. лет; отсюда следует, что кратковременные изменения могли быть значительно бóльшими. Использование фиг. 6 должно ограничиваться лежащими в ее основе дискуссионными предположениями о том, что современная гипсографическая кривая Северной Америки репрезентативна и для прошлого, что кривая относительной высоты стояния Северной Америки репрезентативна и для других континентов и что в среднем постоянная относительная высота стояния была достигнута в фанерозое. Эти представления имеют фундаментальное значение для приведенной здесь интерпретации.

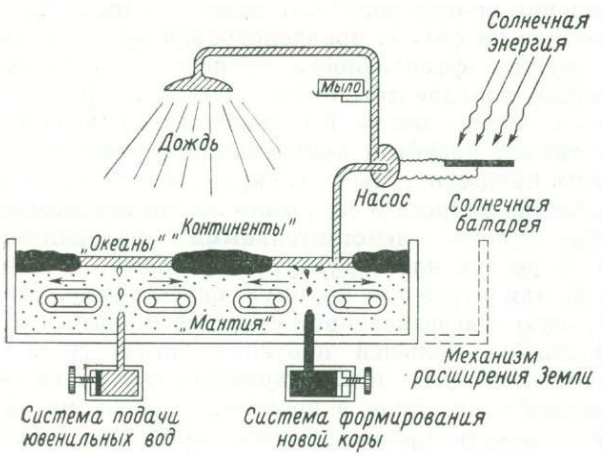
Общее изменение относительной высоты стояния приблизительно на 60 м при пересчете на объем воды соответствует примерно 1,6% объема океанов. Максимальное ордовикское затопление, характеризующееся величиной 39% и поднятием на 180 м выше современного уровня моря, соответствует изменению объема океанов на 4,2%. Таким образом, данные о постоянной относительной высоте стояния позволяют предположить, что за последние 0,5 млрд. лет вода почти полностью заполняла океанические бассейны до уровня континентальных масс, причем расхождения составляли всего 2%, лишь иногда и ненадолго достигая 4%. Предположение Питмана и Хейса [35] об отклонении на 500 м, основанное на данных о меловых срединно-океанических хребтах, рассмотрено ниже.

Кривая относительной высоты стояния Северной Америки (фиг. 3) свидетельствует также о том, что максимальная продолжительность периода, предшествовавшего возвращению системы в состояние равновесия, могла достигать 60—70 млн. лет. Три самых продолжительных цикла затопления длились 65, 73 и 52 млн. лет. Три самых продолжительных полных цикла поднятия длились 65, 20 и 35 млн. лет, тогда как неполностью зевершенный (?) кайнозойский цикл продолжался 65 млн. лет, а незавершенный нижнекембрийский цикл — 570 млн. лет. Большинство этих основных отклонений имеет относительно симметричную форму, свидетельствующую о том, что мы имеем дело не с системой внезапного возмущения и постепенного возвращения к норме, а с системой медленного возмущения и медленного восстановления равновесия.

Модель постоянной относительной высоты стояния

При статическом представлении о Земле постоянство относительной высоты стояния во времени кажется аномальным, ибо на земном шаре происходит эволюция поверхностных вод и коры, континенты [27] эродируются с катастрофической в геологическом масштабе скоростью [27], а продукты эрозии выносятся в океаны, вытесняя дополнительные массы воды. Если допустить, что континенты не погружались со временем, то появляется необходимость в динамической модели с эффективной саморегулировкой или с системами отрицательной обратной связи, которые непрерывно регулировали бы объем океанических бассейнов таким образом, чтобы он совпадал с объемом океанических вод; как было показано в предыдущем разделе, такой баланс поддерживался на протяжении большой части фанерозоя в пределах 2% объема.

Возможная модель постоянной относительной высоты стояния, способная к такой саморегуляции, показана на фиг. 7. Ее связь с идеями Г. Хесса и многих последующих исследователей очевидна. Она сконструирована в основном как иллюстрация принципов, заложенных в механизмах обратной связи и постоянной относительной высоты стояния, и следует скорее философии моделирования Гольдберга, чем идее



ФИГ. 7. Возможная глобальная тектоническая модель постоянной относительной высоты стояния континентов, иллюстрирующая работу механизмов обратной связи, которые обеспечивают равенство объемов океанических бассейнов и океанической воды.

моделирования на основе принципа подобия Хабберта [23]. Площадь земной поверхности представлена площадью поверхности разных материалов в баке; подвижная стенка обеспечивает «расширение Земли». Глиняные «континенты» поддерживаются вязкой парафиновой «мантией» и разделены заполненными водой «океаническими бассейнами». Плавучесть или изостатическая связь, зависящая от плотностных контрастов глины и воды относительно «мантии», контролирует соотношение толщины «континентов» и глубины «океанов». Ленты конвейера внутри мантии отодвигают коровые плиты от бассейнов, что приводит к сосредоточению континентов в точках столкновения. Управляемый солнечной энергией «гидрологический цикл» способен эродировать континенты до ограничивающего уровня — уровня моря — и выносить продукты эрозии в океанические бассейны. Модель предусматривает инъекцию дополнительных количеств воды или материала коры через мантию на поверхность и в то же время допускает возврат лишь незначительных объемов поверхностных вод и материала коры обратно в мантию в точках столкновения плит. Ясно, что скорости функционирования различных компонентов системы могут варьировать.

В качестве примера возможного функционирования модели мы можем использовать наиболее сильное (и, скорее всего, наименее вероятное) из возможных изменений, а именно «глобальное расширение», смещая стенку бака. При этом площадь и, следовательно, объем океанических бассейнов увеличиваются, что приводит к относительному подъему континентов, т. е. к типичной модели Эдьеда. Возросшая относительная высота континентов увеличивает площади континентов и градиенты речных потоков. Это, по-видимому, увеличит региональные скорости эрозии, что в свою очередь приведет к наращиванию континентов в горизонтальном направлении за счет продуктов эрозии, а также к вытеснению океанических вод и повышению среднего уровня моря. Повышение уровня моря, по-видимому, уменьшит скорости и площади эрозии. Конечным результатом явится возвращение к состоянию равновесия с постоянной относительной высотой стояния, при котором более тонкие, но обширные континенты и более мелководные, но обширные океаны будут характеризоваться таким же соотношением глубин континента и океана, как и прежде (в этой чрезмерно упрощенной изостатической системе), так что объем океанических бассейнов вновь будет равен объему океанических вод.

Мы приглашаем читателя провести мысленные упражнения на модели путем проигрывания любых возможных изменений, с тем чтобы убедиться, что любое возмущение приведет к кратковременному изменению относительной высоты стояния в модели, но одновременно запустит механизмы обратной связи продолжительного действия, благодаря которым система вернется к норме. Некоторые из возможных изменений или ограничений системы рассматриваются в работах Армстронга [1], Берча [3], Дица и Холдена [11], Хаина и Муратова [28], Максвелла [30], Менарда [32], Уиртмана [52], а также Питмана и Хейса [35].

Модель продолжительного равновесия относительной высоты стояния

Даже представление о строго постоянной относительной высоте стояния должно допускать некоторые отклонения для ограниченных отрезков времени. Отклонения от линии постоянной относительной высоты стояния на кривой *A* (фиг. 4) достигают 70 млн. лет. Менее жесткая и, вероятно, более реальная модель могла бы включать еще более продолжительные периоды отклонений от абсолютного постоянного уровня. Если бы уточненная кривая относительной высоты стояния на фиг. 4 включала продолжительный период позднедокембрийского поднятия, то палеозой вполне мог бы выступать как эра обширного среднего затопления продолжительностью несколько сот

миллионов лет, которой предшествовали и за которой следовали периоды общего поднятия приблизительно такой же продолжительности. График на фиг. 2, хотя и не вполне достоверный, содержит (пусть в неявной форме) эту идею об очень продолжительных вариациях средней относительной высоты стояния.

Более реалистическая модель могла бы обеспечить подлинно постоянную относительную высоту стояния только в случае осреднения нескольких таких циклов отклонения, длившихся сотни миллионов лет. В пределах циклов уровни продолжительного равновесия относительной высоты стояния должны были бы устанавливаться для интервалов продолжительностью 50—100 млн. лет. Кратковременные возмущения могли бы отклонять систему от уровня общего равновесия. Самым экстремальным случаем отклонения от продолжительного равновесия является меловое затопление. Соответствующий пик на фиг. 4 по модели Питмана и Хейса [35] интерпретируется как результат вытеснения воды в период исключительно высоких скоростей формирования срединно-океанического хребта, значительно превышающих регулирующую способность более инертных механизмов обратной связи.

Предложенная модель циклов продолжительного равновесия относительной высоты стояния, несомненно, упрощена, но может способствовать созданию будущих полезных геологических моделей. Одной из таких моделей является концепция уровней равновесия палеозойской высоты стояния, позволяющая рассматривать континенты в качестве основного места накопления карбонатных отложений, выносимых в океаническую систему. Послепермский сдвиг равновесия в сторону нового крупного цикла привел к эрозии карбонатных осадков, отложившихся на предшествующих уровнях равновесия, что вызвало поступление дополнительных карбонатных осадков в океаническую систему и одновременное исчезновение прежних кратонных областей накопления продуктов эрозии. В результате в системе могли возникнуть глубокие геохимические изменения, которые, возможно, обусловили относительно резкий геохимический сдвиг в содержании $CaCO_3$ в сланцах или заметное различие в отношении Mg/Ca в известняках к отношению Na/Al у сланцев в палеозое и в мезо-кайнозое [17].

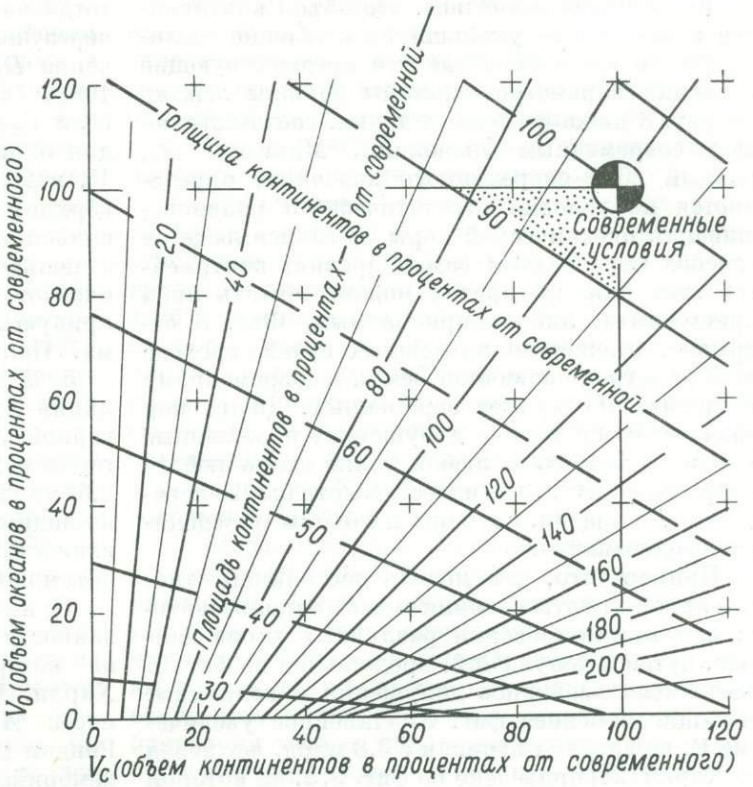
Модель медленно смещающегося равновесия вынуждает нас задаться вопросом: какого рода изменения могли бы вызвать такие глубокие продолжительные сдвиги в глобальном распределении уровня моря? Согласно модели, изображенной на фиг. 7, правдоподобная причина повышения эффективности процессов восстановления континентов после пермского раскола континентов могла бы заключаться в более активном дрейфе и появлении плитотектонических процессов. Чисто спекулятивным остается решение вопроса о том, было ли это повышение обусловлено действительными различиями в скоростях или структуре мантийного движения или отражало крупную перестройку, связанную с исчезновением суперконтинентов, обладавших меньшей протяженностью границ, вдоль которых могло происходить активное поддвигание. Если в послепермское время эффективность процессов восстановления действительно возросла, то это должно было привести к увеличению осушенной площади и более высоким градиентам речных потоков. Соответственно в новом цикле должно было бы установиться новое равновесие относительной высоты стояния, характеризующееся более высокими континентами.

Чтобы поставить модель многостадийного равновесия на более твердую основу, необходимо собрать гораздо более надежные данные для построения кривой относительной высоты стояния и провести детальный анализ Фурье этих данных. Видимое распределение очень продолжительных отрезков одной группы уровней равновесия относительной высоты стояния, прерываемое началом нового продолжительного цикла равновесия, обладает любопытным сходством в хронологическом отношении с тектоническим выравниванием возрастов в глобальном масштабе, обладающим периодичностью в первые сотни миллионов лет.

Эволюционные выводы из модели постоянной относительной высоты стояния

Модель постоянной относительной высоты стояния служит удобной основой для выявления взаимозависимости некоторых интересных с тектонической точки зрения переменных, обсуждавшихся во введении: площади поверхности Земли A_e, площади континентов A_c, площади океанических бассейнов A_o, глубины континентов D_c, глубины океанов D_o, объема континентов V_c, объема океанов V_o и изостатической связи I_l, соотносящей D_o и D_c. Эти восемь переменных подчиняются четырем основным уравнениям:

$$A_e = A_c + A_o; \qquad V_o = A_o \cdot D_o;$$
$$V_c = A_c \cdot D_c; \qquad D_c = I_l \cdot D_o.$$



ФИГ. 8. Графики решения уравнений постоянства относительной высоты стояния континентов.

Приняты следующие допущения: постоянная площадь Земли, постоянная мощность океанической коры и простая изостатическая связь, описанная в тексте. Все значения даны в процентах от современных значений: $A_c = 2{,}07 \cdot 10^9$ км², $D_o = 5$ км, $D_c = 34$ км, $V_c = 7{,}04 \cdot 10^{10}$ км³, $V_o = 1{,}52 \cdot 10^{10}$ км³. Использование величины 5 км в качестве значения нормальной глубины океана (по изостатическим соображениям) приводит к увеличению V_o на 10 % по сравнению с ныне принятыми значениями.

Обычно допускается, что одна из переменных, а именно A_e, постоянна, а из оставшихся семи переменных три — V_o, V_c, I_l — являются независимыми.

Последняя переменная — изостатическая связь, или I_l,— вероятно, создает наибольшие трудности, требуя некоторых геологических допущений о поведении коры и о слоистости и плотности мантии. Простая модель I_l включает однослойные континенты с постоянной плотностью, находящиеся в течение всей геологической истории в изостатическом равновесии с океанической корой постоянной мощности и плотности в их современных значениях. Если принять использованные Хессом [21] значения мощности коры и средних плотностей и постоянное превышение континента над уровнем моря 0,3 км, то для уравновешивания океанической коры и осадков в отсутствие воды понадобится 9,1 км континентальной коры. За пределами указанной мощности увеличение глубины поверхности Мохо на континенте должно уравновешиваться увеличением глубины дна, подчиняющимся соотношению «избыточных» плотностей воды и континента относительно мантии. Соответственно при использовании модели Хесса должна наблюдаться простая изостатическая связь $D_c = 9{,}1$ км $+ 4{,}98\, D_o$.

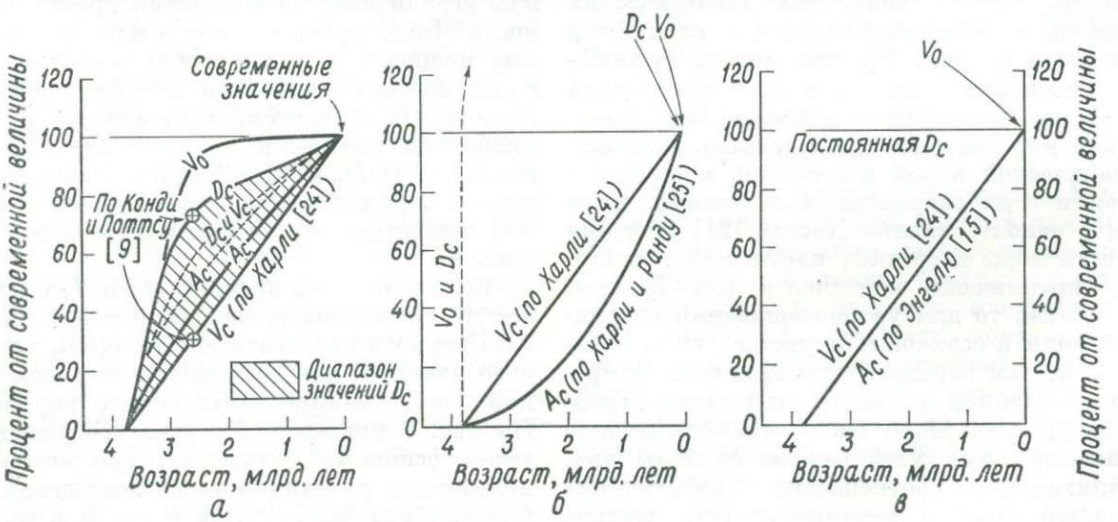
Более сложная связь могла бы учитывать двухслойный континент, для которого потребовались бы дополнительные допущения о мощности и плотности слоев и о характере изменения этих параметров. Можно было бы учесть изменения фазового состояния, накладывающие ограничение на изменения уровня поверхности Мохо, иную плотность мантии и различные мощности или плотности многочисленных слоев континентальной и океанической коры. При любых обстоятельствах следует руководствоваться какой-либо формой изостатической связи между D_o и D_c до тех пор, пока значения других переменных не будут установлены с такой точностью, что по ним можно будет вычислить I_l.

Если допустить простую связь I_l и постоянное A_e, то система уравнений решается для любого периода геологической истории, для которого известны две дополнительные переменные или определенные соотношения переменных. На фиг. 8 приведено графическое решение четырех основных уравнений, при котором использованы указанные выше допущения, средняя глубина континентов и океанов по Хессу и разделение площади Земли на континенты и океаны по изобате 2 км. Все величины даны в процентах современных значений.

Если читатель считает, что объем континентов и океанов не уменьшился в течение геологического времени, тогда все предшествующие значения параметров системы должны лежать на фиг. 8 ниже и слева от точки, соответствующей современным значениям. Минимум D_c, равный 26% современного значения, определяется из условия изостатического уравновешивания океанической коры. В зависимости от способа образования самых древних континентов этот нижний предел можно считать либо приемлемым, либо неприемлемым. Фиг. 8 открывает множество возможных путей перехода от параметров первичной Земли к современному значению (100%) всех переменных. До тех пор пока остаются в силе допущения, положенные в основу фиг. 8, в любой точке вдоль любого выбранного пути, где известны хотя бы две переменные, площади, глубины и объемы определяются однозначно.

Пример того, как модель постоянной относительной высоты стояния может использоваться для взаимопроверки различных типов данных, путей и допущений, представлен на фиг. 9. Здесь использовались допущения и величины, лежащие в основе фиг. 8. Линейное увеличение V_c во времени начиная с 3,8 млрд. лет назад по Харли [24] приведено на фиг. 9, *а*, на которой показан также диапазон толщины коры 10—25 км (или 30—70% современного) 2,6 млрд. лет назад (вычисленный Конди и Поттсом [9] на основе химизма пород Канадского щита). Полученный ими нижний предел $D_c = 30\%$ соответствует линейной зависимости (фиг. 9), тогда как самая верхняя кривая, проведенная через полученное ими верхнее предельное значение D_c, ограничена максимальным уровнем 100% (как показано). Точки на этих кривых D_c и V_c можно использовать совместно с фиг. 8 для определения соответствующих кривых для V_o и A_c. Кривая A_c, соответствующая этим верхним предельным значениям, показана сплошной линией. Чтобы опустить кривую V_o с целью обеспечения продолжения эволюции океанов, следует опустить кривую D_c и поднять кривую A_e, как показано пунктирными линиями. Получающаяся при этом величина $A_c = 50\%$ для 2,6 млрд. лет назад (пунктирная линия A_c) грубо соответствует данным для Северной Америки, которые найдены Мюльбергером и др. [34] по минимальной площади для 2,6 млрд. лет назад. Эта система допущений, по-видимому, обладает внутренней согласованностью, включая приемлемую эволюцию объемов океанов во времени.

Примеры отсутствия внутренней согласованности приведены на фиг. 9, *б* и *в*, на каждой из которых показана линейная кривая V_c Харли. На фиг. 9, *б* показана кривая зависимости A_c от времени, построенная Харли и Рандом [25] на основе площади провинций докембрийского возраста, тогда как на фиг. 9, *в* изображена глобальная экстраполяция линейного роста площади Северной Америки по Энгелю [15]. Каждый из этих графиков представляется сам по себе обоснованным до тех пор, пока используются V_o и D_c, вычисленные при тех допущениях, о которых говорилось выше,



ФИГ. 9. Примеры внутренне совместимых (*а*) и несовместимых гипотез (*б* и *в*).

Показаны эволюционные кривые, предложенные различными авторами, а также кривые, построенные по графикам фиг. 8. Обратите внимание, что модели *б* и *в* требуют резкого уменьшения объема океанов к настоящему времени.

и взятые с графика на фиг. 8. Однако эта система нуждается в дополнительном допущении о значительном уменьшении объема океанов на поздних этапах геологической истории. Согласно фиг. 9, *б*, поверхность Мохо должна была бы подниматься с течением времени. Модель 9, *в* была построена с использованием привлекательной детали — постоянства D_c или представления о возникновении щитов, сохранявших существенно постоянную толщину, однако требует быстрого уменьшения объема океанов к настоящему времени. Пути преодоления этих трудностей могут включать выбор более тонких изостатических связей, устранение систематической ошибки в первоначальных данных о площадях, возникшей в результате маскировки древней коры более молодыми образованиями, учет расширения Земли (увеличение A_c), с тем чтобы избежать расхождений в V_o, или допущение значительного общего поглощения океанов или континентов мантией с течением времени.

Отталкиваясь от фиг. 8, можно построить аналогичные графики для широкого диапазона допущений или измерений роста континентов и океанов во времени и проверить их на внутреннюю согласованность. Однако было бы ошибкой считать факт согласованности нескольких теорий доказательством истины. Это всего лишь шаг на пути нахождения взаимосовместимых теорий и выявления их значения для остальной части глобальной системы.

Правила и следствия постоянной относительной высоты стояния

Либо используя фиг. 8, либо интуитивно с помощью физической модели, изображенной на фиг. 7, можно прийти к нескольким, как представляется, обоснованным главным тектоническим правилам, не зависящим ни от какой модели скорости эволюции:

1. Соотношение площадей континентов и океанов является функцией соотношения их объемов. Соответственно наращивание континентов нельзя рассматривать независимо от эволюции объема океанов.

2. Континенты и океаны со временем утолщаются, если происходит суммарное увеличение нового поверхностного материала, будь то вода, континентальная кора или что-то другое (при условии, что A_e остается постоянным). И наоборот, если континенты не утолщаются со временем, то, значит, не происходит общего увеличения ни континентов, ни океанических вод.

3. Если суммарное увеличение континентального материала не сопровождается каким-либо дополнительным поступлением ювенильных вод, то объем континентов будет сохраняться благодаря уменьшению их площади со временем. Иначе говоря, возможна отрицательная площадь наращивания континентов.

4. Дальнейшее наращивание площади континентов возможно только в том случае, если отношение нового V_c к новому V_o превышает некоторое отношение, определяемое изостазией и соотношениями объемов этих материалов на поверхности. Если новый материал добавляется со строгим соблюдением этого соотношения, то площадь континентов остается постоянной. В соответствии с простой моделью, показанной на фиг. 8, это отношение составляет 1 часть нового V_c на 2,87 части нового V_o для современной Земли.

5. Модель не исключает изменений A_e со временем. Она лишь утверждает, что на расширяющейся Земле площади как континентов, так и океанов будут возрастать таким образом, чтобы относительная высота стояния не изменилась, в то же время по закону изостазии отношения их глубин будут сохраняться. Эти изменения нельзя обнаружить путем обычных палеогеографических измерений площади затопления. Для их определения больший интерес представит поведение среднего уровня поверхности предкембрийского несогласия: если континенты постепенно утонялись, эта поверхность несогласия должна была систематически подниматься и эродироваться. Тот факт, что предкембрийское несогласие и некоторые фанерозойские осадки сохраняются в большинстве кратонных районов мира, противоречит постепенному утонению континентов и значительному расширению Земли в фанерозое.

В дополнение к этим выводам о характере эволюции, вытекающим из модели постоянной высоты стояния, можно установить другую серию взаимозависимостей, основываясь на данных о скоростях:

1. Средние скорости региональной эрозии [27, 31] за периоды продолжительностью несколько десятков миллионов лет должны равняться суммарной скорости восстановления континентов при допущении пренебрежимо малых изменений объема коры и океанов в этом временно́м масштабе.

2. Средняя за большие интервалы времени высота континентов будет определяться градиентами, необходимыми для удаления материала с континента с такой же скоростью, с какой он восстанавливается. Из двух континентов, ха-

рактеризующихся одинаковой скоростью восстановления, более аридный континент с его менее эффективными речными потоками будет иметь бо́льшую высоту, которая обеспечит более высокие градиенты для потоков.

3. Периоды орогенеза, разделяющие крупные циклы геологической истории Европы, по-видимому, совпадают с периодами максимального понижения уровня моря на фиг. 3; эта связь признавалась многими учеными. Гиллули [18] привел ряд конкретных возражений против предложенных Штилле [44] многочисленных глобальных циклов орогенеза, оказавших влияние на всю континентальную геологию. Он выступил в пользу периодичности орогенеза, если рассматривать любой отдельный участок, и в пользу постоянной скорости орогенеза, если рассматривать весь земной шар. Тем не менее взаимная корреляция различных графиков относительной высоты стояния свидетельствует о том, что многие аспекты тектоники океанических бассейнов нашли на них отражение в виде несогласий или трансгрессий в локальных геологических записях. В литературе последних лет было сделано много попыток коррелировать изменяющиеся скорости разрастания океанического дна с самыми различными геологическими явлениями — от мощности осадков на континентальных шельфах [36] до скорости эволюции животного мира [50]. Связующим звеном в таких многообразных явлениях могут служить изменения относительной высоты стояния, вызванные изменением скорости разрастания, а не сами скорости разрастания.

4. Изменение относительной высоты стояния, связанное с экстремальным импульсом развития срединно-океанического хребта, аналогичное предложенному Питманом и Хейсом [35] для экстремального мелового затопления, не обязательно должно сопровождаться изменением объема, равным объему нового хребта. Даже когда хребет поднимается, процессы отрицательной обратной связи стремятся вернуть систему к норме. Конечный уровень моря становится функцией постоянных времени этих механизмов обратной связи, а также продолжительности периодов развития и разрушения хребта. Подъем в мелу уровня моря на 10% по данным Питмана и Хейса вытекает из предположения об активных хребтах, эволюционировавших в океанических бассейнах постоянного объема. Если бы бассейны одновременно регулировали свой объем, то действительный подъем уровня моря был бы менее 10%; возможно, он ближе к величине 4%, предполагаемой кривыми относительной высоты стояния на фиг. 3 и 4.

5. Продолжительное существование континентов, возвышающихся над уровнем моря, зависит от функционирования некоторой системы рассматриваемого типа. Присутствие большого количества осадков континентального происхождения в докембрийском геологическом разрезе является доказательством того, что в прошлом действовал такой же или подобный механизм. Любые предположения об отсутствии плитотектонических процессов ранее 200 или 2000 млн. лет назад должны тем или иным способом объяснять факт существования древних континентов и сохранение относительной высоты их стояния.

Предпочтительная эволюционная модель относительной высоты стояния

По мнению автора, совокупность «фактов», накладывающих наиболее серьезные ограничения на рассматриваемую систему, представляют сейсмические данные Конди [8], которые с наибольшей вероятностью можно считать по существу правильными. В его сводке приведено 129 определений мощности коры в разных районах в сопоставлении с возрастом их последней тектонической переработки. Данные Конди, приведенные в сокращенном виде в табл. 2, показывают, что нынешняя мощность коры в районах кратонов не зависит от возраста. Бо-

Таблица 2

Толщина континентов в зависимости от возраста кратонов
(данные заимствованы у Конди [8])

	0—225 млн. лет	225—600 млн. лет	600—1200 млн. лет	1200—2500 млн. лет	> 2500 млн. лет
Число сейсмических измерений	37	21	12	46	13
Средняя глубина подошвы коры, км	38	40	39	39	38

лее дискуссионным у Конди является использование разнообразных геохимических индексов, относящихся к большому количеству формаций изверженных пород различного возраста, для доказательства того, что современные мощности коры в районах кратонов близки к ее первоначальным мощностям. Его тонкая аргументация по крайней мере не умаляет значения вывода о постоянной мощности коры, полученного по сейсмическим данным и определениям возраста.

Количественные исследования площадного распространения метаосадочных пород на большом участке провинции Гренвилл, выполненные Уинни-Эдвардсом [55], также свидетельствуют о постоянной мощности. Этот автор показал, что осадки, находившиеся в основном на уровне моря на догренвиллском кратоне, прошли через гренвиллский тектонический цикл и в среднем вернулись к своему первоначальному положению близ уровня моря. Изостазия могла бы свидетельствовать о том, что гренвиллская тектоническая мельница переработала кратоны такой же мощности, как и предшествующие гудзонова и кеноранская кратонные мельницы.

Данные свидетельствуют о том, что толщина коры в районах кратонов за последние 2500 млн. лет составляла по крайней мере 90% современной величины. Постоянная мощность континентов могла бы быть обеспечена при скоростях эволюции, показанных на фиг. 9, *в* и вычисленных для этой зависимости. К сожалению, эта модель требует не только уменьшения объема океанов со временем, но и точного соответствия этого уменьшения скорости формирования нового континентального материала из мантии.

Наиболее вероятная система, по-видимому, должна использовать:

1) приведенные выше аргументы о том, что мощность континентов составляла по меньшей мере 90% современной в течение не менее 2500 млн. лет;

2) допущения о постоянной относительной высоте стояния, постоянной площади поверхности Земли и другие допущения, использованные на фиг. 8;

3) допущения об отсутствии существенного суммарного поглощения континентов или океанических вод в недрах Земли в этот отрезок времени. (Другими словами, объем океанов и объем континентов на фиг. 8 не превышает 100% современных значений.) При таких ограничениях глобальная система должна была оставаться в пределах заштрихованной площади на фиг. 8 по крайней мере в течение последних 2500 млн. лет. Ограничение на фиг. 8 исключает изменения как площади, так и объема континентов и океанов более чем на 20% современных значений в течение этого отрезка времени. При этом не исключается повторная переработка океанического или континентального материала в мантии, предполагавшаяся Армстронгом [1].

Приведенная выше аргументация означает, что поверхность Земли достигла, по существу, таких, как ныне, размеров и объемов на относительно раннем этапе своей истории. С тех пор она сохраняет площади и объемы областей коры различного типа в более или менее стационарной системе. С этой точки зрения подводные континентальные окраины могут местами наращиваться или отступать, но суммарный эффект этого процесса может быть уподоблен работе фабрик, перерабатывающих рассеянный материал в континентальные блоки постоянной мощности и суммарной площади.

Выводы

Постоянство относительной высоты стояния для продолжительных периодов является наилучшим свидетельством того, что наблюдаемая и ныне борьба между океаническими водами и континентальной корой за площадь поверхности земного шара не принесла успеха ни одному из конкурентов в течение большей части геологической истории. Это является результатом изостатического равновесия между типично океанической и типично континентальной корой, которые занимают относительные суммарные площади, зависящие от соответствующих объемов и отношения между ними. Такое динамическое равновесие не зависит от формы и числа континентов или океанических бассейнов. Темпы его реализации регулируются скоростью, с которой тектонические процессы в мантии сдвигают более глубокую часть равновесной системы в направлении формирования обширных океанических бассейнов и более мощных, но меньших по площади континентов. Верхняя половина системы стремится к формированию тонких и рассеянных континентов, разделенных неглубокими океаническими бассейнами. Скорости функционирования этой части системы регулируются путем изменения средней высоты континентов или изменения эродируемых площадей, расположенных над уровнем моря, в направлении компенсации любого эффекта в более глубокой половине системы. Предполагается видимое длинно-

периодное изменение в равновесии относительной высоты стояния во время пермского раскола Гондваны, которое явилось реакцией системы на изменения эффективности восстановления континентов.

Модель постоянной относительной высоты стояния в сочетании с постоянством мощности континентов в последней половине истории Земли можно использовать для доказательства того, что объемы и площади континентов и океанов существенно не изменились за этот промежуток времени, в течение которого подводные окраины континентов в среднем для всей земной поверхности не наращивались и не сокращались.

Сохранение объемно-площадного изостатического равновесия в пределах нескольких процентов по объему является объединяющим фактором на фоне бесконечного числа кажущихся бесцельными геологических изменений. Сложнейшая геология континентов представляет собой частичную летопись приспособления к этому равновесию во времени. Если бы океанические воды сохраняли в себе подобную память о прошлых конфигурациях океанов, то появилась бы не менее сложная история приспособления океанических бассейнов. Лишь немногие из генеральных особенностей глубинного и поверхностного геологического строения нашей планеты не связаны тем или иным образом с этим ведущим фактором продолжительного постоянства высоты стояния. Этот процесс вполне можно было бы назвать главным тектоническим равновесием; в нем континентальные окраины действуют как наковальни, на которых выковывается большая часть этого равновесия.

Автор еще студентом был ознакомлен с этой проблемой благодаря Г. Х. Хессу и Дж. К. Максвеллу. Большая часть идей, изложенных в статье, сформировалась в процессе научного сотрудничества с Г. У. Менардом в 1961 г. Усовершенствованию статьи способствовали многочисленные обсуждения с указанными лицами и другими друзьями и коллегами в течение многих лет. Она включила также представления большого числа предшествующих и современных авторов, лишь часть которых могла быть непосредственно упомянута в этой короткой сводке.

Список литературы

1. *Armstrong R. L.*, 1968, A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynmaic earth, Rev. Geophys., 6, p. 175—200.
2. *Becher R. H.*, 1973, Oceanic growth models, Science, 182, p. 601—602.
3. *Birch F.*, 1968, On the possibility of large changes in the earth's volume, Phys. Earth and Planetary Interiors, 1, no. 3, p. 141—147.
4. *Brown H.*, 1952, Rare gasses and the formulation of the earth's atmosphere, in *Kuiper G. P.*, ed. The atmospheres of the easrth and planets, 2nd. ed., Chicago, Univ. Chicago Press, p. 258—266.
5. *Bucher W. H.*, 1933. The deformation of the earth's crust, Princeton, N.J., Princeton Univ. Press, 518 p.
6. *Carey S. W.*, 1958, The tectonic approach to continental drift, in *Carey S. W.*, ed., Continental drift, a symposium, Univ. Tasmania, p. 177—354.
7. *Chase C. G., Perry E. C.*, 1972, The oceans, growth and oxygen isotope evolution, Science, 177, p. 992.
8. *Condie K. C.*, 1973, Archean magmatism and crustal thickening, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 2981—2992.
9. *Condie K. C., Potts M. J.*, 1969, Calc-alkaline volcanism and the thickness of the early Precambrian crust in North America, Can. Jour. Earth Sci., 6, 1179—1184.
10. *Dearnley R.*, 1969, Crustal tectonic evidences for earth expansion, in *Runcorn K.*, ed., Application of modern physics to earth and planetary interiors, New York, Wiley-Interscience, p. 103—110.
11. *Dietz R. S., Holden J. C.*, 1966, Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time, Jour. Geology, 74, p. 566—583.
12. *Egyed L.*, 1956, Change of earth dimensions as determined from paleogeographical data, Geofisica Pura e Applicata, 33, p. 42—48.
13. *Egyed L.*, 1956, Determination of changes in the dimensions of the earth from paleogeographical data, Nature, 178, p. 534.
14. *Egyed L.*, 1969, The slow expansion hypothesis, in *Runcorn K.*, ed., Application of modern physics to earth and planetary interiors, New York, Wiley-Interscience, p. 65—75.
15. *Engel A. E. J.*, 1963, Geologie evolution of North America, Science, 140, no. 3563, p. 143—152.
16. *Fanale F. P.*, 1971, A case for catastrophic early degassing of the earth, Chem. Geology, 8, p. 79—105.
17. *Garrels R. M., Mackenzie F. T., Siever R.*, 1972, Sedimentary cycling in relation to the history of continents and oceans, in *Robertson E. C.*, ed., The nature of the solid earth, New York, McGraw-Hill, p. 93—121.
18. *Gilluly J.*, 1949, Distribution of mountain building in geologic time, Geol. Soc. America Bull., 60, no. 4, p. 561—590.
19. *Grabau A.*, 1933, Oscillation or pulsation, with dis., 16th Internatl. Geol. Congr. Rept., 1, p. 533—539 (1936).
20. *Harland W. B., Smith A. G., Wilcock I. B.*, eds., 1964, The Phanerozoic time scale, a symposium in honor of Arthur Holmes, Geol. Soc. London Quart. Jour., 1205, p. 260—262.
21. *Hess H. H.*, 1962, History of ocean basins, in *Engel A. E. J., James H. L., Leonard B. F.*, eds., Petrologic studies, a volume in honor of Buddington A. F., Geol. Soc. America, p. 599—620.
22. *Holmes A.*, 1965, Principles of physical geoolgy, 2nd. ed., New York, Ronald Press, 1288 p.
23. *Hubbert M. K.*, 1937, Theory of scale models as applied to study of geologic structures, Geol. Soc. America Bull. 48, no. 10, p. 1459—1519.
24. *Hurley P. M.*, 1968, Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth, Geochim., Cosmochim. Acta, 32, p. 273—283.
25. *Hurley P. M., Rand J. R.*, 1969, Pre-drift continental nuclei, Science, 164, no. 3885, p. 1229—1242.
26. *Jordan P.*, 1969, On the possibility of avoiding Ramsey's hypothesis in formulating a theory of earth expansion, in *Runcorn K.*, ed., Application of modern physics to earth and planetary interiors, New York, Wiley-Interscience, p. 55—63.
27. *Judson S., Ritter D.*, 1964, Rates of regional denudation in the United States, Jour. Geophys. Res., 69, p. 3395—3401.
28. *Khain V. E., Muratov M. V.*, 1969, Crustal movements and tectonics structure of continents, in *Hart P. J.*, ed., Earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr., 13, p. 523—538.
29. *Kuenen P. H.*, 1939, Quantitative estimations relating to eustatic movements, Geol. Mijnbouw., 18, no. 8, p. 194—201, 1939.
30. *Maxwell J. C.*, 1968, Continental drift and a dynamic earth, Am. Scientist, 56, no. 1, p. 35—51.
31. *Menard H. W.*, 1961, Some rates of regional erosion, Jour. Geology, 69.

32. *Menard H. W.*, 1964, Marine geology of the Pacific, New York, McGray-Hill, 271 p.
33. *Menard H. W., Smith S.*, 1966, Hypsometry of ocean basin provinces Jour. Geophys. Res., 71, no. 18, p. 4305—4325.
34. *Muehlberger W. R., Denison R. E., Lidiak E. G.*, 1967, Basement rocks in continental interior of United States, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 51, no. 12, p. 2351—2380.
35. *Pitman W. C., Hayes J. D.*, 1973, Upper Cretaceous spreading rates and the great transgression, Geol. Soc. America Abstr., 5, no 7, r. 728.
36. *Rona P. A.*, Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea floor spreading, and eustacy inferred from the central North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 2851—2872.
37. *Rubey W. W.*, 1951, Geologic history of sea water, Geol. Soc. America Bull., 62, no. 9, p. 1111—1147.
38. *Schuchert C.*, 1916, Correlation and chronology on the basis of paleogeography, Geol. Soc. America Bull., 27, p. 491—513.
39. *Schuchert C.*, 1955, Atlas of paleogeographic maps of North America, New York, Wiley, 177 p.
40. *Sloss L. L.*, 1963, Sequences in the cratonic interior of North America, Geol. Soc. America Bul., 74, p. 93—114.
41. *Sloss L. L.*, 1972, Concurrent subsidence of widely separated cratonic basins, Geol. Soc. America Abstr., 4, no. 7, p. 668.
43. *Sloss L. L.*, 1973, Tectonic and eustatic factors in late Precambrian-Phanerozoic global sea level changes, Geol. Soc. America Abstr., 5, no. 7, p. 813.
43. *Stille H.*, 1924, Grundfragen der vergleichenden tektonik, Berlin.
44. *Stille H.*, 1944, Geotektonische gliederung der erdgeschichte, Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math. Nat. Klasse, 3, 80 p.
45. *Страхов Н. М.*, 1948, Основы исторической геологии, Госгеолиздат, М.— Л.
46. *Termier H., Termier G.*, 1952, Histoire geologique de la biosphere, Paris, Masson.
47. *Termier H., Termier G.*, 1969, Global paleogeography and earth expansions in *Runcorn K.*, ed., Application of modern physics to earth and planetary interiors, New York, Wiley-Interscience, p. 87—101.
48. *Umbgrove J. H. F.*, 1939, On rhythms in the history of the earth, Geol. Mag., 76, p. 116—129.
49. *Umbgrove J. H. F.*, 1947, The pulse of the earth, The Hague, M. Hijhoff, 357. p.
50. *Valentine J. W., Moores E. M.*, 1972, Global tectonics and fossil record, Jour. Geology, 80, p. 167—184.
51. *Van Houten F. B.*, 1969, Molasse facies, records of worldwide crustal stresses, Science, 166, p. 1506—1508.
52. *Weertman J.*, 1963, The thickness of continents, Jour. Geophys. Res., 68, no. 3, p. 629—632.
53. *Wise D. U.*, 1972, Freeboard of continents through time, Geol. Soc. America Mem, 132, Hess vol., p. 87—100.
54. *Wise D. U.*, 1973, Constant freeboard deviations and the master equilibrium of tectonics, Geol. Soc. America Abstr., 5, no. 7, p. 867.
55. *Wynne-Edwards H. R.*, 1969, Tectonic overprinting in the Grenville Province, S. W., Quebec, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper 5, p. 163—182.

Стандартная океаническая и континентальная структуры

Дж. Л. Уорвел

Введение

На дне океанических областей Земли имеются различные формы рельефа — континентальные подножия; океанические котловины; срединно-океанические и другие подводные хребты; поднятия, которые увенчаны цепями островов; глубоководные желоба; вулканические пики и подводные горы. Все они подстилаются корой и мантией различного строения. Что же при этом следует считать стандартной океанической структурой?

Гипсографические кривые, которые можно найти, например, у Дефанта [3] или Свердрупа и др. [26], свидетельствуют о существовании единого уровня, охватывающего глубины от 4,0 до 5,6 км. На эту практически линейную часть гипсографической кривой, имеющую среднюю глубину 4,8 км, приходится 65% площади Мирового океана. Основные океанические котловины естественно соответствуют указанной части кривых. Большинство других упомянутых выше форм рельефа приходится на остальные 35% площади, покрытой океаном.

Гравиметрические и сейсмические исследования показывают, что морфологически хорошо выраженные структуры обычно протягиваются на несколько сот километров в горизонтальном направлении за пределы соответствующих им форм рельефа. Поэтому мы будем рассматривать здесь нормальную, или стандартную, океаническую структуру как структуру океанических котловин, имеющих глубины в пределах 4,0—5,6 км и находящихся на расстоянии более 200 км от континентальных морфоструктур.

В континентальных областях Земли имеются различные крупные формы рельефа: горные вершины и цепи, высокогорные плато, рифтовые долины, бассейны, вулканические пики, хребты и нагорья и прибрежные равнины. Что же в этом случае следует считать стандартной континентальной структурой?

Повторное обращение к гипсографической кривой (см. статью Уайза в этой книге) показывает, что вблизи уровня моря на ней отмечается уровень с диапазоном отметок от +0,3 км до —0,2 км, в пределах которого высота практически линейно зависит от площади. 41% площади суши (к которой относится также акватория с глубиной до 200 м) соответствует этому уровню. Большинство вышеупомянутых форм рельефа приходится на остальные 59% площади суши. Поэтому в качестве нормальной, или стандартной, континентальной структуры мы будем рассматривать ту часть континентов, которая лежит в диапазоне отметок от +0,3 км (суша) до —0,2 км (море) и удалена более чем на 200 км от других морфоструктур.

Предшествующие работы

До 1924 г. проводились наземные геологические исследования континентальных районов, дополнявшиеся немногочисленными данными, полученными в шахтах и при бурении. Большая часть сведений о глубинном строении была получена на основе изучения геологического строения районов, где проводилось бурение. Геофизика давала весьма обобщенные представления о континентальной структуре, опиравшиеся на изучение землетрясений, и создала концепцию изостазии, основанную на геодезических исследованиях силы тяжести, проведенных главным образом при изучении горных хребтов.

В 1924 г. Венинг-Мейнес [29] сделал эпохальное изобретение, создав маятниковый прибор для измерения силы тяжести с борта подводных лодок. С его помощью вскоре было показано, что океанические районы находятся в изостатическом равновесии и что крупные отрицательные аномалии силы тяжести приурочены к глубоководным желобам, расположенным вблизи островных дуг и континентальных окраин. Несмотря на то, что к этому времени изостатическая модель Эри считалась наиболее точно описывающей структуры, выделенные по данным сейсмологических исследований, никто не сделал напрашивавшегося вывода: чтобы океаны находились в изостатическом равновесии с континентом, имеющим мощность 30—35 км (для нормального уровня моря), мантия под океанами должна располагаться на глубине лишь 15 км ниже уровня моря.

В 1937 г. Юинг и др. [9] впервые применили сейсмический метод преломленных волн для исследования континентальных шельфов. Можно сказать, что они положили начало исследованиям континентальных окраин. На суше изучение землетрясений дополнялось взрывной сейсмологией, использовавшей сначала промышленные, а затем специальные взрывы.

Классическое исследование рельефа континентального шельфа и склона вдоль восточного побережья [1] [28] показало, что континентальный склон сильно изрезан долинами, которые очень напоминали речные долины и в ряде случаев брали начало на континентальном шельфе.

Вторая мировая война прервала научные исследования на континентальных окраинах. Однако после войны увеличилось число ученых, испытывающих интерес к изучению Мирового океана, к разработке новых эффективных методов исследований и к финансированию научных исследований. Приток людей, идей и средств привел к быстрому расширению исследований на океанах.

На континентальных шельфах было выполнено огромное количество сейсмических профилей МПВ, что позволило построить структурные разрезы до фундамента. Многие из них обобщены Дрейком и др. [6].

Одним из наиболее значительных достижений было перенесение в 1949 г. сейсмических исследований МПВ в глубоководное ложе океана [10]. Эти сейсмические наблюдения впервые продемонстрировали, что осадки на дне океанических котловин имеют очень малую мощность и что на небольшой глубине они подстилаются фундаментом, в котором скорости сейсмических волн равны скоростям, свойственным самым глубоким частям континентальной коры. Вскоре метод был усовершенствован, было показано, что мантия под океанами залегает неглубоко.

Уорзел и Шарбет [34] обобщили новые данные по океанам и континентам и построили стандартные разрезы океанической и континентальной коры для региональной интерпретации гравитационных аномалий. Они были использованы для доказательства очень малой толщины коры под океаническими впадинами, для определения мощности осадочного прогиба геосинклинали бассейна Мексиканского залива и для объяснения мелководной природы ископаемых остатков в скважине, которая к тому времени была пробурена на острове Андрос из архипелага Багамских островов.

Эти стандартные колонки Уорзел и Шарбет [33] использовали также для оконтуривания переходной зоны от океана к континенту вдоль северо-восточного побережья США. События развивались быстро, и в последующие 18 лет при изучении всех зон перехода от океанов к континентам широко применялись геофизические приборы. Полученные данные были обобщены Уорзелом [32] и Учупи [27], у которых можно найти ссылки на большинство оригинальных работ.

В 1973 г. Уорзел и Уоткинс [35] использовали результаты изучения структуры на границе перехода от океана к континенту в районе Мексиканского залива, чтобы проследить эволюцию и развитие этой границы с мелового периода.

[1] США. — *Прим. ред.*

Океаническая структура

Поверхностные волны землетрясений дают надежные осредненные разрезы для океанических траекторий, но обычно немалая часть последних относится к районам, не являющимся океаническими. Наилучшие результаты для детального изучения структуры коры дает сейсмический метод преломленных волн. Хорошие обзоры этих данных были опубликованы Юингом и Нейфом [8], Рейттом [20], Дрейком и Нейфом [5], Людвигом и др. [18], Вуллардом [30], Шором и др. [22], Лотоном и др. [17]. В этих обзорах можно найти ссылки на подробные оригинальные публикации.

Использовав сформулированный выше критерий для стандартного океанического разреза, мы собрали и обобщили данные по Атлантическому, Тихому и Индийскому океанам (табл. 1). В каждом случае мы допускали, что стандартная глубина океана составляет 4,8 км. Скорости в осадочной толще весьма различны, и в некоторых случаях она может быть расчленена на несколько слоев. Были использованы средние скорости по данным сейсмических исследований МПВ, выполненных с помощью радиобуев [14]. По разрезам сейсмопрофилографа была визуально определена средняя мощность осадочной толщи. Такая оценка представляется более рациональной, чем использование средних значений по данным МОВ, поскольку поверхность фундамента под осадками часто бывает довольно неровной.

Средние значения скоростей сейсмических волн в слое *2* в разных океанах удивительно близки и лежат в диапазоне 4,93—5,23 км/с. Среднее по всем наблюдениям в «стандартном океане» составляет 5,12 км/с, и это значение мы будем использовать здесь далее.

Средняя мощность слоя *2* по всем наблюдениям в «стандартном океане» составляет 1,68 км. В Атлантическом океане она на 36% больше и равна 2,28 км, в Индийском на 27% меньше и равна 1,26 км, и в Тихом океане на 16% меньше и равна 1,42 км. По-видимому, вариации

Таблица 1

Сводная структура океанической коры [1]

Слой	Атлантический океан				Индийский океан				Тихий океан			
	V	*n*	*D*	*n*	*V*	*n*	*D*	*n*	*V*	*n*	*D*	*n*
Вода	1,5		4,8		1,5		4,8		1,5		4,8	
Осадки	2,0		1,0		2,0		0,7		2,0		0,5	
Слой *2*	4,93	21	2,28	21	5,13	14	1,26	14	5,23	29	1,42	28
Слой *3*	6,66	65	4,74	35	6,80	18	4,44	16	7,79 [2]	35	5,07	22
Мантия	8,00	35			8,02	16			8,78	22		

[1] *V* — скорость сейсмических волн, км/с; *D* — толщина слоя, км; *n* — число наблюдений.
[2] Видимо, в оригинале опечатка; судя по рассуждениям в тексте, скорость в слое *3* в Тихом океане составляет 6,79 км/с.— *Прим. ред.*

мощности этого слоя не играют сколько-нибудь заметной роли.

Средняя скорость в слое *3* равна по наблюдениям в «стандартном океане» 6,70 км/с и характеризуется меньшей изменчивостью, чем в слое *2* ;в Атлантическом океане она отличается от указанной на —0,6%, в Индийском — на +1,5% и в Тихом — на +1,3%. Отклонения от средней мощности слоя 4,77 км также малы и составляют —0,6% в Атлантическом, +7,0%[1] в Индийском и +6,2% в Тихом океане.

В табл. 2 приводится новая «стандартная океаническая структура» и дается ее сравнение со структурой, в 1954 г. установленной и в

[1] Если в оригинале в табл. 1 приведены правильные цифры, то отклонение мощности слоя *3* в Индийском океане от средней мощности составит —7,0%. — *Прим. ред.*

Стандартная структура океанической коры Таблица 2

Глубина, км	Слой	Уорзел и Шарбет [34] Плотность, г/см³	Уорзел [31] Скорость, км/с	Уорзел [31] Плотность, г/см³	Данная статья Скорость, км/с	Данная статья Плотность, г/см³
0						
2	Вода	1,03	1,5	1,03	1,5	1,03
4						
		5,0	4,9		4,8	
6	Осадки	2,30	5,6 2,50	2,30	5,6 2,0	1,90
		6,0	5,07	2,55	5,12	2,55
8			7,3		7,28	
	Океанический фундамент	2,84	6,69	2,90	6,70	2,86
10		10,5				
			11,5		12,05	
12	Мантия	3,27	8,13	3,40	8,08	3,30

в 1955 г. опубликованной Уорзелом и Шарбетом [34], а также со структурой, уточненной Уорзелом в 1965 г. [31]. Ее основное отличие от предыдущих моделей заключается в подразделении на слои *2* и *3* и в большей глубине мантии. Последнее частично является результатом разделения океанического слоя на два, но в основном объясняется повышением точности данных.

Плотности слоев в исследованиях 1955 г. были выбраны на основе расчетов, выполненных в соответствии со Справочником физических констант [1]. В статье 1965 г. [31] и в данной статье использовались плотности, найденные по сейсмическим скоростям с помощью кривой Нейфа — Дрейка, связывающей скорость с плотностью [18]. Поскольку данные 1955 г. были немногочисленны, в последовавшем десятилетии, как и следовало ожидать, произошли большие изменения, однако в последнем десятилетии они были значительно меньшими.

Саттон и др. [25] сообщали о расчленении слоя *3* на два отдельных слоя на восьми станциях в Тихом океане. Они предположили, что это явление, возможно, было пропущено в предшествующих исследованиях, так как разделение слоев проявляется в большинстве случаев во вторых вступлениях; в первых вступлениях оно проявляется только на небольших расстояниях. При обычных морских наблюдениях МПВ это обстоятельство могло быть легко пропущено из-за неправильного выбора расстояния между пунктами взрыва. Саттон и его коллеги обнаружили его, потому что располагали практически непрерывным профилем, полученным с использованием мощных пневмоисточников и радиобуев. Лишь четыре из всех их станций расположены в пределах стандартных океанических структур в нашем понимании. Для этих четырех станций в табл. 3 приведены соответствующие средние параметры.

Таблица 3

Слой	Скорость, км/с	Толщина, км	Плотность, г/см³
3*A*	6,69	2,82	2,85
3*B*	7,37	3,18	3,06
4	8,28		3,47

Если бы указанные данные были репрезентативными для стандартной океанической структуры, то это заставило бы сделать выводы об увеличении глубины мантии приблизительно на 1,25 км, средней плотности коры (слоев *1*, *2* и *3*) на 0,05 г/см³ и плотности мантии на 0,17 г/см³. Однако до тех пор, пока не доказано, что эти данные характерны для нормальной океанической коры во всем мире, мы предпочитаем использовать вышеописанный, полученный нами разрез, поскольку он базируется на более значительном объеме данных.

Рейттом и др. [21] было установлено существование вблизи Калифорнийского побережья анизотропии скоростей в мантии, достигающей приблизительно 3,5%. Можно предположить, что эта анизотропия связана с континентальной окраиной или с «осью разрастания» и не характерна для нормального океанического разреза. Если же она действительно существует в нормальной океанической коре, то это могло бы объяснить различия средних скоростей, наблюдаемые в трех океанах. Если анизотропия в нормальном океаническом разрезе не превосходит обнаруженной Рейттом и его коллегами, то это слабо повлияет на результаты настоящего исследования, хотя и может в некоторой степени объяснить изменчивость результатов наблюдений и разброс зависимости скорости от плотности.

Континентальная структура

Как хорошо известно из данных геологических съемок, поверхность континентов представляет собой меланж осадочных, изверженных и метаморфических пород. Глубина распространения этого меланжа значительно изменяется от места к месту. На глубинах всего лишь в несколько километров обычно наблюдаются сейсмические скорости 5,0—5,5 км/с.

Результаты изучения землетрясений и взрывной сейсмологии МПВ ранее интерпретировались как свидетельствующие о том, что континентальная кора имеет слоистое строение и состоит обычно из двух, иногда из шести или восьми слоев, а изредка только из одного слоя. В некоторых районах данные исследований интерпретировались как указывающие на присутствие двух или более слоев, а позднее другие исследователи и иногда даже сам автор первоначальной интерпретации приходили к выводу об однослойной коре. Сегодня преобладает точка зрения, согласно которой под поверхностным меланжем на глубине лишь несколько километров лежит слой с сейсмической скоростью 5,0—5,5 км/с. Ниже, приблизительно на глубине, равной одной трети толщины коры, появляется слой со скоростью 6,5—7,2 км/с. В мантии наблюдаются скорости порядка 8,0 км/с. Существуют разногласия по поводу того, являются ли эти изменения скорости скачкообразными или плавными. Некоторые исследователи утверждали даже, что в коре

Таблица 4

Сводная структура континентальной коры [1]

Континент	V_c	n	H_m	n	V_m	n
Северная Америка	6,40	48	32,98	52	8,10	48
Европа	6,34	12	30,55	12	8,19	12
Азия	6,34	13	39,3	13	8,10	13
Австралия	6,04	2	27,8	2	8,17	2
Африка	6,3	6 [2]	36,2	6 [2]	8,05	6 [2]
Все континенты	6,36	81	33,71	85	8,11	81

[1] V_c — средняя скорость в кристаллических породах коры, км/с; H_m — глубина мантии от уровня моря, км; V_m — скорость в породах мантии, км/с; n — число наблюдений.

[2] Эти величины получены по результатам изучения волн землетрясений, распространявшихся по траекториям, протяженные отрезки которых лежали внутри шести различных регионов.

Стандартная структура океанической коры Таблица 5

Глубина, км	Уорзел и Шарбет [34]		Данная статья		
	Глубина, км	Плотность, г/см³	Глубина, км	Скорость, км/с	Плотность, г/см³
10–		2,84		6,36	2,84
20–					
30–	33,0		33,7		
		3,27		8,11	3,35
40–					

под слоями с повышенными скоростями встречаются слои с пониженными скоростями [16].

Чтобы определить стандартную континентальную кору по этим противоречивым данным в тех случаях, когда была получена слоистая кора, мы вычислили среднюю сейсмическую скорость для кристаллических пород. Полные обобщения большинства данных были опубликованы Стейнхартом и Вуллардом [24], Клоссом [2], Соллогубом [23] и Косминской и др. [15]. Ссылки на конкретные исследования можно найти в этих обзорах. В них не вошли дополнительные данные (в большинстве случаев потому, что та или иная работа была выполнена после составления обзоров), содержащиеся в использованных нами работах [11, 19, 12, 13, 4]. В табл. 4 обобщены наблюдения по тем станциям МПВ, которые расположены в районах с нормальной континентальной корой, согласно приведенному выше определению.

По данным табл. 4 мы определили нормальную континентальную структуру. Плотности были определены по кривой зависимости скорости от плотности Нейфа — Дрейка [18]. В табл. 5 приведена эта нормальная континентальная структура и дано ее сравнение с более ранней работой Уорзела и Шарбета [34]. Значительное увеличение объема данных к настоящему времени не привело к существенным изменениям нормальной континентальной структуры.

Стандартная океаническая и континентальная структура

В предшествующих разделах мы получили разрезы стандартной структуры для океанов и континентов, сведенные в табл. 6.

Возможно, некоторых удивит включение морской воды в разрез океанической коры. Однако вода — это слой коры в такой же степени, как и любой другой сейсмический слой. Морская вода представляет собой минерал, содержащий рассеянные элементы; она обладает определенными физическими свойствами, например скоростью звука и плотностью, которые оказывают сильное влияние на результаты сейсмических, гравитационных и других измерений. Здесь она рассматривается как часть слоистой коры.

Поскольку океан и континент очень близки к изостатическому равновесию, важно определить, должны ли находиться в таком же равновесии их стандартные структурные разрезы. В случае положительного ответа, массы, приходящиеся на единицу площади, для обоих столбов должны быть, по существу, одинаковыми. Мы можем вычислить их, как показано в табл. 7.

Получается, что общая масса на единицу площади должна быть $95{,}71 \cdot 10^5$ г/см² под нормальной континентальной корой и $95{,}83 \cdot 10^5$ г/см²

Таблица 6

Разрезы стандартных структур коры [1]

	Океаническая				Континентальная			
	H	D	V	σ	H	D	V	σ
Уровень моря	0				0			
Кора						33,7	6,36	2,84
Вода	4,8	4,8	1,5	1,03				
Осадки	5,6	0,8	2,0	1,90				
Слой *1*	7,28	1,68	5,12	2,55				
Слой *2*	12,05	4,77	6,70	2,86				
Мантия			8,08	3,30	33,7		8,11	3,35

[1] H — глубина, км; D — толщина слоя, км; V — скорость сейсмических волн, км/с; σ — плотность, г/см³.

Таблица 7

Баланс массы

Континент

33,7 км·2,84 г/см³ = 95,71·10⁵ г/см²

Океан

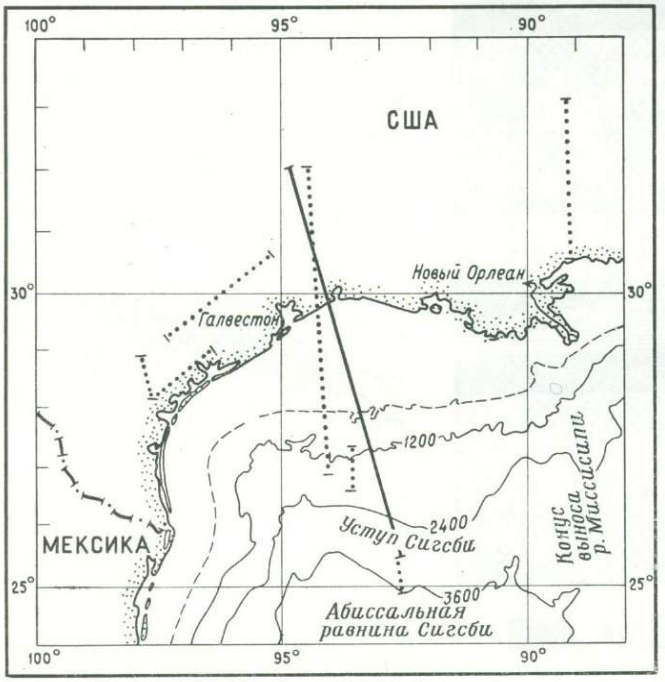
Вода	4,8 км·1,03 г/см³	= 4,94·10⁵ г/см²
Осадки	0,8 км·1,90 г/см³	= 1,52·10⁵ г/см²
Слой *2*	1,68 км·2,55 г/см³	= 4,28·10⁵ г/см²
Слой *3*	4,77 км·2,86 г/см³	= 13,64·10⁵ г/см²
Мантия	21,65 км·3,30 г/см³	= 71,45·10⁵ г/см²
Всего	33,70	95,83·10⁵ г/см²

под нормальной океанической корой — более близкое совпадение, чем можно было бы надеяться! Различие должно вызывать гравитационную аномалию амплитудой всего лишь около 5 мгал.

Последовательная реконструкция континентальных окраин

Поскольку континентальные окраины, по существу, находятся в изостатическом равновесии и у нас есть все основания полагать, что так было и в прошлом, мы располагаем методом восстановления положения окраины в геологическом прошлом. Уорзел и Уоткинс [35] провели такую реконструкцию для трех разрезов через континентальную окраину южнее штата Техас.

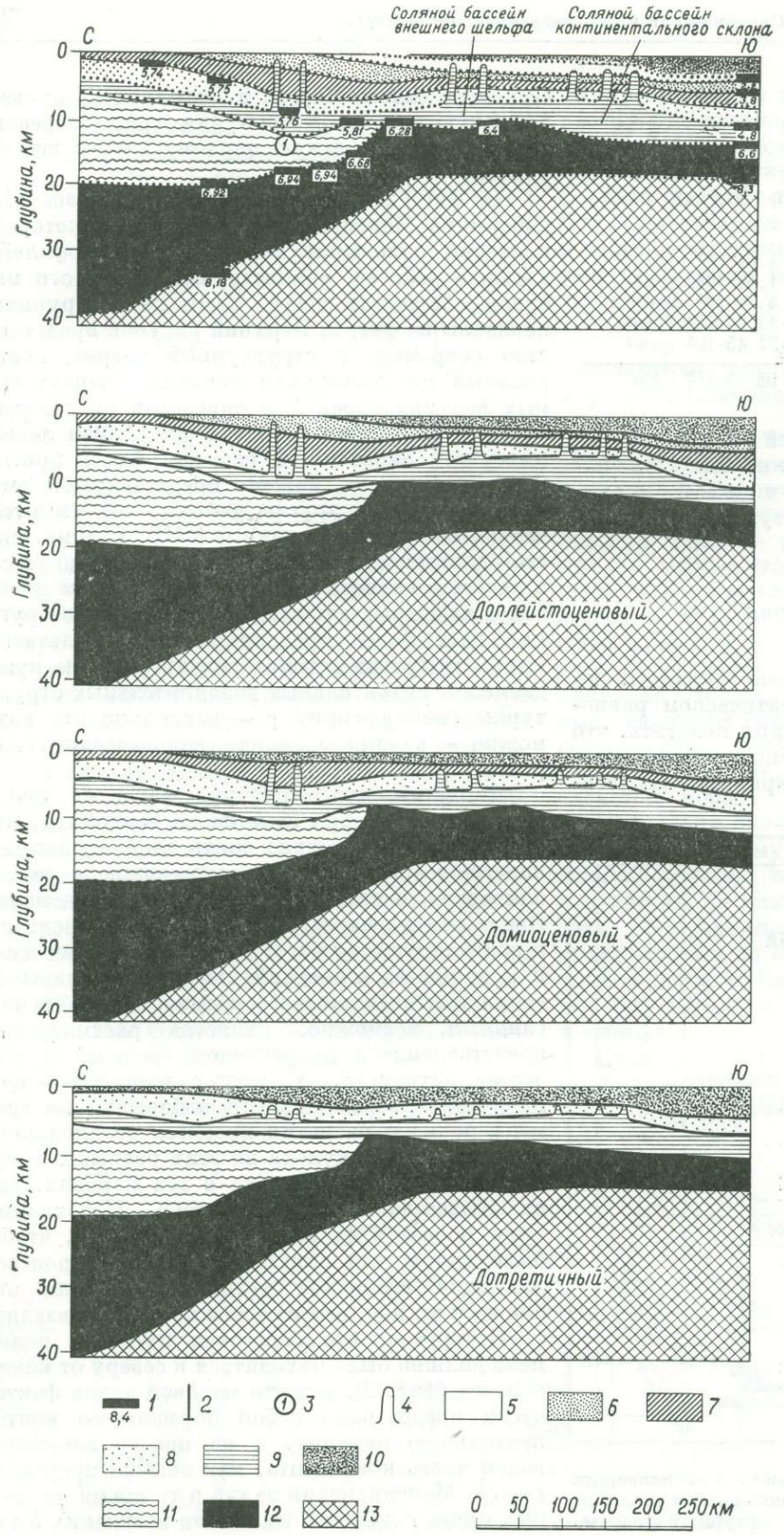
На фиг. 1 представлена карта техасского побережья Мексиканского залива, на которой показано положение сейсмических профилей, а также разреза, реконструкцию которого мы будем обсуждать здесь. Сами реконструкции показаны на фиг. 2. Верхний рисунок представляет современный структурный разрез, построенный по имеющимся данным. Возраст самых верхних слоев был определен по данным бурения до глубины более 6 км вблизи левой (северной) оконечности разреза. Автор протянул эти слои так, как это представлялось ему оправданным, в другие районы, где имеются только сейсмические данные МПВ. Разумеется, эта экстраполяция должна рассматриваться в качестве первого приближения. При наличии более надежных данных этот метод реконструкции даст более правдоподобные результаты. Чтобы получить лучшие результаты, мы нуждаемся в значительных дополнительных структурных наблюдениях и — насколько это возможно — в определениях геологического возраста.



ФИГ. 1. Карта техасского побережья Мексиканского залива, на которой сплошной прямой линией показано положение восточно-техасского структурного разреза.

Допустив, что структура показана точно и что уровень моря заметно не изменился, мы можем последовательно снять слой плейстоценового возраста, слои, отложившиеся после олигоцена, и слои, отложившиеся после мела. После снятия каждого слоя разрез приводится к постулируемому изостатическому равновесию и к наиболее вероятной для рассматриваемой эпохи континентальной окраине. Наиболее наглядным, возможно, является рассмотрение представленного дотретичного разреза в качестве исходного, а других разрезов — как продуктов эволюции этого побережья во времени по мере развития процесса осадконакопления. Соляные купола на этих разрезах показаны схематически только в тех районах, где их существование установлено. Необходимо было показать их развитие во времени, чтобы было видно, что они сохранялись в процессе эволюции осадочной толщи. Возможно, это ближе к истине, чем кажется на первый взгляд.

Интересно, что береговая линия в конце мела должна была находиться к северу от конца разреза (фиг. 2), так что меловой залив фактически представлял собой нормальную континентальную окраину, а не просто покрытую водой часть континента, как обычно предполагается. Мексиканский залив в то время должен был иметь глубину 6 км вместо нынешних 5 км.



ФИГ. 2. Последовательная реконструкция восточно-техасского разреза.

Верхний рисунок представляе современный структурный разрез. *1* — преломляющая граница и скорость преломленных волн ₵км/с; *2* — глубокие скважины; *3* — глубокие отражения; *4* — соляные купола (показаны схематически). *Осадочные породы*: *5* — плейстоценовые; *6* — позднетретичные; *7* — раннетретичные; *8* — меловые; *9* — домеловые. *10* — вода. *Изверженные и метаморфические породы*: *11* — континентальная кора; *12* — нижняя часть континентальной или океанической коры; *13* — мантия.

Там, где сейчас находится континентальный шельф, должен был располагаться глубокий бассейн (глубиной 3—4 км). Легко видеть, что основной депоцентр перемещался в сторону моря, по мере того как постепенно наращивался континентальный шельф.

Список литературы

1. *Birch F., Schairer J. F., Cecil Spicer H.*, eds., 1942, Handbook of physical constants, Geol. Soc. America Spec. Paper 36, 325 p.
2. *Clöss H.*, 1969, Explosion seismic studies in western Europe, in *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union Monogr., 13.
3. *Defant A.*, 1961, Physical oceanography, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, 1, 729 p.
4. *Dorman J., Worzel L. J., Leyden R., Crook T. N., Hatziemmanuel M.*, 1972, Crustal section from seismic refraction measurements near Victoria, Texas, Geophysics, 37, p. 325—336.
5. *Drake C. L., Nafe J. E.*, 1968, The transition from ocean to continent from seismic refraction data, in *Knopoff, Drake, Hart*, eds., The crust and upper mantle of the Pacific area, Am. Geophys. Union Monogr., 12, p. 174—188.
6. *Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.*, 1959, Continental margins and geosynclines, The east coast of North America north of Cape Hatteras, in *Ahrens L. H., Press F., Runcorn S. K., Urey H. C.*, eds., Physics and chemistry of the earth, 3, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, p. 110—198.
7. *Ewing J., Ewing M.*, 1970, Seismic reflection, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, *IV*, pt. 1, New York, Wiley-Interscience, p. 1—52.
8. *Ewing J. I., Nafe J. E.*, 1963, The unconsolidated sediments, in *Hill M. N.*, ed., The sea, III, New York, Wiley-Interscience, p. 73—84.
9. *Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. M.*, 1937, Geophysical investigation in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, pt. 1, Methods and results, Geol. Soc. America Bull., 48, p. 753—802.
10. *Ewing M., Worzel J. L., Hersey J. B., Press F., Hamilton G. R.*, 1950, Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, pt. 1, Seismol. Soc. America Bull., 4, p. 233—242.
11. *Fuchs K., Landisman M.*, 1966, Detailed crustal investigation along a north-south section through the central part of West Germany, in *Steinhart J. S., Smith T. J.*, eds., Am. Geophys. Union Monogr., 10.
12. *Gumper F., Pomeroy P. W.*, 1970, Seismic wave velocities and earth structure of the African continent, Seismol. Soc. America Bull., 60, p. 651—668.
13. *Hales A. L., Helsey E. E., Nation J. B.*, 1970, Crustal structure study of the Gulf Coast of Texas, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 54, p. 2040—2057.
14. *Houtz R., Ewing J., LePichon X.*, 1968, Velocity of deep sea sediments from sonobuoy data, Jour. Geophys. Res., 73, p. 2615—2641.
15. *Kosminskaya I. P., Belyaevsky N. A., Volvovksy I. S.*, 1969, Explosion seismology in the USSR, in *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union Monogr., 13.
16. *Landisman M., Mueller S., Mitchell B. J.*, 1971, Review of evidence for velocity inversions in the continental crust, in *Heacock J. G.*, ed., The structure and physical properties of the earth's crust, Am. Geophys. Union Monogr., 14.
17. *Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher L. R.*, 1970, The structure of the Indian Ocean, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, IV, pt. II. New York, Wiley-Interscience, p. 543—585.
18. *Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L.*, 1970, Seismic refraction, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, IV, pt. 1, New York, Wiley-Interscience, p. 53—84.
19. *Mereu R. F., Hunter J. A.*, 1969, Crustal and upper mantle structure under the Canadian Shield from Project Eearly Rise data, Bull. Seismol. Soc. America Bull., 58, p. 147—165.
20. *Raitt R. W.*, 1963, The crustal rocks, in *Hill M. N.*, ed., The sea, III, New York, Wiley-Interscience, p. 85—109.
21. *Raitt R. W., Shor G. G., Jr., Francis T. J. G., Morris G. B.*, 1969, Anistropy of the Pacific upper mantle, Jour. Geophys. Res., 74, p. 3095—3109.
22. *Shor G. G., Jr., Menard H. W., Raitt R. W.*, 1970, Structure of the Pacific Basin, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, 4, pt. 2, New York, Wiley-Interscience.
23. *Sollogub V. B.*, 1969, Seismic studies in southeastern Europe, in *Hart P. J.*, ed., The earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union Monogr., 13.
24. *Steinhart J. S., Woollard G. P.*, 1961, Seismic evidence concerning continental structure, in *Steinhart J. S., Meyer R. P.*, eds., Explosion studies of continental structure, Washington D. C., Carnegie Inst. Washington Publ., 622.
25. *Sutton G. H., Maynard G. L., Hussong D. M.*, 1971, Physical properties of the oceanic crust, in *Heacock J. G.*, ed., The structure and physical properties of the earth's crust, Am. Geophys. Union Monogr. 14, p. 193—209.
26. *Sverdrup H., Johnson M., Fleming R.*, 1942, The oceans, Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, p. 1045.
27. *Uchupi E.*, 1970, Atlantic continental shelf and slope of the United States — shallow structure, Geol. Survey Prof. Paper 529-1, Washington, D. C., Govt. Printing Office, 144 p.
28. *Veatch A. C., Smith P. A.*, 1939, Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo Submarine Valley, Geol. Soc. America Spec. Paper 7, 98 p.
29. *Vening Meinesz F. A.*, 1932, Gravity expeditions at sea, 1923—1930, J. Waltman Jr., Delft, 1, p. 109.
30. *Woollard G. P.*, 1968, The interrelationship of the crust, the uppermantle and isostatic gravity anomalies in the United States, in *Knopoff, Drake, Hart*, eds., The crust and upper mantle of the Pacific area, Am. Geophys. Monogr., 12, p. 312—341.
31. *Worzel J. L.*, 1965, Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959, New York, Wiley, 422 p.
32. *Worzel J. L.*, 1968, Advances in marine geophysical research of countinental margins, Can. Jour. Earth Sci., 5, p. 963—983.
33. *Worzel J. L., Shurbet G. L.*, 1955, Gravity anomalies at continental margins, Proc. Natl. Acad. Sci., 41, p. 458—469.
34. *Worzel J. L., Shurbet G. L.* 1955, Gravity interpretations from standard oceanic and continental crustal sections, in *Poldervaart A.*, ed., Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 87—100.
35. *Worzel J. L., Watkins J. S.*, 1973, Evolution of the northern Gul, Coast deduced from geophysical data, Trans. Gulf Coast Assocf Geol. Soc., 23, p. 84—91,

Граница между океанической корой и континентальной корой в западной части Северной Атлантики

Ф. Д. Рабинович

Введение

Тектонические процессы, действовавшие на самом раннем этапе истории рифтогенеза и разделения континентов, представляют недостаточно изученный аспект теории разрастания океанического дна и континентального дрейфа. Определение границы между океаническим и континентальным фундаментом необходимо для любой точной преддрейфовой реконструкции. Сегодня не существует удовлетворительного критерия для оценки точности реконструкции континентов. Буллард и др. [11] использовали отдельные изобаты для математически строгого отыскания наилучшего геометрического соответствия и оценки его качества, а другие исследователи использовали иные критерии. Несмотря на то что в мелком масштабе эти соответствия визуально выглядят удовлетворительными, в действительности наблюдается много пробелов и перекрытий (фиг. 1).

Тальвани и Элдхолм [66] указали, что граница между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом не обязательно приурочена к постоянной глубине. Они продемонстрировали, что континентальная окраина у норвежского побережья включает погруженный блок континентальных пород, который им удалось оконтурить по сейсмическим данным, с привлечением гравитационных и магнитных аномалий, приуроченных к его краям. Ими также были описаны структура и геофизические характеристики континентальной окраины южной Африки по обе стороны зоны разлома Агульяс. Тальвани и Элдхолм отметили существование зон спокойного магнитного поля на этих окраинах и привели данные, свидетельствующие о приуроченности зон спокойного поля к континентальному фундаменту. Гравитационные аномалии указывают, что находящиеся под краем шельфа плотные породы следуют линии шарнира, относительно которой происходило погружение континентального склона и подножия. Континентальную окраину северо-западной части Атлантического океана ограничивают многочисленные геологические и геофизические линеаменты. К ним относятся:

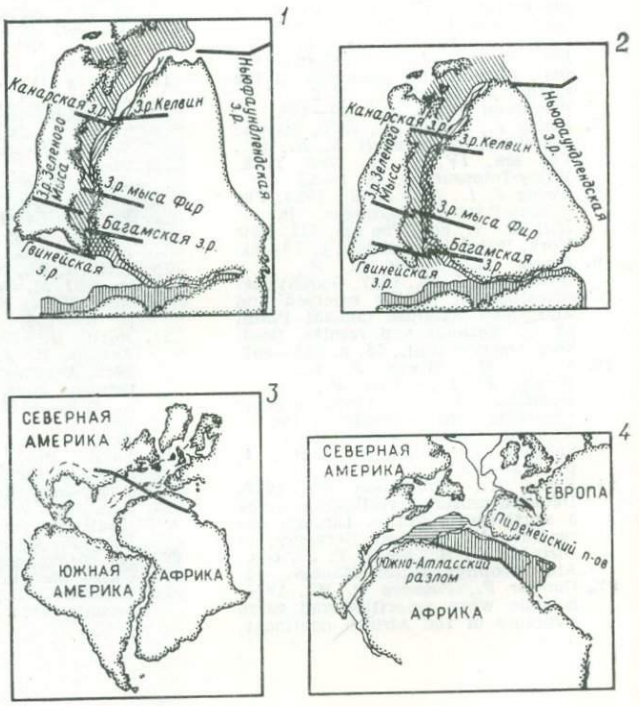
1. Погребенное поднятие фундамента, выделенное по скоростям продольных сейсмических волн и расположенное вблизи внешнего края континентального шельфа [20].

2. Непрерывный максимум аномалии в свободном воздухе, расположенный вблизи края шельфа [24, 53].

3. Практически непрерывная интенсивная магнитная аномалия, названная «магнитной аномалией склона восточного побережья», которая местами заходит в океан, достигая континентального подножия, и местами — на континент, вплоть до береговой линии [68].

4. Зона ровного магнитного поля (спокойная зона), которая расположена мористее магнитной аномалии восточного побережья [30].

Данные по западной окраине Северной Атлантики обнаруживают сходство с данными по окраине Норвегии и южной Африки, из чего следует вывод, что представления Тальвани и Элдхолма [65, 66] приложимы к континен-



ФИГ. 1. Четыре реконструкции Северной Атлантики.

1 — Буллард и др. [11]: наилучшее в смысле минимума среднеквадратичного расхождения совмещение изобаты 500 фатомов; *2* — Ле Пишон и Фокс [40]: приразломные хребты, которые интерпретируются как маркирующие линии дрейфа на раннем этапе раскрытия, показаны на обеих сторонах океана; отмечается большое смещение предполагаемой зоны разломов Канарских островов — подводных гор Келвин; *3* — Дрейк и др. [22]: совмещение противоположных границ зон ровного и неровного полей; *4* — Дьюи и др. [16]: реконструкция территории, расположенной южнее Южно-Атласского разлома, аналогичная реконструкции Булларда и др. [11]; северная часть Марокко смещена на восток. З. р.— зона разломов.

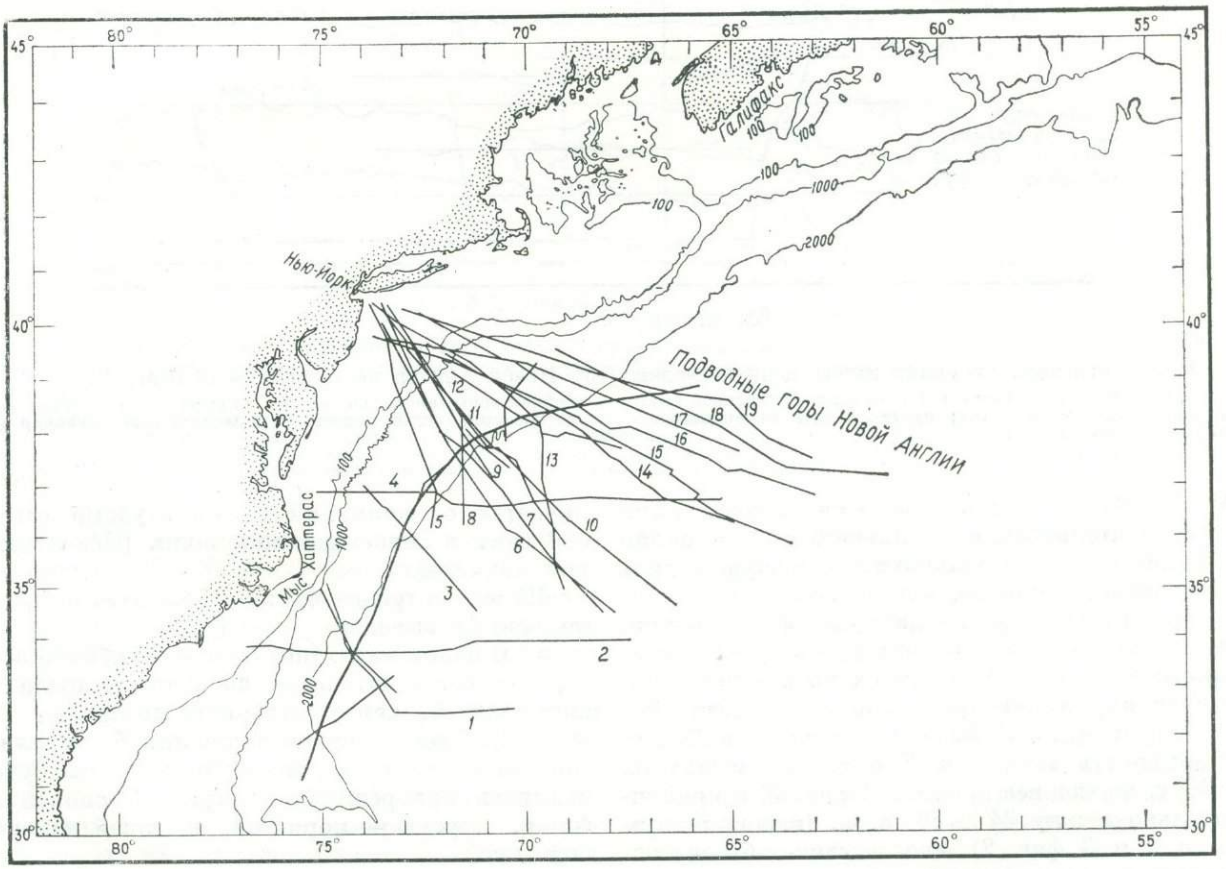
тальной окраине северо-западной части Атлантического океана и что эта модель может служить рабочей гипотезой для изучения раннего этапа истории рифтогенеза других пассивных континентальных окраин.

Магнитные аномалии

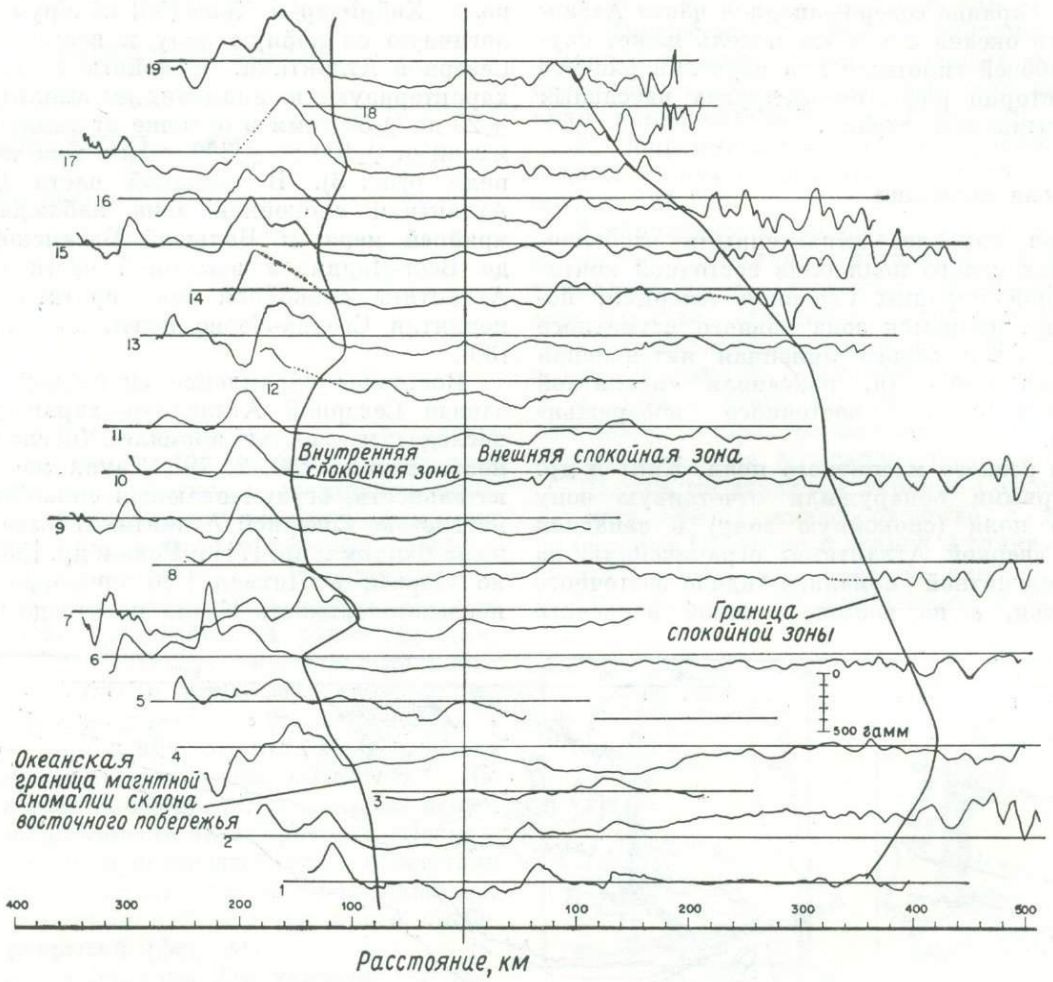
Двумя наиболее характерными особенностями магнитного поля близ восточной континентальной окраины Северной Америки, по-видимому, являются зона ровного магнитного поля и почти строго линейная интенсивная магнитная аномалия, названная «магнитной аномалией склона восточного побережья» (фиг. 2).

Зона ровного магнитного поля. Кинг и др. [37] первыми обнаружили отчетливую зону ровного поля (спокойную зону) в западной части Северной Атлантики, ограниченную на западе магнитной аномалией склона восточного побережья, а на востоке — зоной неровного поля. Хейрцлер и Хейс [30] обнаружили аналогичную спокойную зону в восточной части Северной Атлантики. Спокойные зоны в целом характеризуются аномалиями амплитудой от ± 20 до ± 50 гамм в отличие от типичных аномалий от ± 100 до ± 300 гамм в зоне неровного поля (фиг. 3). В западной части Северной Атлантики спокойная зона наблюдается по крайней мере от Большой Багамской банки до Вест-Индии; в восточной части Северной Атлантики спокойная зона протягивается от поднятия Сьерра-Леоне почти до Гибралтара [30].

Восточное обрамление спокойной зоны на западе Северной Атлантики характеризуется последовательностью аномалий (последовательность Китли) [30, 2, 72]. Такая же последовательность, ограничивающая спокойную зону на востоке Северной Атлантики, была обнаружена Фогтом и др. [71] и Рона и др. [55]. Недавно Ларсон и Питман [39] прокоррелировали последовательность Китли на западе Северной



ФИГ. 2. Положение галсов судов, по которым имеются геофизические данные, представленные на фиг. 3—5.
Показаны также некоторые другие галсы, данные по которым не использованы при построении фиг. 3—5. Жирная изогнутая линия пересекает галсы в тех точках, к которым приведены проекции на фиг. 3—5. Изобаты в фатомах.



ФИГ. 3. Магнитные аномалии южнее цепи подводных гор Новой Англии по галсам 1—19 (фиг. 2).

Профили приведены к магнитной аномалии, выделенной внутри спокойной зоны (аномалия *E*). Во внутренней спокойной зоне, которая расположена в сторону континента от аномалии *E*, магнитное поле более ровное, чем во внешней спокойной зоне (мористее аномалии *E*).

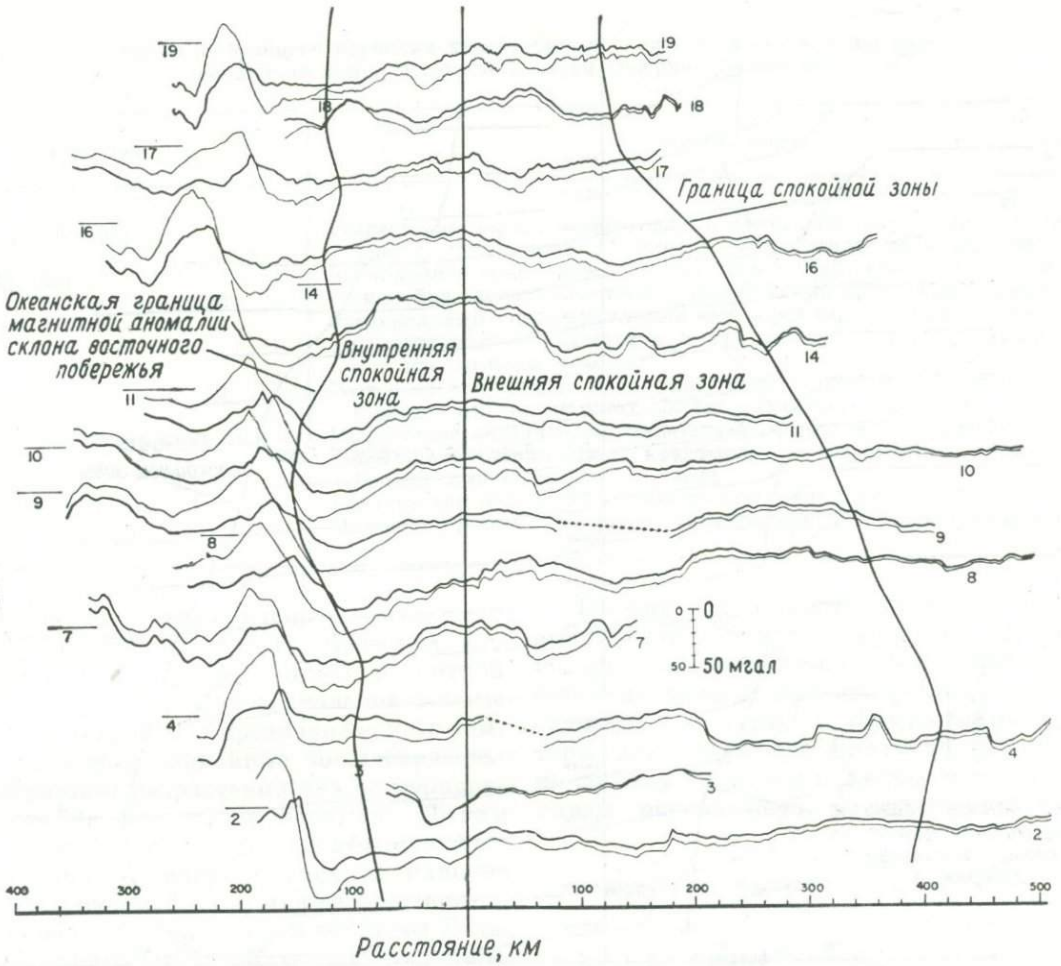
Атлантики с предполагаемыми мезозойскими последовательностями линейных аномалий в Тихом океане и установили рабочую модель мезозойской геомагнитной шкалы.

Магнитные, гравитационные и батиметрические профили вдоль маршрутов судов, показанных на фиг. 2, спроецированы на плоскость, перпендикулярную береговой линии (фиг. 3—5). Все профили приведены к аномалии *E*. Непрерывность аномалии *E* в районе между 32 и 34° с. ш. (южнее профиля 1 фиг. 3) и приблизительно между 34 и 36° с. ш. (между профилями 2 и 3 фиг. 2) впоследствии была подтверждена детальными магнитными съемками Фогта и др. [74] и Эйнвича [23]. Эта аномалия обычно имеет амплитуду менее 100 гамм и отличается от аномалий с амплитудами свыше 300 гамм в зоне неровного поля, расположенной мористее.

Из рассмотрения фиг. 3—5 следует несколько важных выводов:

1. В целом магнитное поле в спокойной зоне гораздо более сглажено со стороны суши от аномалии *E*, чем со стороны океана от нее (фиг. 3). Следовательно, аномалия *E* разделяет спокойную зону на две части: одну мы будем называть прибрежной, внутренней спокойной зоной, другую — мористой, внешней спокойной зоной.

2. Аномалия *E* расположена мористее гравитационного минимума, приуроченного к континентальному склону, и совпадает с широким



ФИГ. 4. Гравитационные аномалии в свободном воздухе (тонкие линии) и локальные изостатические аномалии (жирные линии) на профилях, приведенных к магнитной аномалии E, южнее цепи подводных гор Новой Англии.

При вычислении изостатических аномалий принималась двумерная модель и скачки плотности 1,57 и 0,47 г/см³ на границах вода — кора и кора — мантия соответственно при глубине компенсации $T = 30$ км. На галсах 1, 5, 6, 12, 13 и 15 (фиг. 2) гравиметрические измерения не велись. Обращает внимание связь между осью магнитной аномалии E и гравитационным максимумом, расположенным мористее и приуроченным к континентальной окраине.

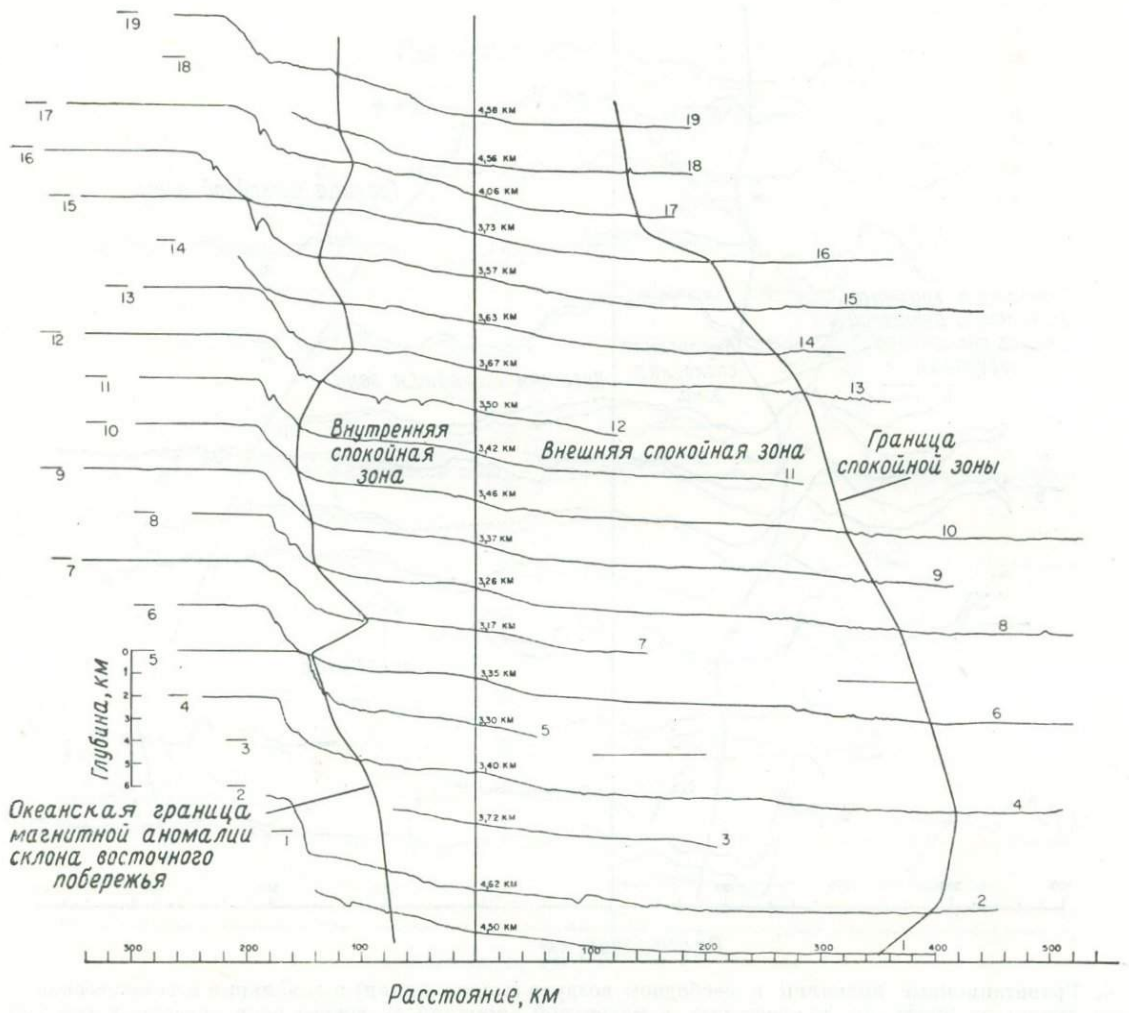
(около 150 км) гравитационным максимумом небольшой (5—20 мгал) амплитуды.

3. Аномалия E наблюдается очень близко от границы между верхним и нижним континентальным подножиями на глубинах, лежащих в пределах 3—4,5 км.

4. Наблюдается уменьшение расстояния от аномалии E до границы зон неровного и ровного полей в северном направлении.

Предложены различные объяснения характеристик и механизма формирования спокойной зоны на западе Северной Атлантики (табл. 1).

Спокойные магнитные зоны окаймляют и другие рифтовые континентальные окраины. Тальвани и Элдхолм [65] связывали спокойную магнитную зону с погруженным континентальным фундаментом. На западной окраине южной части Красного моря спокойная магнитная зона протягивается почти до самого края осевой впадины. Лоуэллу и Генику [41] удалось проследить в Эфиопии отражающую сейсмическую границу, приуроченную к докембрийским породам и уходящую в сторону океана через эту спокойную магнитную зону. Это означает, что спокойная зона здесь расположена не на океаническом фундаменте, а на погруженном континентальном фундаменте. Спокойная магнитная зона наблюдалась также мористее края шельфа на континентальной окраине южной



ФИГ. 5. Рельеф дна по профилям, приведенным к аномалии *E*.

Глубины дна помечены на оси аномалии *E*. На большинстве профилей последняя расположена вблизи морфологического перехода от верхнего к нижнему континентальному подножию на глубине от 3,1 до 4,6 км.

Африки. Магнитный краевой эффект на этой окраине, вычисленный Тальвани и Элдхолмом [66], согласуется с представлением о том, что спокойная зона расположена на погруженном континентальном фундаменте. Как на норвежской, так и на южноафриканской окраинах на границе между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом наблюдалась изостатическая аномалия с большим градиентом, причем гравитационный минимум расположен над предполагаемым погруженным континентальным склоном. На западной окраине в южной части Красного моря наибольший градиент гравитационной аномалии Буге наблюдается на границе зон неровного и ровного магнитных полей.

Интерпретация, которая связывает спокойные магнитные зоны, ограничивающие рифтогенные континентальные окраины, с погруженным континентальным фундаментом, привлекательна тем, что может объяснить существование по крайней мере части спокойных зон, ограничивающих окраины этого типа. Большинство предшествующих интерпретаций (табл. 1) относилось только к северной части Атлантического океана. Например, только случайным совпадением можно объяснить тот факт, что все континентальные окраины, которые имеют спокойные зоны, возникли при рифтогенезе во время почти постоянной геомагнитной полярности. Раскрытие Норвежского моря началось около 60 млн. лет назад [65], а Красное

Таблица 1

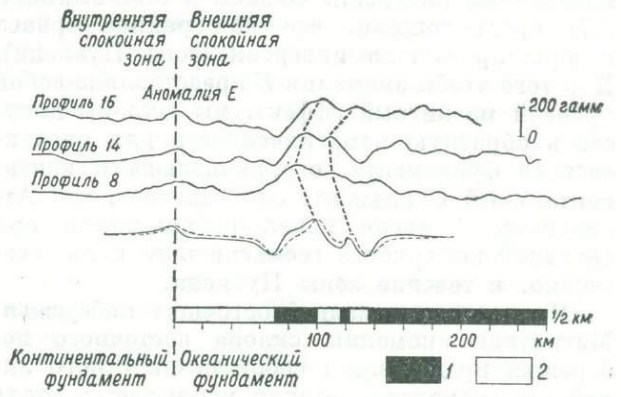
Результаты предшествующего изучения характеристик и происхождения зоны ровного поля (спокойной зоны) в западной части Северной Атлантики

Источник	Интерпретация
Хейрцлер и Хейс [30]	Разрастание океанического дна в позднекаменноугольный и пермский периоды постоянной полярности геомагнитного поля (интервал Киаман)
Дрейк и др. [22]	В спокойной зоне нет магнитных пород. Там, где сейчас расположена спокойная зона, существовал палеозойский прото-Атлантический океан
Тейлор и др. [68]	Региональный гидротермальный метаморфизм, приведший к уменьшению намагниченности базальтов и тем самым к формированию ровного магнитного поля
Фогт и др. [73]	Разрастание океанического дна, происходившее от меридионального хребта в низких широтах вблизи магнитного экватора
Бюрек [12], Мак-Элхинни и Бюрек [44]	Разрастание океанического дна в позднетриасовом и раннеюрском периодах почти постоянной полярности геомагнитного поля (интервал Грейам, или Ньюарк)
Питман и Тальвани [50]	Граница зон неровного и ровного поля — изохрона
Лайндик и Банс [42]	Медленное разрастание приводит к формированию спокойной зоны

море, возможно, начало раскрываться всего лишь 3,5 млн. лет назад [41]. Известно, что в это время периодов постоянной магнитной полярности не было. Далее, палеомагнитные данные не подтверждают предположения о том, что все окраинные спокойные зоны образовались в результате разрастания дна от меридиональной оси на магнитном экваторе. Таким образом, несмотря на то что гипотезы, приведенные в табл. 1, могут объяснить наличие конкретной спокойной зоны или ее фрагментов, ни одна из них, за исключением гипотезы Тальвани и Элдхолма [65], не может объяснить возникновение по крайней мере части спокойных зон вблизи континентальных окраин.

Эмери и др. [24] отмечали, что на западе Северной Атлантики океанический фундамент расположен по обе стороны границы зон неровного и ровного полей. Поэтому нельзя допускать, что погруженный континентальный фундамент заходит в океан так же далеко, как эта граница. Однако мы видели, что аномалия *E* внутри зоны спокойного поля разделяет ее на внутреннюю и внешнюю части (фиг. 3). Внутренняя спокойная зона будет интерпретироваться как расположенная на погруженном континентальном фундаменте в соответствии с представлениями о спокойных зонах, ограничивающих окраины Норвегии, южной Африки и южной части Красного моря. Внешняя спокойная зона будет интерпретироваться как расположенная на океаническом фундаменте, сформировавшемся во время почти постоянной полярности геомагнитного поля (интервал Грейам, или Ньюарк).

На фиг. 6 показаны результаты модельных вычислений магнитного краевого эффекта, при которых использовался намагниченный океанический слой 2, протягивающийся в сторону суши до аномалии *E*. Модельные поля рассчитаны для двумерной плиты толщиной 0,5 км по способу Тальвани и Хейрцлера [67]. Кровля плиты расположена на глубине 7 км ниже



ФИГ. 6. Модель краевого магнитного эффекта на контакте магнитного океанического фундамента и немагнитного континентального фундамента.

Использовался источник толщиной 0,5 км на глубине 7 км, с азимутом 60° и с обратной намагниченностью $8 \cdot 10^{-3}$ СГС. Показаны эмпирические профили 8, 14 и 16 (фиг. 3) и два модельных профиля, построенных с использованием североамериканских палеомагнитных полюсов для позднего триаса (108° в. д., 63° с. ш., пунктирная кривая) [46] и ранней юры (85,5° с. ш., 124,5° в. д., сплошная кривая) [48]. Модельные профили в обоих случаях содержат почти строго симметричную положительную магнитную аномалию, которая напоминает наблюденную аномалию *E*. Двугорбая форма аномалии отрога Блейк воспроизведена с помощью инверсий, допускаемых внутри внешней спокойной зоны. *1* — прямая намагниченность; *2* — обратная намагниченность.

уровня моря. Вычисления проведены для положений палеомагнитного полюса как в позднем триасе (190 млн. лет) [46], так и в ранней юре (180 млн. лет) [48]. Если ранняя стадия раскрытия на западе Северной Атлантики имела место в период между 155 млн. лет назад (возраст установлен по палеонтологическим данным для границы зон неровного и ровного полей [26]) и 190—200 млн. лет назад (возраст интрузивных пород, залегающих вблизи береговой линии в восточной части США [25]), то приведенные выше положения палеомагнитного полюса вполне пригодны для расчетов. Это подтверждают также последние работы Стейнера и Хелсли [61] и Бека [6], которые указывают, что положение палеомагнитного полюса в ранней юре было довольно устойчивым относительно Северной Америки. При вычислениях допускалась обратная намагниченность для части океанической плиты, прилегающей к суше.

Результаты вычислений согласуются с интерпретацией аномалии *E* как приуроченной к границе между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом. Бюрек [12] и Мак-Элхинни и Бюрек [44] предположили, что продолжительный период преимущественно прямой полярности геомагнитного поля существовал с позднего триаса до поздней юры (интервал Грейам, или Ньюарк). Однако в этот период в действительности происходили существенные инверсии. Опдайк и Мак-Элхинни [47] предположили, что на границе триаса и юры произошла инверсия (зона Нуанеци). Для того чтобы аномалия *E* представляла собой краевой магнитный эффект, мы должны допустить обратную намагниченность для океанического фундамента, ограничивающего континентальный фундамент. Это означает, что Атлантический океан начал раскрываться при обратной полярности геомагнитного поля, возможно, в течение зоны Нуанеци.

Магнитная аномалия восточного побережья. Магнитная аномалия склона восточного побережья представляет собой почти строго линейную аномалию, которая наблюдается вдоль континентальной окраины США и Канады [68]. Она прослеживается в восточном направлении до меридиана Новой Шотландии. Между цепью подводных гор Новой Англии и ее восточным продолжением аномалия склона расположена на континентальном подножии на глубинах, местами более 2000 фатомов. Южнее цепи подводных гор Новой Англии аномалия склона наблюдается по обе стороны от перегиба шельфа и расположена на меньших глубинах, чем на севере.

Восточнее Нью-Йорка ось аномалии склона лежит очень близко к перегибу шельфа. Далее на юг (приблизительно на 36° с. ш.) магнитная аномалия склона разделяется на две параллельные ветви, из которых внешняя приблизительно следует вдоль изобаты 800—1000 фатомов. На 31° с. ш. внешняя ветвь поворачивает на запад и заканчивается, не достигнув побережья, тогда как внутренняя ветвь пересекает восточное побережье близ Брансуика, штат Джорджия. Как ширина, так и амплитуда аномалии изменяются по простиранию. Эта аномалия имеет минимальную ширину (около 75 км) у мыса Мей и максимальную (около 130 км) у Саванны, штат Джорджия. Амплитуды колеблются приблизительно от 400 до 700 гамм. В заключение отметим, что аномалия склона восточного побережья не обязательно следует вдоль континентального склона и местами то выходит в океан до континентального подножия, то заходит на материк вплоть до береговой линии.

Мористее магнитной аномалии склона расположена зона ровного магнитного поля. Со стороны суши наблюдаются многочисленные магнитные аномалии, которые до некоторой степени коррелируются с триасовыми бассейнами, наблюдавшимися вблизи береговой линии восточного побережья США.

Вуллард [76] высказал предположение, что силлы диабазов триасового возраста в штате Нью-Джерси являются причиной некоторых аномалий на прибрежной равнине. Бонини и Вуллард [9] и Мак-Карти [43], изучив прибрежную равнину Южной Каролины, пришли к такому же выводу. Были предложены различные объяснения магнитной аномалии восточного побережья, которые приведены в табл. 2.

Сейсмические профили МОВ Эмери и др. [24] вскрыли существование комплекса хребта, расположенного вблизи континентального подножия севернее цепи подводных гор Новой Англии. Южнее цепи подводных гор признаки существования комплекса хребта неустойчивы. Этот комплекс хребта не совпадает с выступом фундамента, который, по данным исследований методом преломленных волн Дрейка и др. [20], расположен вблизи перегиба шельфа. Сведений о возрасте, происхождении и составе комплекса хребта не имеется, хотя Эмери и др. [24] отмечали, что его длина и положение свидетельствуют о том, что он не является соляной диапировой структурой, а связан с историей разрастания океанического дна на западе Северной Атлантики.

Таблица 2

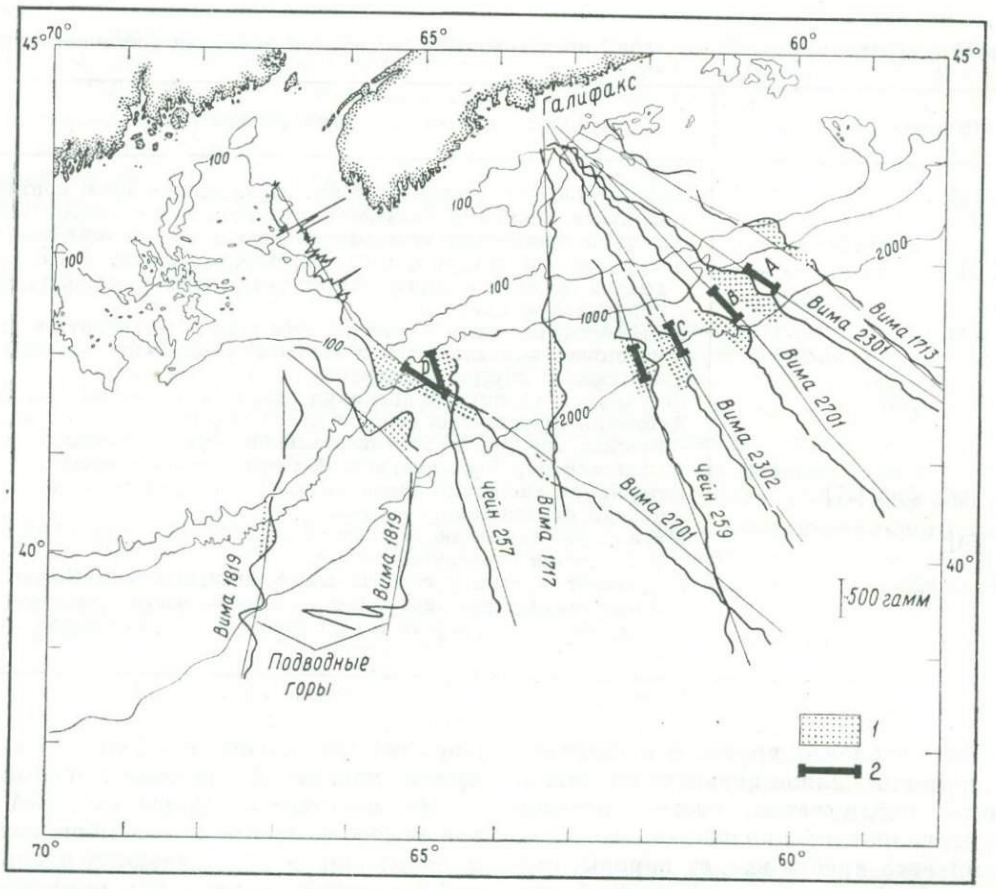
Результаты предшествующего изучения происхождения магнитной аномалии восточного склона

Источник	Интерпретация
Келлер и др. [35]	Интрузивное тело шириной 48 км, параллельное краю континента
Дрейк и др. [20]	Магнитная аномалия связана с поднятием фундамента в близи края шельфа, присутствие которого устанавливается по сейсмическим данным
Кинг и др. [37]	Интрузивное тело вблизи места перехода от континента к океану. Необходима высокая восприимчивость, если намагниченность имеет только индуктивную природу
Дрейк и др. [21]	Рельефом фундамента самим по себе нельзя объяснить аномалию. Как магнитная аномалия, так и поднятие фундамента вызваны телами, залегающими внутри фундамента
Уоткинс и Геддес [75]	Источником магнитной аномалии является погребенная островная дуга
Кин [33]	Аномалия представляет собой краевой эффект, возникающий на контакте мощной магнитной континентальной коры с тонкой магнитной океанической корой и немагнитной океанической мантией
Тейлор и др. [68], Зиц [77]	Источником аномалии являются скорее интрузивные, а не эффузивные породы фельзического состава
Эмери и др. [24]	Магнитную аномалию восточного побережья могут объяснить модели разрастания океанического дна
Лайндик и Банс [42]	Возражают против предшествующей интерпретации Эмери и др. [24]. Аномалия представляет собой гребень бывшего срединно-океанического хребта, ось которого вскоре после его формирования скачком переместилась в новое положение

Положение комплекса хребта относительно магнитной аномалии склона показано на фиг. 7. Между ними наблюдается систематическая связь. Это позволяет предположить, что либо в состав комплекса хребта входят породы, создающие по крайней мере часть магнитной аномалии восточного побережья, либо общую причину как комплекса хребта, так и магнитной аномалии следует искать на больших глубинах. Южнее цепи подводных гор Новой Англии аномалия склона расположена вблизи перегиба шельфа. Комплекс хребта не обнаруживается ни на одной из записей профилографа, полученных научно-исследовательскими судами Ламонтской геологической обсерватории и Вудс-Холского океанографического института у побережья штата Нью-Йорк, где аномалия склона приурочена к континентальному шельфу. При существующей методике сейсмических работ кратные отражения от океанического дна на малых глубинах (около 100 фатомов) маскируют поддонные отражающие горизонты на записях сейсмического профилографа. Таким образом, если комплекс хребта погребен под осадками шельфа, то не следует ожидать, что его удастся обнаружить. Эмери и др. [24] приводят признаки существования комплекса хребта в районе мыса Код и мыса Хаттерас. В этих районах предполагаемый комплекс хребта залегает на глубине менее 100 фатомов (верхний континентальный склон) и сопровождается магнитной аномалией склона.

На восточном побережье США интрузии триасового возраста в докембрийских и более молодых породах встречаются вдоль современной береговой линии; к ним приурочены интенсивные магнитные аномалии [76, 9, 43]. Корреляция магнитной аномалии восточного побережья с комплексом хребта свидетельствует о том, что подобные интрузии в континентальном фундаменте, возможно, встречаются и на континентальном подножии.

Приведенное выше объяснение аномалии склона в корне противоречит представлению о том, что она обусловлена либо магнитным краевым эффектом [33], либо разрастанием океанического дна [24, 42]. Первая из указанных гипотез правдоподобна, но неприемлема по трем основным причинам. Во-первых, если бы распределение намагниченности в океанической коре, океанической мантии и континентальной коре было таким, как указывал Кин [33], то мы должны были бы наблюдать аномалию склона вдоль всего восточного побережья Северной Америки. Во-вторых, как будет показано далее, гравитационная аномалия вблизи перегиба шельфа в основном представляет собой изостатический краевой эффект. Поэтому мы должны были бы ожидать систематическую пространственную связь между максимумами аномалии в сво-



ФИГ. 7. Аномалия склона восточного побережья и комплекс хребта, показанные вдоль съемочных галсов.

Профили 257 и 259 судна «Чейн» заимствованы у Эмери и др. [24]. На маршрутах 1713, 1717 и 1819 судна «Вима» записи сейсмопрофилографа были низкого качества и оказались бесполезными для данного исследования. *1* — аномалия склона восточного побережья; *2* — комплекс хребта.

бодном воздухе, приуроченной к краю шельфа, и магнитной аномалией склона. Эта зависимость не наблюдается. В-третьих, магнитная аномалия склона во многих районах разделяется на две ветви, которые до некоторой степени подобны по форме. Модель краевого эффекта может объяснить одну из ветвей аномалии, но не обе ветви.

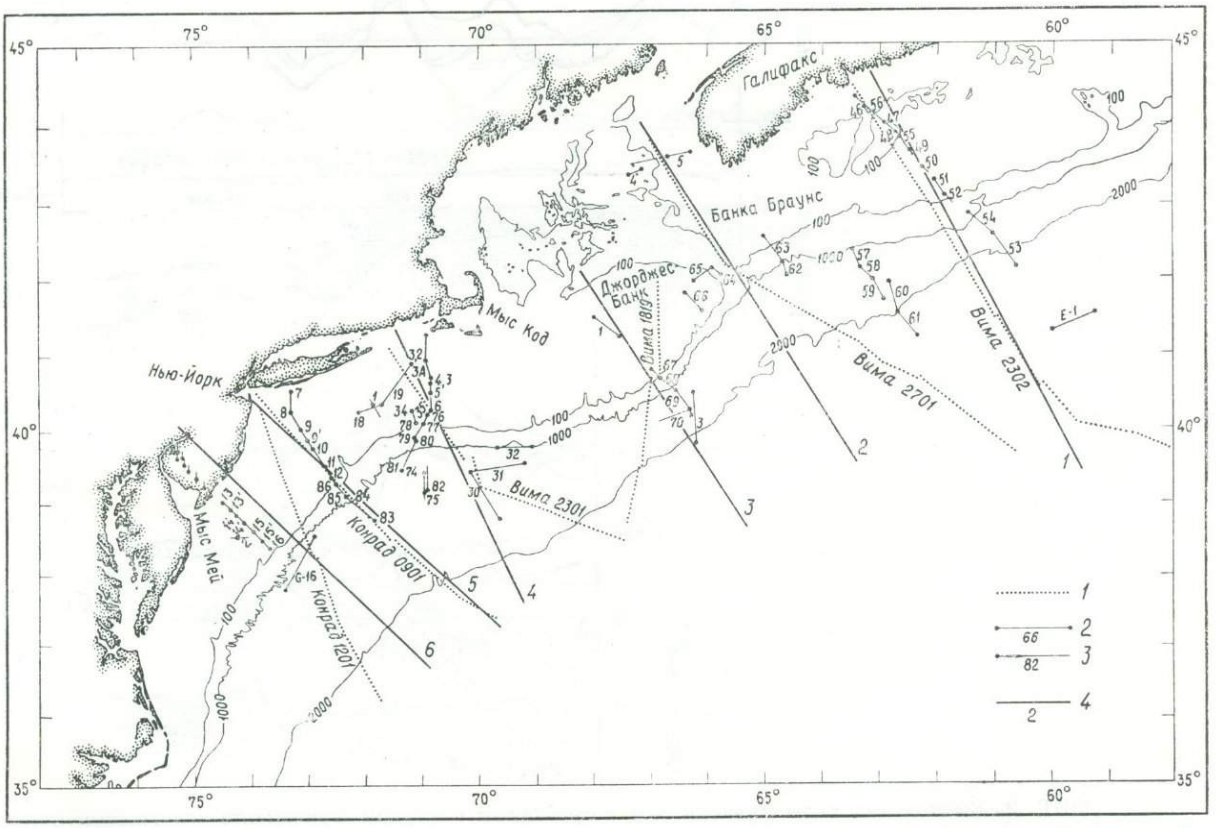
Лайндик и Банс [42] указывают, что магнитная аномалия склона отсутствует на западном побережье Африки. Однако на отдельных профилях вблизи мыса Кап-Блан и мыса Тимирис на континентальной окраине видна интенсивная магнитная аномалия, приуроченная к континентальному шельфу и ограничивающая спокойную магнитную зону с материковой стороны [55]. Вблизи побережья Либерии Берендт и Воторсон [7] наблюдали интенсивную линейную магнитную аномалию, связанную с триасовыми породами, внедрившимися в докембрийский фундамент. Между островом Гран-Канария и африканским побережьем Рёзер и др. [54] наблюдали магнитную аномалию, протягивающуюся приблизительно на 150 км, которая удивительно похожа по конфигурации на магнитную аномалию склона восточного побережья. Результаты сейсмических исследований МОВ Рёзера и др. [54] указывают на продолжение глубокого позднепалеозойского осадочного бассейна из Западной Сахары в сторону моря. Наблюдавшаяся ими магнитная аномалия косо пересекает его. В этом бассейне скорости продольных волн 6,0 км/с наблюдаются на глубинах около 10 км от уровня моря. Возраст самых древних осадков в бассейне (поздний палеозой) наряду с сейсмическими скоростями, наблюдавшимися на глубине (6 км/с), свидетельствует о том, что фундамент является континентальным и что источники магнитной аномалии расположены в его пределах. Таким образом, дан-

ные по континентальной окраине Африки не противоречат представлению о том, что магнитная аномалия склона вызвана массивными интрузиями в континентальном фундаменте, возможно внедрившимся в период первичного рифтового раскола континента.

Гравитационные аномалии и погребенные поднятия фундамента вблизи перегиба шельфа

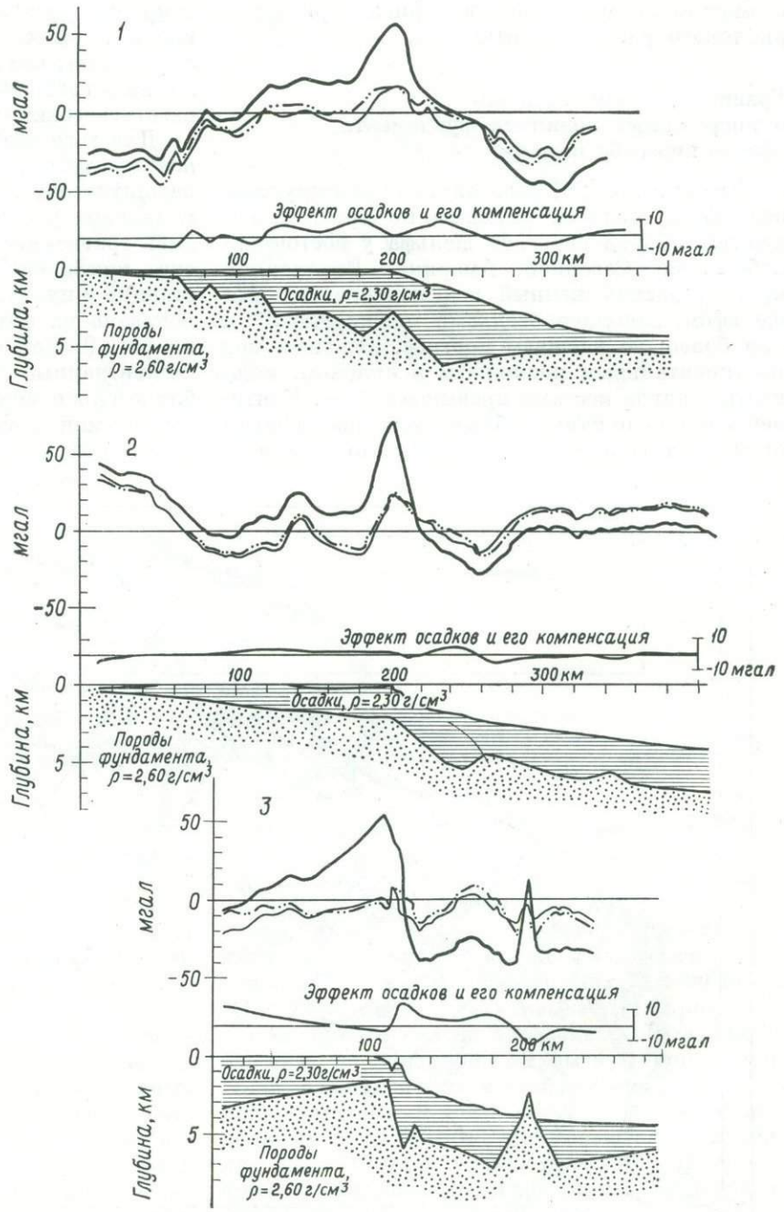
Дрейк и др. [20] показали, что два крупных осадочных прогиба, разделенные хребтом, находятся вблизи перегиба шельфа у восточного побережья Северной Америки. Внутренний прогиб, расположенный под континентальным шельфом, заполнен осадками мощностью 5 км или более; во внешнем прогибе, лежащем под континентальным подножием и склоном, мощность осадков местами превышает 6 км. Континентальную окраину вблизи перегиба шельфа окаймляет непрерывный гравитационный максимум аномалии в свободном воздухе, который приурочен к погребенному поднятию фундамента [24, 53]. Как отмечали Эмери и др. [24], непрерывность этого максимума предполагает непрерывность поднятия. Более того, вычисление локальной изостатической аномалии Эри показывает, что максимум гравитационной аномалии в свободном воздухе отражает не только изостатический краевой эффект [24, 53].

Для того чтобы определить, может ли *скомпенсированное поднятие фундамента* объяснить изостатическую аномалию, были вычислены модельные разрезы для тех районов, где имелись гравитационные данные вблизи сейсмических профилей МПВ. Положение сейсмических станций и пунктов гравиметрических измерений показано на фиг. 8, а вычисленные модели — на фиг. 9. Как гравитационные, так и сейсмические данные спроецированы на линию, приблизительно перпендикулярную изобатам. При вычислении локальной изостатической аномалии Эри предполагались скачки плотностей 1,57



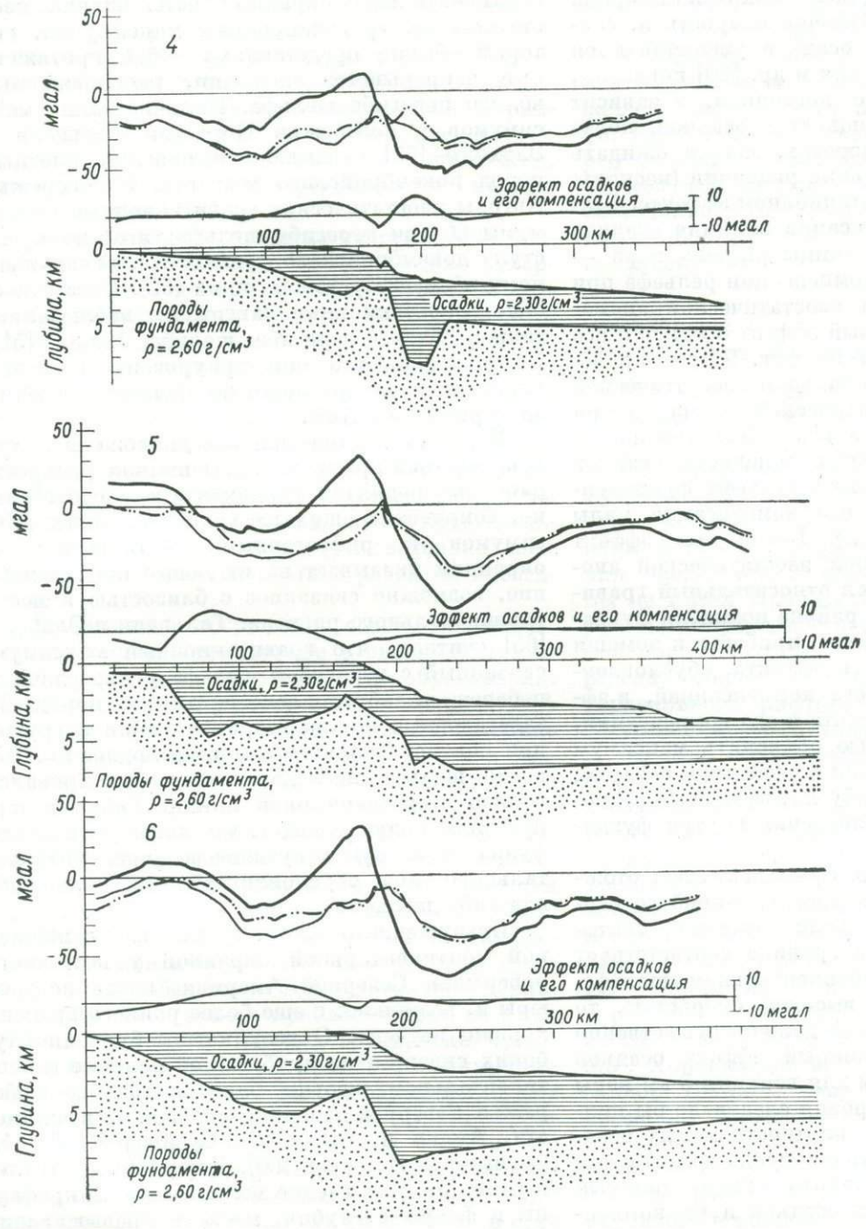
ФИГ. 8. Карта гравиметрической и сейсмической (МПВ) изученности восточной подводной окраины Северной Америки.

Изобаты в нескорректированных фатомах. *1* — галсы гравиметрических измерений. *Расположение сейсмических станций МПВ по Дрейку и др.* [20]: *2* — со встречными годографами; *3* — без встречных годографов. *4* — линии, на которые спроецированы гравиметрические и сейсмические профили.



ФИГ. 9. Вычисления силы тяжести над погребенным выступом фундамента на континентальной

Для каждой модели приняты плотности 2,30 г/см³ для осадков и 2,60 г/см³ для пород фундамента (по Дрейку и др. [20] с Эри, компенсирующая только рельеф дна (тонкая сплошная линия); изостатическая аномалия.



окраине западной части Северной Атлантики (положение линий разрезов показано на фиг. 8).

изменениями). Показаны: аномалия в свободном воздухе (жирная линия); вычисленная локальная изостатическая аномалия компенсирующая как рельеф, так и осадки (штрих-пунктирная линия).

и 0,47 г/см³ на границах раздела вода — кора и кора — мантия соответственно при глубине компенсации 30 км.

Для осадков при вычислениях была выбрана плотность 2,30 г/см³. Обычно скорость и, следовательно, плотность осадков увеличиваются с глубиной. Однако Дрейк и др. [20] показали, что если плотность не постоянна, а зависит от глубины, то при мощностях осадков, получающихся на этих разрезах, можно ожидать лишь очень незначительные различия (несколько миллигалов) в гравитационном эффекте. Был применен прием компенсации влияния осадков изменением рельефа границы раздела кора — мантия, аналогичный компенсации рельефа при вычислении локальной изостатической аномалии Эри. Гравитационный эффект осадков и его компенсация показаны на фиг. 9, где приведены также профили локальной изостатической аномалии Эри и изостатической аномалии при скомпенсированных осадках. Несмотря на то что наблюдались большие мощности осадков и значительные колебания рельефа фундамента, эффект осадков и его компенсация малы (обычно менее 10 мгал). Когда этот эффект добавляется к локальной изостатической аномалии Эри, еще остается относительный гравитационный максимум в районе поднятия фундамента. Отсюда следует, что, прибегая к помощи изостатического краевого эффекта, обусловленного рельефом дна и его компенсацией, и эффекта поднятия фундамента и его компенсации, мы не можем полностью объяснить максимум гравитационной аномалии в свободном воздухе, приуроченный к перегибу шельфа. Это предполагает наличие зон уплотнения внутри фундамента.

Следует отметить, что фундамент здесь отождествляется с преломляющей границей со скоростями продольных волн сжатия свыше 5,5 км/с [20]. Если эта граница соответствует не фундаменту на континентальном шельфе, а осадочному слою с высокой скоростью, то сделанные выше выводы не должны существенно измениться. Гравитационный эффект осадков и их компенсации малы для верхних 5 км коры (фиг. 9). Ниже этого уровня следовало бы принять меньшее различие плотности между осадками с высокой скоростью и фундаментом и тем самым еще более ослабить гравитационный эффект дополнительных осадков и их компенсации.

Сейсмические и гравитационные данные указывают на существование поднятий фундамента вблизи края шельфа многих рифтогенных континентальных окраин, например в районе Габон — Конго в Африке [8] и на норвежской окраине [65]. Общей особенностью многих изученных к настоящему времени рифтогенных континентальных окраин является наличие изостатических гравитационных максимумов, которые обычно представляют собой протяженные непрерывные аномалии, расположенные вблизи перегиба шельфа. Наличие таких максимумов у побережья Норвегии Тальвани и Элдхолм [65] связывали с поясами плотных пород докембрийского возраста. У побережья Анголы изостатические гравитационные максимумы вблизи перегиба шельфа тяготеют к выступу докембрийского фундамента, обнаруженному вблизи береговой линии [52]. Изостатические гравитационные максимумы наблюдались также вблизи перегиба шельфа Кении [51]. Установлено, что они приурочены к зонам уплотнения внутри поднятия фундамента вблизи перегиба шельфа.

Берк [13] высказал предположение, что повсеместная приуроченность широко распространенных поднятий фундамента и, следовательно, сопровождающих их гравитационных максимумов к рифтогенным континентальным окраинам указывает на их общее происхождение, возможно связанное с близостью к месту первоначального раскола. Тальвани и Элдхолм [65] считали, что гравитационный максимум, связанный с перегибом шельфа у норвежского побережья, обусловлен плотными породами, залегающими на «шарнирной» линии погружения континентального склона и подножия. Перегиб шельфа последовательно формировался вблизи этой шарнирной линии. Такая интерпретация подразумевает, что зоны уплотнения фундамента, существующие в коре континентального типа, обусловливают местоположение перегиба шельфа.

Погружение области, граничащей с подводной континентальной окраиной у восточного побережья Северной Америки, после поздней юры и, возможно, с еще более раннего времени хорошо изучено. О результатах бурения глубоких скважин на прибрежной равнине и континентальном шельфе близ восточного побережья Северной Америки сообщили, в частности, Аплин и Аплин [3], Суэйн [62, 63, 64], Спенглер и Петерсон [60], Дорф [19] и Бартлет и Смит [5]. Извлечение мелководной микрофауны и флоры с глубин, местами превышающих 10 км от уровня моря, свидетельствует о том, что минимальная амплитуда погружения равна этой величине. Хейзен и Шеридан [28] и Шеридан и др. [58] упоминали об извлечении фрагментов мелководных водорослей неоком-апт-

ского возраста с глубины около 5 км на обрывистом уступе Блейк. Результаты глубоководного бурения в северо-западной части Атлантического океана [31] продемонстрировали непрерывное погружение континентального подножия от поздней юры до позднего мела. Поднятые при этом осадки указывают на существование периода стабилизации от сеномана до раннетретичного времени, за которым последовало формирование континентального подножия, происходившее с раннетретичного до настоящего времени [38].

Таким образом, крупные участки континентальной окраины восточного побережья Северной Америки претерпели значительное погружение, начиная по крайней мере с поздней юры, а возможно, и с более раннего времени. Кроме того, гравитационные аномалии вдоль этой окраины являются веским аргументом в пользу существования зон уплотнения внутри фундамента вблизи края шельфа. Если образование этих поясов высокой плотности предшествовало расколу материка, как у побережья Норвегии, то их приуроченность к краю шельфа свидетельствует об их действительно важной роли на начальном этапе развития последнего.

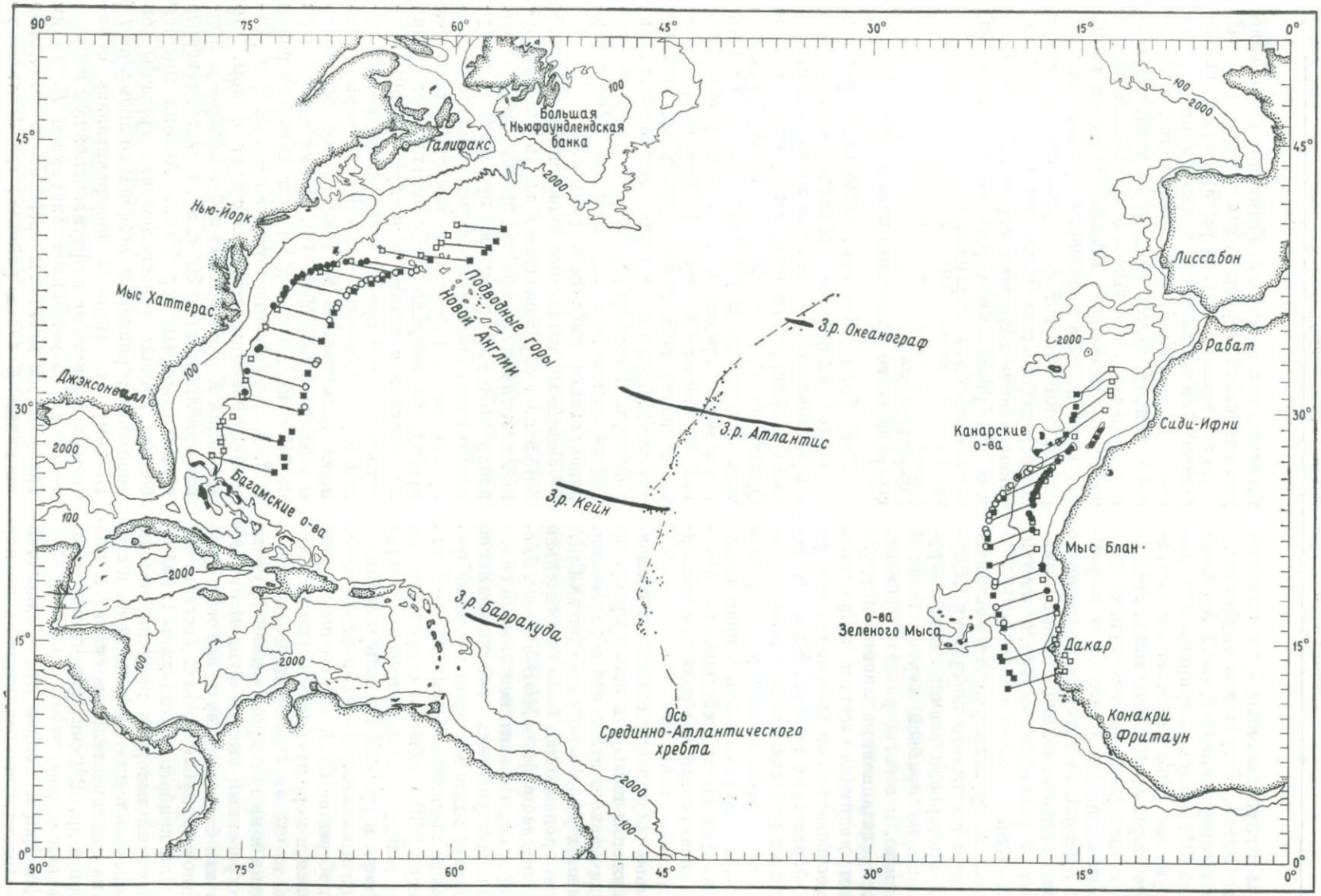
Приведенное обсуждение совсем не означает, что выдвижение шельфа в океан прекратилось после начального этапа его образования. Во многих местах у восточного побережья США амплитуда его продвижения была относительно мала. Сейсмические профили МОВ Учупи и Эмери [69] показывают, что континентальный склон на протяженных участках континентальной окраины севернее мыса Хаттерас в течение третичного периода выдвинулся лишь на 5—10 км. Учупи и Эмери [69] сообщали о продвижении края шельфа между Майами и мысом Хаттерас на 35 км; Эмери и др. [24] пришли к заключению, что континентальный склон вдоль всего восточного побережья США в третичном периоде выдвинулся в море приблизительно на 7 км, несмотря на то что он был эродирован мутьевыми потоками и на нем происходили крупные оползни. Погребенный выступ фундамента мог действовать как барьер на пути выноса терригенных осадков в глубоководный бассейн. Но после того, как прибрежные впадины заполнились, терригенный материал получил возможность преодолевать поднятия фундамента и стал отлагаться на континентальном склоне и подножии. Эмери и др. [24] считают, что это произошло в среднем эоцене.

Диц [17] и Диц и Холден [18] предположили, что современные эвгеосинклинальные континентальные подножия, возможно, постепенно увеличивались в размерах в течение геологического времени благодаря аккреции континентов. Они предложили механизм изостатического погружения, обусловленного накоплением мощной толщи осадков на континентальном подножии, что вызвало прогибание прилежащего сиалического континентального шельфа. Край шельфа постепенно продвигался вперед на этой краевой флексуре. Этот механизм должен действовать после отложения на континентальном подножии огромных масс осадков и образования первичной тектонической континентальной окраины.

Реконструкция северной части Атлантического океана

Как было показано, отдельные расчеты краевого магнитного эффекта согласуются с представлением о том, что магнитная аномалия *E* маркирует границу между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом. Растяжение и утонение континентальной коры могло предшествовать началу образования океанической коры. В настоящее время мы не имеем возможности учесть при реконструкции допускаемое растяжение континентальной коры. Поэтому реконструкция будет проведена только до линии предполагаемого первоначального рифтового раскола.

Линейные магнитные аномалии в Северной Атлантике, образовавшиеся вдоль оси Срединно-Атлантического хребта, представляют собой изохроны и характеризуют прежнюю конфигурацию плит. Поэтому, если мы сопоставим изохроны одного возраста по обе стороны от оси хребта, то получим относительное положение континентов и океана в эпоху изохроны. Используя способ проб и ошибок, мы нашли полюс и угол поворота около него, которые помещают аномалию *E* на границу зон неровного и ровного полей (фиг. 10). Полюс расположен на 64° с. ш. и 55° з. д., а угол поворота равен 6,5°. Хорошее соответствие аномалии *E* и указанной границы свидетельствует о том, что аномалия *E* представляет собой изохрону. Южнее приблизительно 30° с. ш., а также севернее цепи подводных гор Новой Англии имеется больше данных о расположении границы зон неровного и ровного полей, чем об аномалии *E*. Поэтому эта граница поворачивалась около того же полюса, но в противоположном направлении до совмещения с аномалией *E*. Таким способом мы могли бы предсказать положение аномалии *E* в тех районах, где фактические



ФИГ. 10. Поворот аномалии *E* до совмещения с границей зон неровного и ровного полей и в сопряженное положение на африканской стороне.

Черные кружочки и квадраты на окраине Северной Америки обозначают соответственно положение аномалии *E* и границы указанных зон. Белыми кружочками показан результат совмещения аномалии *E* с границей зон путем поворота на 6,5° около полюса 64° с. ш., 55° з. д. Белые квадраты показывают результат поворота на такой же угол, но в противоположном направлении, т. е. границы зон, приведенные к аномалии *E*. Таким способом мы сможем предсказать положение предполагаемой аномалии *E* в тех районах, где оно известно хуже, чем положение границы зон неровного и ровного полей. Эти границы повернуты таким образом, чтобы замкнуть спокойную зону (поворот на 68° около полюса, имеющего координаты 63° с. ш., 18,5° з. д. [50]), и показаны в сопряженном положении на африканской стороне. Прямые, соединяющие кружочки и квадраты, возможно, представляют собой линии дрейфа на раннем этапе раскрытия. Положение оси хребта, эпицентров землетрясений (точки вдоль оси хребта) и зон разломов даны по Питману и Тальвани [50]. З. р.— зона разломов.

данные скудны. Поворот помещает предполагаемую ось аномалии *E* южнее приблизительно 30° с. ш. близ подножия уступа Блейк (фиг. 10). Это довольно интересное место с точки зрения ранее обсуждавшихся гипотез, относящихся к погруженным континентальным окраинам. Положение повернутой аномалии *E* к северу от подводных гор Новой Англии также показано на фиг. 10.

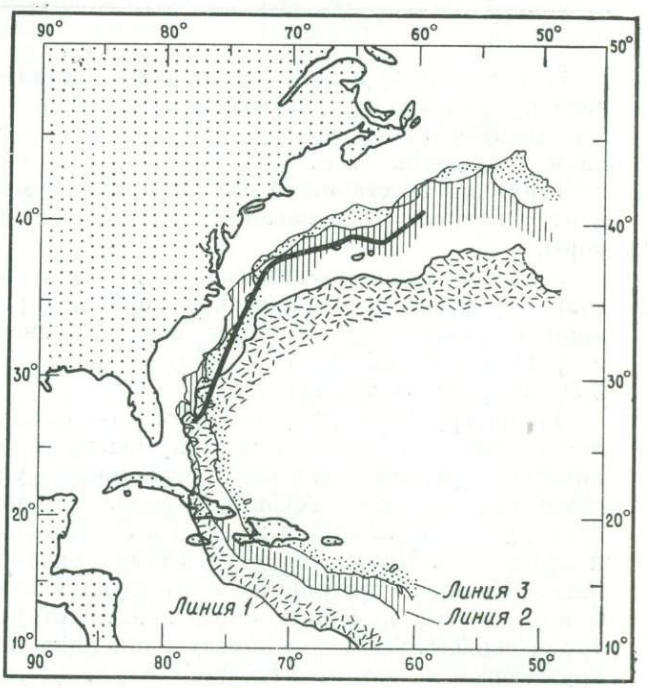
Кин и др. [34] указывают, что сейсмическая отражающая граница, интерпретируемая как поверхность океанического фундамента, протягивается в сторону континента до комплекса хребта, который был описан выше на примере района севернее подводных гор Новой Англии. Это противоречит предсказанному выше положению аномалии *E*, которая интерпретируется как маркирующая границу между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом. Если океанический фундамент в районе севернее подводных гор Новой Англии протягивается в сторону материка еще дальше, чем было предсказано, и если аномалия *E* в районе южнее подводных гор Новой Англии действительно расположена на границе между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом, то это должно означать одно из двух: либо формирование океанического фундамента путем разрастания океанического дна на севере началось раньше, либо скорость формирования этой части Северной Атлантики в период, предшествовавший образованию границы зон неровного и ровного полей, была выше. Любая из этих возможностей означает существование в Северной Атлантике в ранней юре тройного соединения плит.

Следующим шагом после поворота аномалии *E* до совмещения ее с границей зоны неровного и ровного полей является поворот обеих этих изохрон в их сопряженное положение на африканскую сторону Атлантического океана. Установленный Питманом и Тальвани [50] поворот (на 68° около полюса в точке 63° с. ш., 18,5° з. д.) был использован для определения положения границ зон неровного и ровного полей на противоположной стороне океана. Полюс, использованный для совмещения аномалии *E* с границей зон (поворот на 6,5° около точки 64° с. ш., 55° з. д.), был повернут около полюса Питмана и Тальвани для определения нового положения полюса поворота предполагаемой аномалии *E* на африканскую сторону. Вычислено, что новый полюс, который определяет среднее направление линий дрейфа Африки со времени образования границы зон до изохроны, соответствующей предполагаемому положению аномалии *E* на африканской стороне, имеет координаты 49,7° с. ш., 35,1° з. д. Угол поворота составляет 6,5°. Эти повороты показаны на фиг. 10.

Использовав приведенные выше полюсы и углы поворота и допустив, что аномалия *E* представляет собой границу между континентальным фундаментом и океаническим фундаментом, мы реконструировали Северную Атлантику на эпоху этой аномалии. Эта реконструкция показана на фиг. 11 в сопоставлении с двумя другими [11, 40]. Сплошная жирная линия представляет зону первоначального разделения континентов. Полюсы и углы полного поворота, необходимые для приведения континентов в их исходные взаимные положения, для трех реконструкций приведены в табл. 3.

При реконструкции сделаны следующие важные допущения:

1. Аномалия *E* обусловлена краевым магнитным эффектом и маркирует границу между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом.



ФИГ. 11. Сравнение реконструкции Северной Атлантики по аномалии *E* с реконструкциями Булларда и др. [11] и Ле Пишона и Фокса [40].

Северная Америка считается неподвижной. Жирная линия обозначает положение первоначальной оси Срединно-Атлантического хребта для реконструкции, выполненной в данной статье. Обращает внимание, что реконструкция по аномалии *E* помещает Африку южнее (линия *1*), чем в двух других реконструкциях: Булларда и др. (линия *2*) и Ле Пишона и Фокса (линия *3*).

Таблица 3

Параметры реконструкций Северной Атлантики

	Координаты полюса		Угол поворота	
	северная широта	западная долгота		
А. Полюсы и углы поворота, замыкающего Северную Атлантику				
Буллард и др. [11]	67,6°	14,0°		74,8°
Ле Пишон и Фокс [40]	66,0°	12,0°		74,8°
Данная статья	62,2°	24,3°		80,6°
Б. Полюсы и углы поворота от линии первичного раскола до границы зон неровного и ровного полей				
1. В системе отсчета с неподвижной Северной Америкой				
			Западный бассейн	Восточный бассейн
Ле Пишон и Фокс [40]	58,3°	21,8°	8,8°	4,4°
Питман и Тальвани [50]	56,8°	73,3°	8,93°	
Данная статья	64,0°	55,0°	6,5°	6,5°
2. В системе отсчета с неподвижной Африкой				
Ле Пишон и Фокс [40]	58,3°	1,0°	8,8°	4,4°
Питман и Тальвани [50]	72,7°	165,7°	8,93°	
Данная статья	49,7°	35,1°	6,5°	6,5°
В. Полюс и угол поворота, использованные для смыкания границы зон неровного и ровного полей по разные стороны океана				
Питман и Тальвани [50]	63°	18,5°	68°	

2. Растяжение и деформация континентального фундамента не учитываются. Положение континентов реконструируется с использованием допущения 1, и, следовательно, эта реконструкция восстанавливает ситуацию на момент начала образования океанической коры.

3. Разрастание океанического дна от начала образования океанической коры до времени формирования границы зон неровного и ровного полей происходило симметрично в обе стороны от оси хребта.

Реконструкция, допускающая, что аномалия *E* представляет собой границу между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом, помещает Африку южнее, чем реконструкции Булларда и др. [11] и Ле Пишона и Фокса [40]. Положение относительно предполагаемого края континентального фундамента, в которое она помещает определенные структуры, свидетельствует в пользу концепции погружающейся континентальной коры. Далее мы рассмотрим эти структуры, равно как и очевидное глубокое проникновение границы океана и континента в Сенегальский бассейн.

Уступ Блейк. Ранее отмечалось, что мелководные известняки раннемелового возраста были подняты с глубины около 5 км у подножия уступа Блейк [28, 58]. Следовательно, уступ Блейк с начала мела претерпел погружение не менее чем на 5 км. Скорости преломленных волн V_p, определенные Шериданом и др. [57], соответствуют скоростям, которые характерны для третьего океанического слоя (6,65 км/с) в Блейк-Багамской котловине, расположенной мористее уступа Блейк, и скоростям, которые характерны для континентальных кристаллических пород (5,7—6,1 км/с) выступа фундамента под обращенным к океану краем плато Блейк. В нашей реконструкции граница между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом лежит вблизи подножия уступа Блейк. Таким образом, геофизические и геологические данные свидетельствуют в пользу приведенной выше реконструкции и концепции погружения континентальной окраины, имеющей фундамент континентального типа.

Сенегальский бассейн. В нашей реконструкции район на африканском побережье, сопряженный с уступом Блейк, оказывается в пределах Сенегальского бассейна. Если она верна, то это означает, что континентальная окраина в этом месте должна была выдвинуться в океан приблизительно на 200 км. Данные глубокого бурения в Сенегальском бассейне показывают, что последний после юрского времени действительно претерпел значительное погружение, сопровождавшееся сильным трансгрессивным отложением осадков.

Эйме [4] отметил, что докембрийский фундамент, сложенный сланцами, кварцитами и гранитами, выходит на поверхность приблизительно в 500 км восточнее береговой линии. Ближе к океану, но еще на расстоянии более 200 км от береговой черты фундамент покрыт палеозойскими породами, которые представлены кембрийскими песчаниками, силурийскими глинами и девонскими песчаниками и глинами. На палеозойских породах несогласно залегают мезозойские глины, пески и известняки, покрытые тонким (менее 600 м) покровом третичных и четвертичных отложений. Домезозойская структура и литология зоны, прилегающей к береговой линии, не известны: бурение показало, что мощность меловых пород в этом районе, возможно, составляет около 4,5 км по сравнению с десятками метров, характерными для более восточных территорий. Эйме [4] отмечает, что результаты вычислений, выполненных по неопубликованным аэромагнитным профилям, показывают, что глубина фундамента вблизи побережья достигает 10 км. По сейсмическим данным меловые слои под континентальным склоном имеют более крутое падение, чем сам склон, что указывает на продвижение склона в океан. Кастелен [14] отмечал, что осадки бассейна, существенно континентальные на востоке, увеличиваются в мощности и содержат все более высокую пропорцию морских осадков в западном направлении.

Эйме [4] пишет: «Представляется, что конфигурация Сенегальского бассейна была предопределена теми региональными формами поверхности фундамента, которые связаны с вертикальными движениями вдоль шарнирных линий. Основное погружение, возможно, началось еще в юре. За ним последовала общая трансгрессия в альбе и апте, а дальнейшее погружение и отложение материала, приносимого с востока, имело следствием мощное, монотонное и почти непрерывное осадконакопление до конца мела».

Мак-Мастер и Лашанс [45] отметили, что самые глубокие из поддающихся обнаружению отражающие границы на записях сейсмопрофилографа наклонены в сторону океана более круто, чем современное океаническое дно в районе южнее мыса Кап-Блан, что указывает на выдвижение края шельфа. Это тот район, где аномалия *E* начинает поворачивать в направлении суши. Они полагают, что строение шельфа здесь объясняется его постоянным ростом в латеральном и вертикальном направлениях в противоположность районам, находящимся севернее.

Эти факты согласуются с концепцией погружающейся континентальной окраины. Если реконструкция Атлантического океана правильна, то западная часть Сенегальского бассейна расположена на океанической коре, на которой отлагались осадки, вследствие чего окраина продвинулась в океан на 200 км.

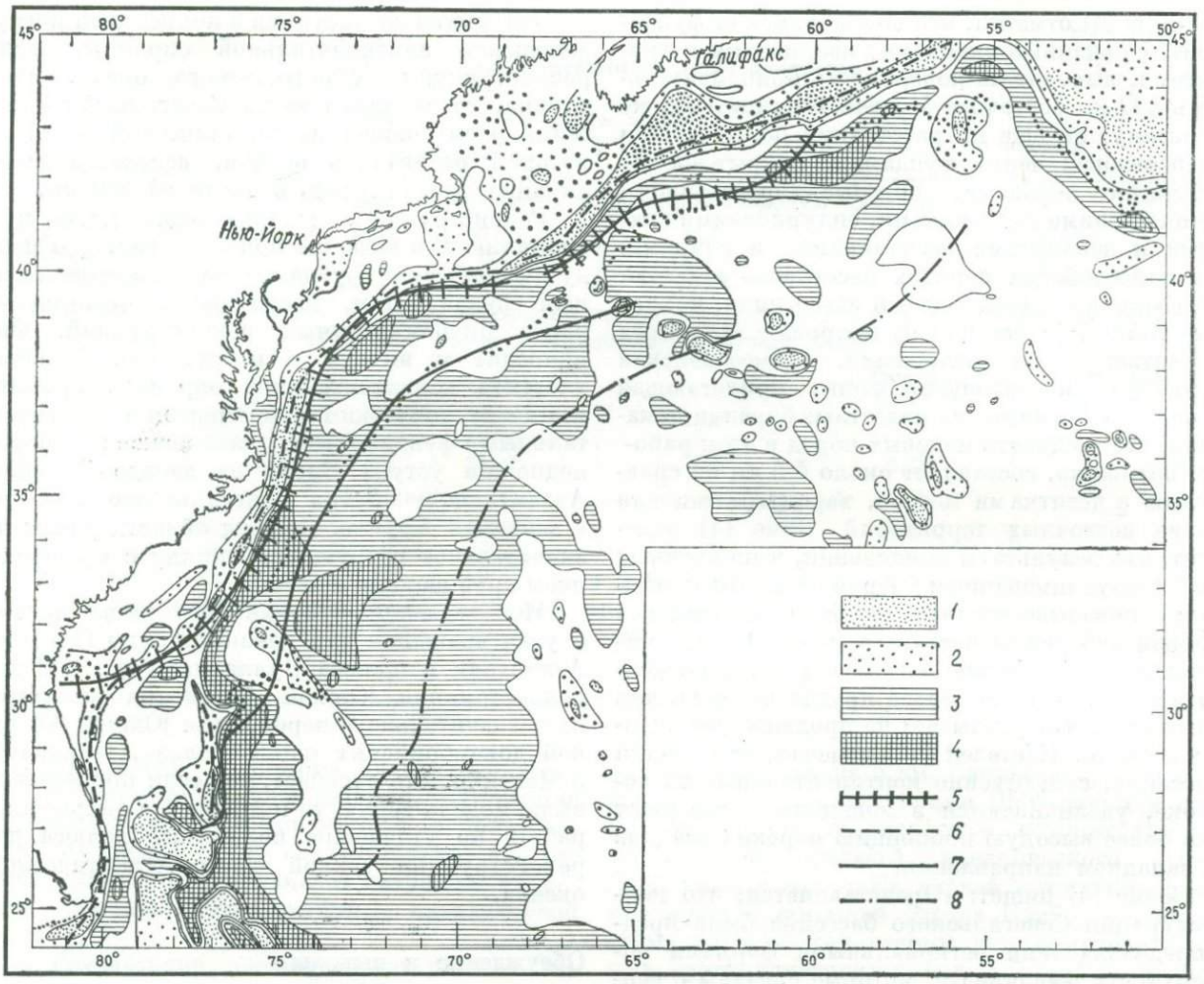
Реконструкция, использующая магнитную аномалию *E* в качестве признака границы между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом, несколько отличается от ранее опубликованных реконструкций. Она приводит к выводу о погружении больших участков континентальной окраины. Граница между океаническим фундаментом и континентальным фундаментом расположена вблизи подножия уступа Блейк на западе Северной Атлантики и внутри Сенегальского бассейна в западной Африке. Обе эти области испытали значительное погружение наряду с продвижением края шельфа в океан.

Использование упомянутого выше полюса и угла вращения для реконструкции Северной Атлантики и полюса Булларда и др. [11] для реконструкции Южной Атлантики не устраняет значительного перекрытия Южной Америкой докембрийских пород Белиза, Никарагуа и Мексики. Это означает, что если приведенная выше модель верна, то потребуется дальнейшая работа по уточнению положения полюса для реконструкции южной части Атлантического океана.

Обсуждение и выводы

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий и последующая реконструкция северной части Атлантического океана согласуются с концепцией погружающейся континентальной окраины; при этом часть спокойной магнитной зоны располагается на опустившемся континентальном фундаменте. Сводная схема, показывающая положение различных геофизических и геологических линеаментов, расположенных на периферии северо-западной части Атлантического океана, приведена на фиг. 12. Из нее вытекают следующие выводы:

1. Непрерывный гравитационный максимум в свободном воздухе расположен вблизи перегиба шельфа и приурочен к погребенному поднятию фундамента. Вычисление локальной изостатической аномалии Эри показывает, что эта аномалия не может быть объяснена полностью одним лишь краевым эффектом, обусловленным утонением континентальной коры при пересечении континентальной окраины, но должна



ФИГ. 12. Сводная схема геофизических линеаментов вдоль восточной континентальной окраины Северной Америки [53].

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе: *1* — >25 мгал, *2* — >0 мгал, *3* — < —25 мгал, *4* — < —50 мгал; *5* — магнитная аномалия восточного побережья; *6* — максимум гравитационной аномалии в свободном воздухе над краем шельфа; *7* — аномалия *E*; *8* — граница зон неровного и ровного полей.

быть связана с избытком массы под океаническим дном. Расчеты изостазии, при которых учитывается мощная толща осадков и погребенное поднятие фундамента, наблюдаемое по данным МПВ, не в состоянии полностью объяснить гравитационную аномалию. Следовательно, вблизи края шельфа, возможно, существуют зоны уплотнения внутри фундамента.

2. Показано, что магнитная аномалия восточного побережья связана с комплексом хребта, зарегистрированным на записях сейсмопрофилографа Ламонтской обсерватории, а также на ранее опубликованных сейсмограммах Эмери и др. [24] в районе севернее подводных гор Новой Англии. Непрерывность аномалии склона южнее подводных гор Новой Англии свидетельствует о том, что в этом районе, возможно, присутствует комплекс хребта. Эмери и др. [24] привели данные в пользу этого предположения для района южнее мыса Хаттерас.

Магнитная аномалия (аномалия *E*) была прослежена внутри спокойной зоны. Эта аномалия делит спокойную зону на внутреннюю и внешнюю части. Внутренняя спокойная зона, характеризующаяся очень ровным магнитным полем, интерпретируется как расположенная на погруженном континентальном фундаменте. Внешняя спокойная зона, характеризующаяся менее интенсивными аномалиями, чем в зоне

неровного поля, интерпретируется как расположенная на океаническом фундаменте, сформировавшемся в интервале преимущественно прямой полярности геомагнитного поля Ньюарк [12].

Методом проб и ошибок найдены полюс и угол поворота, совмещающие аномалию *E* с границей зон неровного и ровного полей. Чтобы сомкнуть границы зон неровного и ровного полей и реконструировать северную часть Атлантического океана, и аномалия *E*, и граница зон были повернуты до их сопряженных положений на африканской стороне океана с использованием полюса и угла поворота, которые были найдены Питманом и Тальвани [50]. Эта реконструкция приводит к нескольким важным выводам:

1. Получившиеся линии дрейфа раннего этапа раскрытия согласуются с представлением о том, что подводные горы Новой Англии и Канарские острова приурочены к единой Новоанглийско-Канарской зоне разломов [50]. Три восточных острова Канарского архипелага лежат на континентальном фундаменте. Три острова — Тенерифе, Хенно и Гомера — расположены вдоль линий дрейфа раннего этапа раскрытия.

2. Реконструкция помещает границу океана и континента вблизи подножия уступа Блейк и тем самым свидетельствует в пользу концепции погружающегося континентального фундамента. В сопряженном положении на африканской окраине эта граница находится в пределах Сенегальского бассейна. Геологические и геофизические данные в этом районе указывают на значительное погружение Сенегальского бассейна и значительное выдвижение края континентального шельфа.

3. Данная реконструкция решает проблему кажущегося различия в ширине спокойных магнитных зон по обе стороны океана. Асимметрия в основном обусловлена большим расстоянием от края шельфа до границы океана и континента на североамериканской стороне океана. Это, по крайней мере частично, может быть следствием выдвижения края шельфа в океан на африканской окраине южнее Дакара.

Материалы и выводы, приведенные в этой статье, являются частью диссертации на соискание ученой степени доктора философии, представленной весной 1973 г. в Колумбийский университет. Я хочу выразить признательность М. Тальвани за поддержку и руководство, которые оказали неоценимую пользу при проведении этого исследования. Дж. Кохран, О. Элдхолм, У. Райан и Э. Уоттс критически прочли рукопись и сделали ценные замечания. Материалы, на которых основана эта статья, были собраны многими учеными в течение ряда лет на судах Ламонтской обсерватории. Эти работы проводились под общим руководством М. Юинга.

Исследования первоначально финансировались Национальным научным фондом США по дотациям GA-/10728, GA-17761, GA-27281 и GA-14361, а также Управлением военно-морских исследований США по контрактам № 00014-67-A-0108-0004 и NONR 266(79). Эта статья — работа 2097 Ламонтской обсерватории.

Список литературы

1. *Abdel-Monem A.*, 1969, K-Ar geochronology of volcanism on the Canary Islands, Ph. D. thesis, Columbia Univ., New York.
2. *Anderson C. N., Vogt P. R., Bracey D. R.*, 1969, Magnetic anomaly trends between Bermuda and the Bahama-Antilles Arc, abstr., EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 50, p. 189.
3. *Applin P. L., Applin E. R.*, 1965, The Comanche series and associated rocks in the subsurface in central and south Florida, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 447, 86 p.
4. *Ayme J. M.*, 1965, The Senegal Salt Basin, in *Kennedy W. Q.*, ed., Salt basins around Africa, London, Inst. Petroleum, p. 83—90.
5. *Bartlett G. A., Smith L.*, 1971, Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland, Can Jour. Earth Sci., 8, p. 65—84.
6. *Beck M. E., Jr.*, Paleomagnetism of Upper Triassic diabase from Pennsylvania, further results, Jour. Geophys. Res., 77, p. 5673—5687.
7. *Behrendt J. C., Wotorson C. S.*, 1970, Aeromagnetic and gravity investigations on the coastal area and continental shelf of Liberia, West Africa, and their relation to continental drift, Geol. Soc. America Bull., 81, p. 3563—3574.
8. *Belmonte Y., Hirtz P., Wenger R.*, 1965, The salt basin of the Gabon and Congo, Brazzaville, in *Kennedy W. Q.*, ed., Salt basins around Africa, London, Inst. Petroleum, p. 55—74.
9. *Bonini W. E., Woollard G. P.*, 1960, Subsurface geology of North Carolina-South Carolina coastal plain from seismic data, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 44, no. 3, p. 298—315.
10. *Bosshard E., Macfarelane D. J.*, 1970, Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data, Jour. Geophys. Res., 75, 4901—4918.
11. *Bullard E., Everett J. E., Smith A. G.*, 1965, The fit of the continents around the Atlantic, in A symposium on continental drift, Phil. Trans Roy. Soc., London, 258, p. 41—51.
12. *Burek P. J.*, 1970, Magnetic reversals their application to stratigraphic problems, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 54, p. 1120—1139.
13. *Burk C. A.*, 1968, Buried ridges within continental margins, Trans. N. Y., Acad. Sci., 30, no. 3, p. 397—409.
14. *Castelain J.*, 1965, Aperçu stratigraphique et micropaleontologic, Mem. B.R.G.M., no. 32, p. 135—160.
15. *Dash B. P., Bosshard E.*, 1968, Crustal studies around the Canary Islands, 23rd Internatl. Geol. Congr. Prague, 1, p. 249—260.
16. *Dewey J. F., Pitman W. C., III, Ryan W. B. F., Bonnin J.*, 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 3137—3180.
17. *Dietz R.*, 1963, Collapsing continental rises, an actualistic concept of geosynclines and mountain building, Jour. Geology, 71, p. 314—333.
18. *Dietz R., Holden J. C.*, 1963, Miogeoclines in space and time, Jour. Geology, 74, p. 566—583.
19. *Dorf E.*, 1952. Critical analysis of cretaceous stratigraphy and

paleobotany of Atlantic Coastal Plain, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 36, p. 2161—2184.
20. *Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.*, 1959, Continental margins and geosynclines, the east coast of North America, north of Cape Hatteras, in Physics and geochemistry of the earth, 3, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, p. 110—198.
21. *Drake C. L., Heirtzler J., Hirshman J.*, 1963, Magnetic anomalies off eastern North America, Jour. Geophys. Res., 68, p. 5259—5275.
22. *Drake C.L., Ewing J. I., Stockard H.*, 1968, The continental margin of the eastern United States, Can. Jour. Earth Sci., 5, p. 993—1010.
23. *Einwich A. M.*, 1972, A magnetic zone west of the «Smooth Zone», east coast of north America, Am. Geophys. Union Trans., 53, p. 365.
24. *Emery K. O., Uchupi E., Phillips J. D., Bowin C. O., Bunce E. T., Knott S. T.*, 1970, Continental rise off eastern North America, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 54, no. 1, p. 44—108.
25. *Erickson G. P., Kulp J. L.*, 1961, Potassium-argon dates on basaltic rocks, Ann. N.Y. Acad. Sci., 91, p. 321—323.
26. *Ewing J., Hollister C., Hathaway J., Paulus F., Lancelot Y., Habib D., Poag C. W., Luterbacher H. P., Worstell P., Wilcoxon J. A.*, 1970, Deep Sea Drilling Project, Leg XI, Geotimes, 15, p. 14—16.
27. *Heezen B. C.*, 1968, The Atlantic Continental Margin, Univ. Missouri at Rolla, Jour., no. 1, p. 5—25.
28. *Heezen B. C., Sheridan R. E.*, 1966, Lower Cretaceous rocks, Neocomian-Albian, dredged from Blake Escarpment, Science, 154, p. 1644—1647.
29. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, 1966, Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents, Science, 152, p. 502—508.
30. *Heirtzler J. R., Hayes D. E.*, 1967, Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean, Science, 157, p. 185—187.
31. *Hollister C. D., Ewing J. I., Habib D., Hathaway J. C., Lancelot Y., Luterbacher H., Paulus F. C., Poag C. W., Wilcoxon J. A., Worstell P.*, 1972, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XI, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing office, 1077 p.
32. *Hutchinson R. W., Engels G. G.*, 1972, Tectonic evolution in the southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins, Geol. Soc. America Bull., 83, p. 2989—3002.
33. *Keen M. J.*, 1969, Possible edge effect to explain magnetic anomalies off the eastern seaboard of the U.S., Nature, 222, p. 72—74.
34. *Keen M. J., Keen C. E., Barrett D. L.*, 1973, Changes in crustal properties near the continental margin, Am. Geophys. Union Trans., 54, no. 4, p. 332.
35. *Keller F., Jr., Meuschke J. L., Alldredge L. R.*, 1954, Aeromagnetic Surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda islands, Am. Geophys. Union Trans., 35, no. 4, p. 558—572.
36. *Khudoley K. M., Meyerhoff A. A.*, 1971, Paleogeography and geologic history of Greater Antilles, Geol. Soc. America Mem., 129, 186 p.
37. *King E. R., Zietz I., Dempsey W. J.*, 1961, The significance of a group of aeromagnetic profiles off the eastern coast of North America, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-D, p. D299—D303.
38. *Lancelot Y., Hathaway J. C., Hollister C. D.*, 1972, Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg XI, in *Hollister C. D., Ewing J. I. et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XI, Wasington, D.C., U.S., Govt. Printing Office, p. 901—949.
39. *Larson R. L., Pitman W. C., III*, 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications, Geol. Soc. America Bull., 83, p. 3645—3622.
40. *LePichon X., Fox P. J.*, 1971, Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic, Jour. Geophys. Res., 76, p. 6294—6308.
41. *Lowell J. D., Genik G. J.*, 1972, Sea-floor speading and structural evolution of southern Red Sea, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 56, p. 247—259.
42. *Luyendyk B. P., Bunce E. T.*, 1973, Geophysical study of the northwest African margin off Morocco, Deep-Sea Res., 20, p. 537—549.
43. *MacCarthy G. R.*, 1936, Magnetic anomalies and geologic structures of the Carolina coastal plain, Jour. Geol., 44, no. 3, p. 396—406.
44. *McElhinny M. W., Burek P. J.*, 1971, Mesozoic, Palaeomagnetic stratigraphy, Nature, 232, p. 98—102.
45. *McMaster R. L., Lachance T. P.* 1968, Seismic reflectivity studies on northwestern African continental shelf, Strait of Gibraltar to Mauritania, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 52, p. 2387—2395.
46. *Opdyke N. D.*, 1961, The Paleomagnetism of the New Jersey Triassic, a field study of the inclination error in red sediments, Jour. Geophys. Res., 66, p. 1941—1949.
47. *Opdyke N. D., McElhinny M. W.*, 1965, The reversal at the Triassic-Jurassic boundary and its bearing on the correlation of Karroo igneous activity in southern Africa, Am. Geophys. Union Trans., 46, p. 65.
48. *Opdyke N. D., Wensink H.*, 1966, Paleomagnetism of rocks from the White Mountain plutonic-volcanic series in New Hampshire and Vermont, Jour. Geophys. Res., 71, p. 3045—3051.
49. *Oversby V. M.*, 1969, Lead isotope compositions in recent volcanic rocks from islands in the Atlantic Ocean, and from Troilite phase of meteorites, Ph. D. thesis, Columbia Vniv., New York.
50. *Pitman W. C., III, Talwani M.*, 1972, Sea-floor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., 83, p. 619—646.
51. *Rabinowitz P. D.*, 1971, Gravity anomalies across the East Afric an continental margin, Jour. Geophys. Res., 76, no. 29, p. 7107—7117.
52. *Rabinowitz P. D.*, 1972, Gravity anomalies on the continental margin of Angola, Africa, Jour. Geophys. Res., 77, p. 6327—6347.
53. *Rabinowitz P. D.*, 1973, The continental margin of the northwest Atlantic Ocean, a geophysical study, Ph. D. thesis, Columbia Univ., New York, 181 p.
54. *Roeser H. A., Hinz K., Plaumann S.*, 1970, Continental margin structure in the Canaries, in *Delaney F. M.*, ed., ICSU/SCOR Working Party 31 Symp., The Geology of the East Atlantic Continental Marine, 2, Inst. Geol. Soc. Africa Rept. 70/16, p. 28—36.
55. *Rona P. A., Brahl J., Heirtzler J. R.*, 1970, Magnetic anomalies in the northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde islands, Jour. Geophy. Res., 75, p. 7412—7420.
56. *Rothe P., Schmincke H. U.*, 1968, Contrasting origins of the eastern and western islands of the Canarian Archipelago, Nature, 218, p. 1152—1154.
57. *Sheridan R. E., Drake C. L., Nafe J. E., Hennion J.*, 1966, Seismic-refraction study of continental margin east of Florida, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 50, p. 1972—1991.
58. *Sheridan R. E., Smith J. D., Gardiner J.*, 1969, Rock dredges from Blake Escarpment near Great Abaco Canyon, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 53, p. 2551—2558.
59. *Sougy J.*, 1962, West African fold belt, Geol. Soc. America Bull., 73, p. 871—876.
60. *Spangler W. B., Peterson J. J.*, 1950, Geology of Atlantic coastal plain, in New Jersey, Delaware, Maryland, and Virginia, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 34, p. 1—99.
61. *Steiner M. B., Helsley C. E.*, 1972, Jurassic polar movement relative to North America, Jour. Geophys. Res., 77, p. 4981—4993.
62. *Swain F. M.*, 1947, Two recent wells in coastal plain of North Carolina, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 31, p. 2054—2060.
63. *Swain F. M.*, 1952. Ostracoda from wells in North Carolina, 1, Cenozoic Ostracoda, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 234-A, p. 1—58.
64. *Swain F. M.*, 1952. Ostracoda from wells in North Carolina, 2, Mesozoic Ostracoda, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 234-B, p. 59—152.
65. *Talwani M., Eldholm O.*, 1972, Continental margin off Norway, a geophysical study, Geol. Soc. America Bull., 83, p. 3575—3606.
66. *Talwani M., Eldholm O.*, 1973, The boundary between continental and oceanic basement at the margin of rifted continents, Nature, 241, p. 325—330.
67. *Talwani M., Heirttzler J. R.*, 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape, Computers Mineral Ind., p. 464—480.
68. *Taylor P. I., Zietz I., Dennis L. S.*, 1968, Geologic implications of aeromagnetic data for the eastern continental margin of the United States, Geophysics, 33, p. 755—780.
69. *Uchupi E., Emery K. O.*, 1967, Structure of continental margin off Atlantic coast of United States, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 51, 223—234.
70. *Uchupi E., Phillips J. D., Prada K. E.*, 1970, Origin and structure of the New England Seamount Chain, Deep-Sea Res., 17, p. 483—494.
71. *Vogt P. R., Avery O. E., Schneider E. D., Anderson C. N., Bracey D. R.*, 1969, Discontinuites in sea floor spreading, Tectonophysics, 8, p. 285—317.
72. *Vogt P. R., Lorentzen G. R., Dennis L. S.*, 1970, An aeromagnetic survey of the Keathley magnetic anomaly sequence between 34°N and 40°N in the western North Atlantic, abstr., Am. Geophys. Union Trans., 51, p. 274.

73. *Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R., Schneider E. D.*, 1970. North Atlantic magnetic smooths zones, Jour. Geophys. Res., 75, p. 3955—3967.
74. *Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R.*, 1971, Mesozoic magnetic anomalies, sea-floor spreading, and geomagnetic reversals in the southwestern North Atlantic, Jour. Geophys. Res., 76, p. 4796—4823.
75. *Watkins J. S., Geddes W. H.*, 1965, Magnetic anomaly and possible orogenic significance of geologic structure of the Atlantic shelf, Jour. Geophys. Res., **70**, no. 6, p. 1357—1361.
76. *Woollard G. P.*, 1943, Geologic correlation of areal gravitational and magnetic studies in New Jersey and vicinity, Geol. Socl. America Bull., **54**, p. 791—818.
77. *Zietz I.*, 1971. Eastern continental margin of the United States, pt. 1, A magnetic study, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, 4, pt. II, New York, Wiley p. 293—310.

Сейсмичность на континентальных окраинах

Дж. Оливер, Б. Л. Исакс, М. Баразанги

Введение

Глобальное распределение поясов высокой сейсмической активности в целом не похоже на распределение континентальных окраин. Согласно представлениям тектоники плит, для которой фундаментальной механической единицей является литосферная плита, а не континенты и океанические бассейны, сейсмические пояса соответствуют границам плит.

Во многих местах, где границы плит и континентальные окраины совпадают, сейсмичность последних определяется конкретным типом границы: конвергентным, дивергентным или сдвиговым. Влияние окраины на сейсмичность представляется незначительным и проявляется только в увеличении числа мелкофокусных землетрясений позади дуг, если таковые имеются.

Внутриплитовые окраины, по-видимому, представляют собой один из типов границ между более активными и менее активными зонами рассредоточенной сейсмичности и не являются концентраторами сейсмической активности.

Большая часть землетрясений Земли сосредоточена в нескольких узких поясах, которые опоясывают земной шар и пересекаются таким образом, что поверхность Земли образует мозаику больших, относительно асейсмичных областей. Эти стабильные области соответствуют плитам в представлениях тектоники плит: крупные сейсмические пояса соответствуют современным границам плит.

Распределение континентальных окраин также глобально по своему масштабу, но отличается геометрически и топологически от распределения сейсмических поясов. Рисунок континентальных окраин и сейсмических поясов различен; окраины не пересекаются и в отличие от границ плит не образуют соединений трех поясов. Тем не менее протяженные отрезки сейсмических поясов совпадают с определенными континентальными окраинами, и, следовательно, значительная часть истории сейсмичности вблизи континентальных окраин связана с высокоактивными и относительно хорошо изученными крупными сейсмическими поясами.

Однако многие отрезки континентальных окраин не совпадают с сильно активными сейсмическими поясами, и история сейсмичности на этих континентальных окраинах зависит от ограниченной информации о в общем слабых, редких и относительно плохо изученных землетрясениях во внутренней, расположенной поблизости части плит.

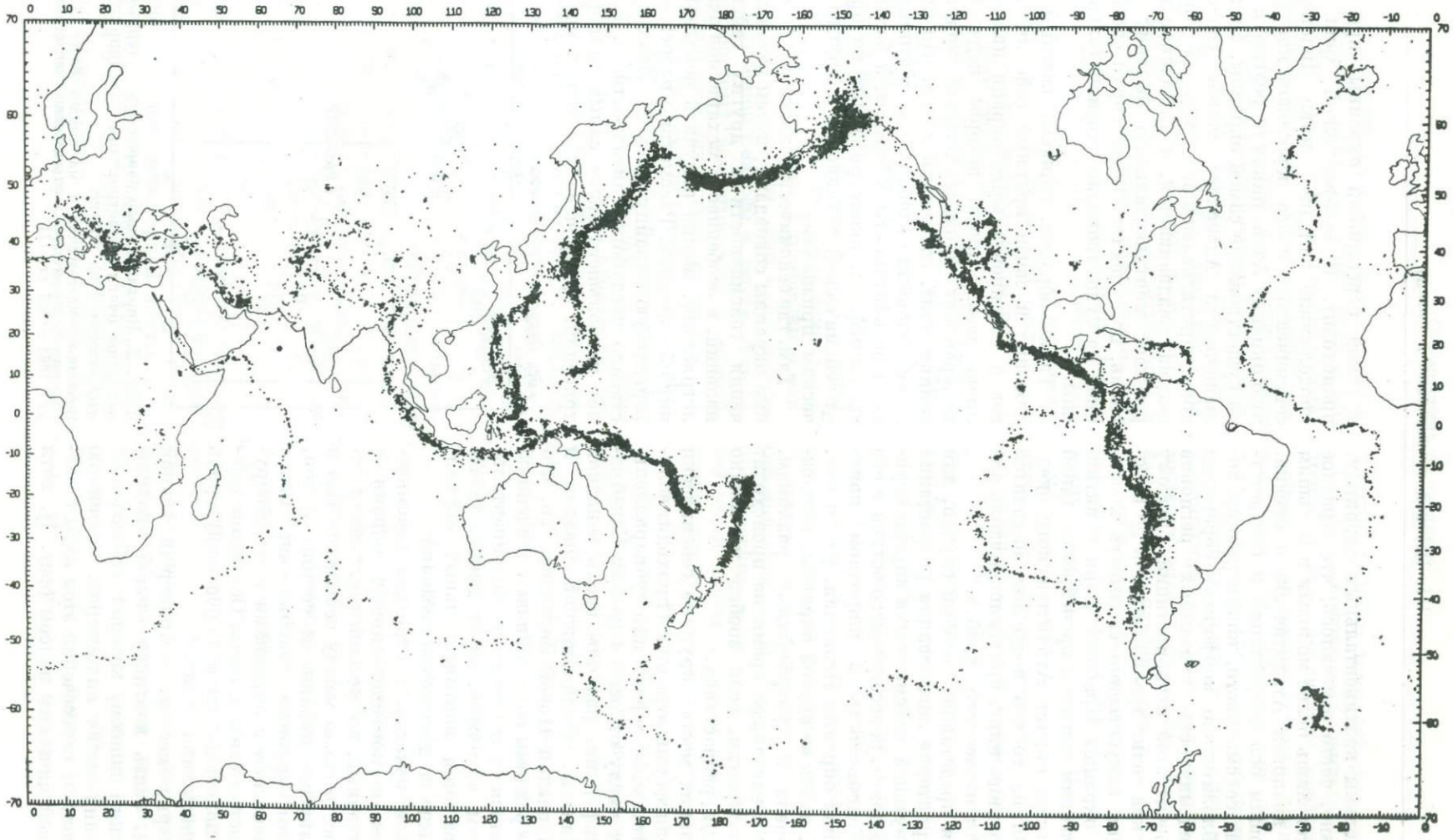
Наблюдается большой контраст в количестве, качестве и характере информации о сейсмичности на упомянутых двух типах континентальных окраин. Наше понимание соотношений между сейсмичностью и континентальными окраинами оказывается наилучшим там, где высока сейсмическая активность и легко приложима модель тектоники плит в ее нынешнем состоянии. Поэтому данная статья разделена на две части, в которых описываются окраины с различным уровнем сейсмичности.

Континентальные окраины и пояса высокой сейсмичности

Большинство континентальных окраин из числа совпадающих с крупными сейсмическими поясами и, следовательно, с границами плит соответствует зонам конвергенции плит (фиг. 1). Ширина поясов поверхностной сейсмической активности здесь больше, чем на разрастающихся хребтах. Примерами совпадения сейсмических поясов с континентальными окраинами могут служить следующие районы: протяженные отрезки западной окраины Южной и Центральной Америки, отдельные участки Средиземного моря, Аляски, Камчатки и Японии, а также многие островные дуги или части дуг, таких, как Алеутская, Курильская, Филиппинская, Ново-Гвинейская и Индонезийская, если принять такое толкование термина «континентальная окраина», что он будет приложим и к дугам.

В очень немногих местах, например в Красном море, Аденском заливе, Калифорнийском заливе и в Исландии (если этот остров можно считать «континентальным» в геологическом смысле), к континентальным окраинам приурочены пояса сейсмичности, соответствующие зонам дивергенции плит, что главным образом объясняется небольшой амплитудой спрединга. В этих случаях нарождающийся океан узок и срединно-океаническая ось разрастания оказывается вблизи обеих прилегающих континентальных окраин.

В случае Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов оси разрастания, включающие хребты и трансформные разломы, в це-



ФИГ. 1. Карта эпицентров мелкофокусных (глубины очагов от 0 до 100 км) землетрясений, происшедших в период с 1961 по 1967 г. [2].

лом параллельны континентальным окраинам. Действительно, часто отмечалось, что Красное море является лишь более молодым и меньшим по размеру аналогом Атлантического океана, также имеющим ось разрастания и соответствующий пояс сейсмичности, конфигурация которого приблизительно конформна береговым линиям. Сейсмичность указанных регионов не противоречит этой интерпретации. Поэтому с тектонической точки зрения было бы до некоторой степени искусственно связывать континентальные окраины Красного моря с активным сейсмическим поясом и пренебрегать такой связью в случае окраин Атлантического океана, несмотря на то что последние находятся далеко от границы плит, проходящей вдоль оси Срединно-Атлантического хребта.

Исландия представляет особый случай, для которого характерна локализация разрастания и соответствующей сейсмичности внутри меридионального пояса, пересекающего остров и его окраины. Сейсмичность в широтном поясе вдоль северной окраины Исландии, равно как, быть может, вдоль ее южной окраины, возможно, приурочена к трансформным разломам, по которым в настоящее время не происходит большого раскрытия, если вообще их можно считать осями разрастания.

В нескольких местах крупные сейсмически активные трансформные разломы проходят вблизи континентальных окраин или субпараллельно им. К их числу относятся разлом Сан-Андреас в Калифорнии, разломы вдоль западной окраины Канады, Филиппинский разлом и Альпийский разлом Новой Зеландии. То, что эти крупные разломы обнаруживают тенденцию ориентироваться параллельно континентальным окраинам, возможно, имеет важное значение для познания континентальных окраин, однако оно еще не достаточно осознано.

Совпадение некоторых отрезков сейсмических поясов и континентальных окраин — факт существенный, но, несомненно, самое важное в вопросе о связи между сейсмичностью и континентальными окраинами состоит в том, что в целом крупные сейсмические пояса не точно совпадают с окраинами и не обнаруживают простой связи с ними. Осознание важности этого положения сыграло решающую роль в развитии тектоники плит.

В некоторых местах, например в южной части Чили, связь континентальной окраины с сейсмическим поясом, которая наблюдается на протяжении тысяч километров, полностью исчезает к югу от пересечения этой зоны с океаническим сейсмическим поясом (фиг. 1), хотя крупной перестройки окраины при этом не происходит. В юго-восточной Азии северное продолжение западной ветви Индонезийского сейсмического пояса пересекает континентальную окраину Азии, никак не реагируя при этом на существование самой окраины. На западной оконечности Аденского залива сейсмический пояс, протягивающийся сюда из Индийского океана, раздваивается, и его южная ветвь пересекает континентальную окраину Африки, вновь, по существу, не реагируя своей геометрией на существование континентальной окраины.

Таким образом, наиболее важным в расположении и связи крупных сейсмических поясов и континентальных окраин является различие между ними, которое подчеркивает и подкрепляет фундаментальный принцип тектоники плит, состоящий в том, что строительными блоками глобальной тектоники являются не континенты и океаны, а большие плиты литосферы, оконтуриваемые по проявлениям сейсмической активности и другим тектоническим признакам.

Там, где сейсмические пояса и континентальные окраины совпадают, путем детального изучения сейсмичности и других сейсмических явлений, в особенности механизмов очагов землетрясений, можно получить некоторые сведения об окраинах. Рассмотрим разрез через конвергентную окраину (фиг. 2). Зона преимущественно неглубокой активности, т. е. средоточие наибольшего числа самых сильных землетрясений, приурочена к надвигу, по которому

ФИГ. 2. Вертикальный разрез через Перу, на котором показаны очаги землетрясений для территории, изображенной на врезке.

Показаны землетрясения с магнитудой более 5 по данным Каталога предварительных определений эпицентров землетрясений 1961—1967 гг. [7].

происходит относительное движение граничащих литосферных плит. Изучение механизмов очагов землетрясений и геодезические наблюдения подтверждают эту связь. Сильнейшие толчки, например Аляскинское землетрясение 1964 г. и Чилийское землетрясение 1960 г., приурочены к этой зоне. Дополнительная умеренная неглубокая сейсмическая активность наблюдается под глубоководными желобами, где изучение механизмов очагов землетрясений и сейсмопрофилирование ясно указывают на растяжение вблизи верхней поверхности погружающейся литосферной плиты, ориентированное горизонтально и нормально к простиранию сейсмического пояса и дуги. Это растяжение возникает вследствие изгиба плиты при ее погружении в зону субдукции.

На континентальной стороне зоны субдукции часто происходят мелкофокусные землетрясения в пределах относительно широкой зоны. Например, особенно активная зона коровых землетрясений расположена на восточной, или континентальной, стороне Анд в Перу и Эквадоре (фиг. 1 и 2). Мелкофокусные землетрясения здесь часто происходят в прибрежном клине коры над зоной Беньофа. Этот клин, заключенный между зоной Беньофа и внутренней зоной поверхностных землетрясений с относительно низкой сейсмичностью, возможно, характерен и для других зон субдукции. К числу наиболее активных зон концентрации мелкофокусных землетрясений, расположенных с континентальной стороны от зоны субдукции, относят зоны Эквадор-Перу-Чилийской системы, Хонсю (Япония) и восточную оконечность Алеутско-Аляскинской системы. В первых двух случаях, для которых имеются фактические данные, определение напряжений в очагах землетрясений указывает как на сдвиговые движения, так и на надвигание с максимальным сжимающим напряжением, ориентированным приблизительно перпендикулярно окраине. Быть может, имеет значение также и то обстоятельство, что в трех упомянутых зонах субдукции угол падения зоны Беньофа довольно мал и изменяется приблизительно в пределах от 10—15° в Перу и на Аляске до 30° на острове Хонсю.

Наличие землетрясений на промежуточных и больших глубинах обычно рассматривается как свидетельство существования в этих регионах поддвигающейся литосферной плиты. Однако широко распространена неправильная точка зрения о том, что эти толчки связаны с относительным движением (надвиганием) верхней поверхности литосферы и прилегающей мантии, подобно тому как это имеет место в случае мелкофокусных землетрясений. Эта точка зрения, интуитивно представляющаяся разумной, не подтверждается данными, которые, напротив, указывают на то, что землетрясения происходят внутри погружающихся литосферных плит и обусловлены системой напряжений, в которой ось максимального или минимального напряжения часто ориентирована вниз по падению плиты.

Глобальная структура напряжений, установленная путем изучения механизмов очагов таких землетрясений, важна для понимания динамики плит. Она согласуется с представлением о генерации напряжений вследствие погружения литосферной плиты и связанным с ним растяжением в диапазоне промежуточных глубин в некоторых районах и сопротивлением дальнейшему погружению на еще больших глубинах, в результате чего возникает сжатие, ориентированное по падению для всех глубокофокусных толчков, а также для среднефокусных толчков в тех случаях, когда нижний конец плиты опускается достаточно глубоко [7]. В некоторых дугах распределение глубинной сейсмичности и траектории распространения сейсмических волн указывают на отрыв нижней части плиты. Лучшим примером этого явления может служить Новогебридская дуга.

Из фиг. 1 видно, что, вообще говоря, наибольшая поверхностная сейсмическая активность наблюдается в зоне конвергенции плит. Однако более детальные исследования показывают, что в пределах этих зон и вдоль них отмечаются значительные пространственные и временные вариации. Для изучения таких вариаций требуется длительное время. Места нескольких крупных землетрясений были предсказаны на основе того, что большие пробелы в распределении эпицентров недавних землетрясений внутри крупных сейсмических поясов, как установлено наблюдениями, являются вероятными местами сильных толчков в ближайшем будущем [5, 10, 9].

Это положение можно развить несколько дальше. Данные о сейсмичности, а также некоторые геологические данные свидетельствуют о том, что дуги состоят из отдельных сегментов. Крупные землетрясения, происходящие в одной и той же части дуги, имеют зоны афтершоков, которые заканчиваются в одном и том же месте дуги, причем смещения цепей вулканов и определенных форм рельефа иногда соответствуют этим же границам. Отсюда следует, что погружающаяся плита, возможно, разбита трещинами или разделена

на части субвертикальными поверхностями, ориентированными приблизительно нормально к дуге. Эта гипотеза требует дальнейшей проверки, но уже сейчас получила существенное фактическое подтверждение[1].

Ясно, что из изучения сейсмичности поступает большая часть сведений о тектонике сейсмически активных окраин в глобальном и региональном масштабах, рассмотренных выше. Для хорошо изученных районов, например Японии, островов Тонга или Южной Америки, получено так много данных, что их невозможно обсудить в короткой обзорной статье. Объем имеющихся детальных данных ограничен, но существует явная возможность для дальнейшего изучения. Например, надвигание в осадках внутреннего борта желоба в настоящее время довольно хорошо установлено по материалам профилирования и геологических исследований [6] (см. статью Сили, Вейля и Уолтона в этой книге). Не установлено, приурочены ли какие-либо землетрясения к этим надвигам, хотя возможно, что если бы были проведены адекватные наблюдения и исследования, то такая связь была бы найдена. В этом случае появилось бы средство для дальнейшего изучения процесса надвигания.

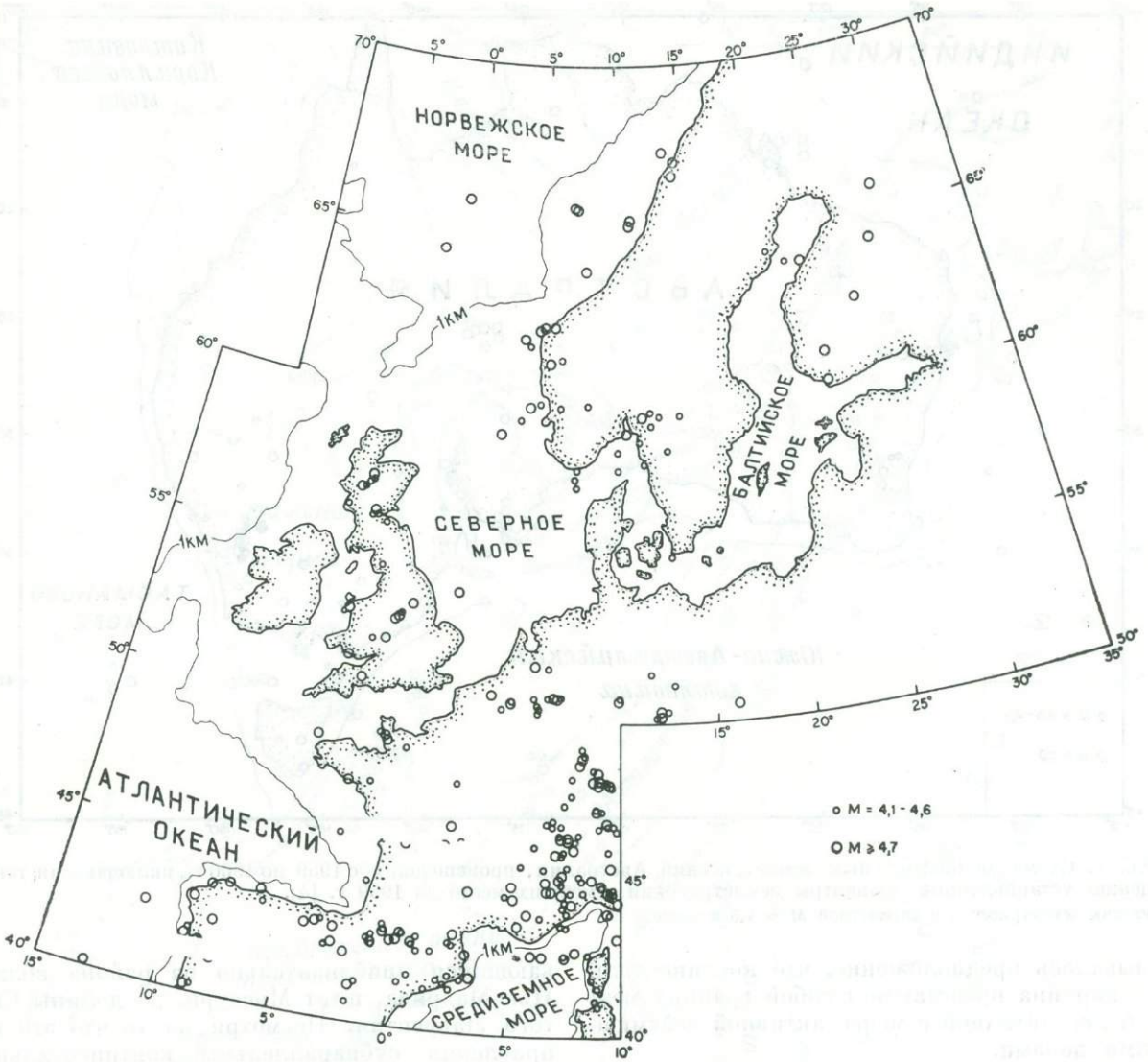
Континентальные окраины вне крупных сейсмических поясов

Как показывает фиг. 1, за несколько лет можно получить представительную картину распределения сейсмической активности в основных сейсмических поясах: основные особенности распределения остаются одинаковыми независимо от выбранного интервала времени. Однако за пределами крупных поясов ситуация совершенно иная. Сильные толчки здесь настолько редки, что лишь в исключительных случаях происходят точно или приблизительно в одном и том же месте. Поэтому не ясно, можно ли достаточно верно охарактеризовать сейсмичность большинства внутренних частей плит. Произойдет ли следующее крупное землетрясение в восточной части США вблизи Нью-Мадрида, штат Миссури, или Чарлстона, штат Южная Каролина, где, как известно, в прошлом имели место сильные толчки, или оно произойдет в месте, ничем не примечательном в отношении современной сейсмичности? На этот вопрос сегодня нельзя ответить с определенностью. Скудность наших знаний о землетрясениях внутри плит очевидна.

Бедность информации является результатом не только редкости толчков, хотя малая частота землетрясений и является главной ее причиной. Технические возможности наблюдений с помощью сейсмографов во внутриплитовых районах обычно малы, поскольку сейсмический риск здесь ниже и, следовательно, интерес к сейсмологическим исследованиям слабее. Там, где активность низка, а объем наблюдений ограничен, основные надежды возлагают на исторические, неинструментальные записи. Качество этих записей сильно зависит от плотности населения и от других факторов, таких, как непрерывность ведения записей, уровень цивилизации и формы передачи информации. Океанические районы при этом, как правило, освещаются очень слабо или вообще не освещаются. Малонаселенные районы находятся почти в столь же плохом положении. Таким образом, при изучении сейсмичности внутренних частей плит возникает много неясностей, которые к тому же обычно гораздо более существенные, чем в случае активных поясов.

Для обсуждения внутриплитовых землетрясений сначала рассмотрим фиг. 1. Данные, представленные на ней, не строго одинакового качества, так как обнаружение землетрясений и установление их эпицентров проводится в некоторых континентальных районах лучше, чем в других, и в целом на суше лучше, чем на океанах. Тем не менее на фиг. 1 представлена, возможно, наиболее однородная система данных, имеющихся в настоящее время для всего земного шара. Если крупные сейсмические пояса на окраинах плит исключить из рассмотрения, то станет ясно, что активность вне этих поясов является рассредоточенной, рассеянной на большей части поверхности Земли. Однако распределение эпицентров на фиг. 1 не однородно и не станет однородным, даже если появится значительно больше данных. Существенная концентрация сейсмичности наблюдается на Азиатском континенте к северу и северо-востоку от Гималайской дуги; в Африке в тесной ассоциации с рифтовыми долинами на севере и в рассеянном виде на юге; в США. Кажущаяся сконцентрированность в последнем случае, по крайней мере частично, обусловлена более тщательными, полными сообщениями о землетрясениях и, возможно, не является столь высокой, как показано на фиг. 1. Рассредоточенная сейсмичность отмечается в Европе (фиг. 3), Австралии (фиг. 4), Канаде (фиг. 5) и других кон-

[1] См. статью Карра и др. в этой книге. —*Прим. перев.*



ФИГ. 3. Схема мелкофокусных землетрясений, происшедших в Западной и Северной Европе с 1901 по 1955 г. [8].
Показаны землетрясения с магнитудой $M = 4{,}1$ и более. Обращает внимание группировка землетрясений в Западных Альпах, вероятно в какой-то форме отражающая границу плиты.

тинентальных районах. Немногочисленные толчки происходят в океанических бассейнах вдали от активных границ плит.

Азиатская зона позади Гималаев представляет известный интерес, но имеет малое отношение к современной континентальной окраине и поэтому не будет рассматриваться далее. В южноафриканской зоне землетрясения, за несколькими исключениями, приурочены к районам суши (фиг. 1). Поскольку эпицентры этих землетрясений определены в основном по телесейсмическим данным, здесь возможности обнаружения землетрясений на суше и в океане должны были бы различаться относительно слабо. Таким образом, эти данные можно интерпретировать как указание на то, что континентальная окраина представляет собой некую границу области рассредоточенной сейсмичности на суше. Однако имеются другие, кажущиеся границы такой активности, которые не являются континентальными окраинами, так что значение отмеченного факта трудно понять, основываясь только на этих данных. В отношении восточного побережья Северной Америки и, возможно, — хотя, наверное, в меньшей степени — в отношении Австралии также выс-

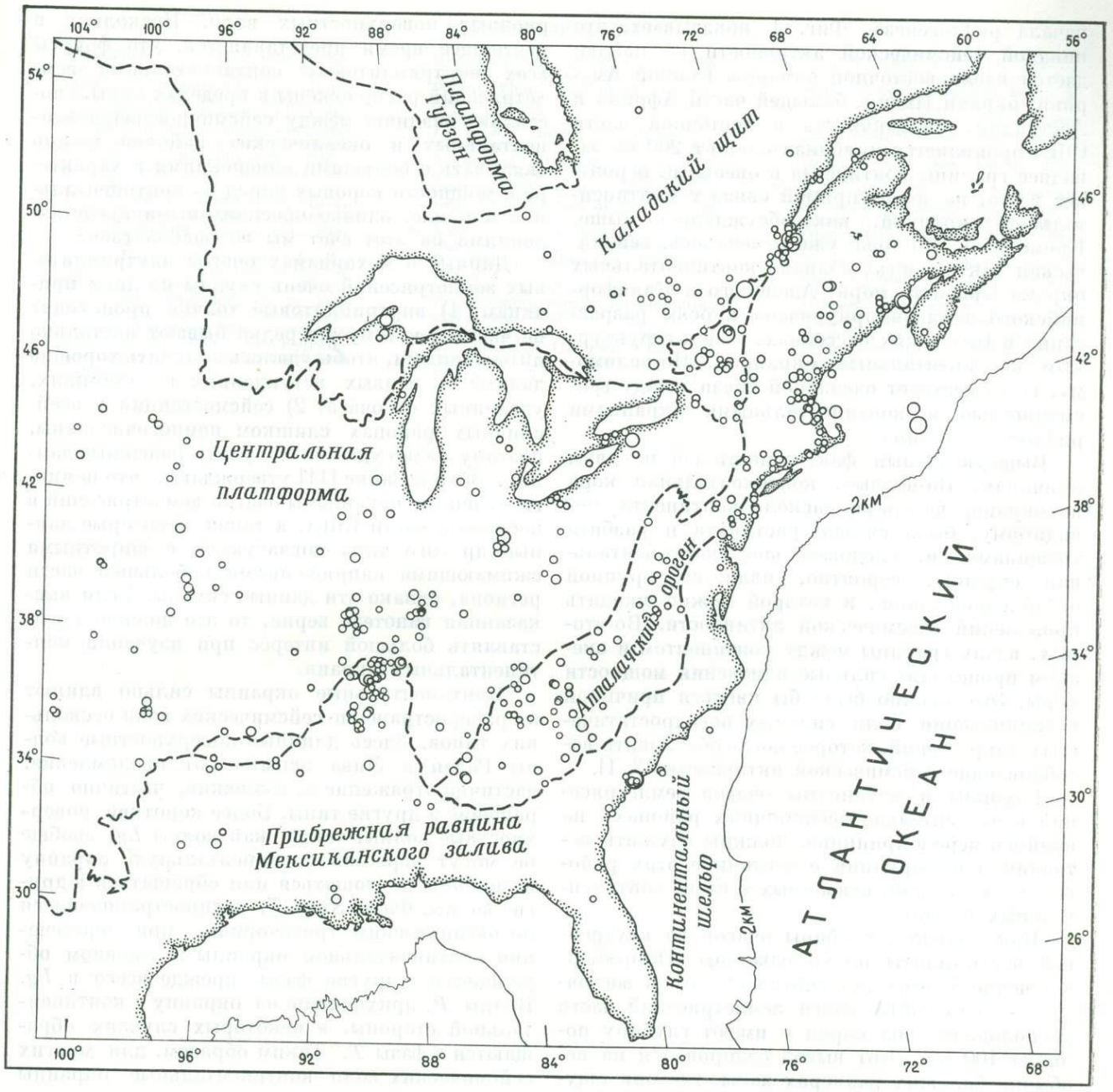
ФИГ. 4. Схема мелкофокусных землетрясений Австралии, происшедших с 1959 по 1966 г., включающая также надежно установленные эпицентры землетрясений, имевших место до 1959 г. [4].
Показаны землетрясения с магнитудой $M = 4{,}5$ и более.

казывалось предположение, что континентальная окраина представляет собой границу между более активной и менее активной сейсмическими зонами.

На фиг. 5 показана сейсмичность части США и прилегающих частей Канады, включающая в отличие от фиг. 1 не только эпицентры, положение которых определено по инструментальным наблюдениям в последние несколько лет, а все землетрясения с магнитудой 5 и более, известные по историческим документам. Эти данные заметно богаче приведенных на фиг. 1 и позволяют получить более представительную картину сейсмической активности восточной части США за продолжительный период времени.

В распределении эпицентров выделяется несколько трендов. Имеется пояс эпицентров северо-восточного простирания вдоль Аппалачских гор, а также возможный, хотя и оспариваемый, субпараллельный пояс, протягивающийся приблизительно из района вблизи Нью-Мадрида, штат Миссури, до долины Святого Лаврентия. Несмотря на то что эти направления субпараллельны континентальной окраине, в настоящее время имеется мало оснований, чтобы предполагать причинно-следственную связь между простираниями сейсмических поясов и окраиной.

Имеются также пояса, приблизительно нормальные к континентальной окраине. Один из них, северо-западный, проходящий через Оттаву, виден на фиг. 5 и еще лучше проявляется в других группах данных, не показанных здесь. Другой пояс протягивается на северо-восток через Оттаву в район Бостона. Оба пояса заканчиваются вблизи побережья и, видимо, не продолжаются за пределы континентальной окраины. Как и в случае фиг. 1, сейсмическая активность, показанная на фиг. 5, определенно меньше на океанской стороне континентального шельфа, чем на континентальной. На фиг. 5



ФИГ. 5. Схема мелкофокусных землетрясений в восточной части США и Канады, включающая землетрясения исторического времени с магнитудой M = 5 и более (по данным Смита [12, 13] и Береговой и геодезической службы США).

на океанской стороне не отмечено никакой активности. Но на континенте имеются районы, например южная часть Флориды, в которых также нет эпицентров, так что и в этом случае континентальная окраина не может рассматриваться как единственный тип границы между активными и неактивными регионами.

Замечательная особенность окраин континентов, разделившихся при рифтогенезе, состоит в отсутствии сейсмической активности вдоль границы между континентальной корой и океанической корой (как было установлено недавно, например, Тальвани и Элдхолмом [14]). Эта асейсмичность не зависит от времени

начала рифтогенеза. Фиг. 1 показывает, что никакой сейсмической активности не наблюдается вдоль восточной окраины Южной Америки, окраин Индии, большей части Африки и Австралии. Сейсмичность в восточной части США проявляется приблизительно в 200 км западнее границы континента и океана и, вероятнее всего, не имеет прямой связи с континентальной окраиной, как обсуждалось выше. Кроме того, что тоже уже отмечалось, сейсмическая активность вблизи континентальных окраин Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов приурочена к осям разрастания в этих узких бассейнах, а не к структурным континентальным окраинам. По-видимому, не существует очевидной связи между сейсмичностью и континентальными окраинами рифтогенного типа.

Вышеуказанный факт удивителен по двум причинам. Во-первых, континентальная кора на окраине во время раскола континента, по-видимому, была сильно растянута и разбита трещинами, и, следовательно, континентальная окраина, вероятно, является крупной ослабленной зоной, в которой можно ожидать проявлений сейсмической активности. Во-вторых, вдоль границы между континентом и океаном происходят сильные изменения мощности коры. Это должно было бы явиться причиной возникновения поля сильных негидростатических напряжений, которое могло обусловить возобновление сейсмической активности [3, 1].

Глубины и механизмы очагов землетрясений в относительно асейсмичных районах, по крайней мере в принципе, должны служить источником информации о тектонике этих районов и, возможно, связанных с ними континентальных окраин.

Как правило, глубины очагов во внутренней части плиты плохо известны. Например, в течение многих лет считалось, что в восточных штатах США очаги землетрясений часто расположены под корой и имеют глубину порядка 100 км. Этот вывод базировался на необычно больших размерах зоны, где они ощущались: она обычно в 15—25 раз больше, чем для землетрясений близкой магнитуды, например в западной части США.

С появлением усовершенствованной аппаратуры и улучшением системы наблюдений стало ясно, что очаги находятся в коре и, возможно, всегда в ее верхней части, хотя последнее утверждение еще не проверено. Большой размер зон ощущения землетрясений в указанном регионе в настоящее время объясняется высокоэффективным распространением короткопериодных поверхностных волн. Поскольку в настоящее время представляется, что фокусы всех внутриплитовых континентальных землетрясений расположены в пределах коры, постольку различие между сейсмичностью континентальных и океанических районов можно связывать с большими изменениями в характере и мощности кóровых пород на континентальной окраине, однако обоснованными представлениями на этот счет мы не располагаем.

Данные о механизмах очагов внутриплитовых землетрясений очень скудны по двум причинам: 1) внутриплитовые толчки происходят не часто и к тому же редко бывают настолько интенсивными, чтобы удалось получить хорошие данные о первых вступлениях на станциях, удаленных от очага; 2) сейсмостанции в асейсмичных районах слишком немногочисленны, поэтому редко удается получить надежные данные. Збар и Сайкс [11] утверждают, что немногочисленные механизмы очагов землетрясений в восточной части США, а также некоторые данные другого типа согласуются с широтными сжимающими напряжениями в большей части региона, однако эти данные скудны. Если высказанная гипотеза верна, то это должно представлять большой интерес при изучении континентальных окраин.

Континентальные окраины сильно влияют на распространение сейсмических волн нескольких типов. Здесь длинные поверхностные волны Релея и Лява испытывают преломление, частично отражение и, возможно, частично обращение в другие типы. Более короткие поверхностные волны, такие, как волны *Lg*, вообще не могут пересечь континентальную окраину и должны поглощаться или обращаться в другие волны. Фазы *Sn* и *T*, распространяющиеся по океаническим траекториям, при пересечении континентальной окраины в основном обращаются в другие фазы, прежде всего в *Lg*. Волны *P*, приходящие на окраину с континентальной стороны, в некоторых случаях обращаются в фазы *T*. Таким образом, для многих сейсмических волн континентальные окраины внутриплитового типа являются границами, имеющими гораздо большее значение, чем для сейсмичности.

Данная работа финансировалась по дотации AFOSR-73-2494 Управления научных исследований ВВС США и по дотациям GA-30473 и GA-34140 Национального научного фонда США. Эта статья — работа № 556 Геологического факультета Корнельского университета.

Список литературы

1. *Artyushkov E. V.*, 1973, Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneties, Jour. Geophys. Res., **78**, p. 7675.
2. *Barazangi M., Dorman J.*, 1969, World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967, Seismol. Soc. America Bull., **59**, p. 369.
3. *Bott M. H. P., Dean D. S.*, 1972, Stress systems at young continental margins, Nature Physical Sci., **235**, p. 23.
4. *Doyle H. A., Everingham I. B., Sutton D. J.*, 1968, Seismicity of the Australian continent, Jour. Geol. Soc. Australia, **15**, p. 295.
5. *Федотов С. А.*, 1965, О закономерностях распределения сильных землятрясений Камчатки, Курильских остро-вов и северо-восточной Японии, Тр. Ин-та Физики Земли, № 203, 66.
6. *Ingle J. C. et al.*, 1973, Western Pacific Floor, Leg 31 of the Deep Sea Drilling Project, Geotimes, October, p. 22.
7. *Isacks B., Molnar P.*, 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, Rev. Geophys. and Space Phys., **9**, p. 103.
8. *Karnik V.*, 1971, Seismicity of the European area, Amsterdam, D. Reidel Publishing Company, 218 p.
9. *Kelleher J., Sykes L., Oliver J.*, 1973, Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, Journ. Geophys. Res., **78**, p. 2547.
10. *Mogi K.*, 1968, Migration of seismic activity, Earthquake Res. Inst. Bull., Tokyo University, **46**, p. 53.
11. *Sbar M., Sykes L.*, 1973, Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America, An example of intra-plate tectonics, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 1861.
12. *Smith W. E. T.*, 1962, Earthquakes of eastern Canada and adjacent areas, 1534—1927, Dominion Observatory Ottawa Pubs., **26**, p. 271.
13. *Smith W. E. T.*, Earthquakes of eastern Canada and adjacent areas, 1928—1959, Dominion Observatory Ottawa Pubs., **32**, p. 87.
14. *Talwani M., Eldholm O.*, 1973, Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents, Nature, **241**, p. 325.

Активные континентальные окраины и островные дуги

Т. Хатертон

Введение

Определенные области Земли характеризуются необычно высокой геофизической и геологической активностью, проявляющейся в глубокофокусных землетрясениях, вулканизме и горообразовании. Эти области образуют два непрерывных пояса: Циркумтихоокеанский пояс (фиг. 1) и пояс, протягивающийся через Азию к океаническому Средиземному морю. Будучи непрерывными по существу, эти пояса в то же время состоят из ряда элементов, часто имеющих дугообразную форму. Такие элементы иногда отмечены цепочками островов (например, Марианскими и Алеутскими), и термин *островная дуга* использовался для обозначения их геоморфологического, а позднее и геофизического своеобразия. Аналогичные геофизические явления обнаружены и на окраинах континентов, например на западном побережье Южной Америки и южном побережье Аляски, которые стали называть *активными континентальными окраинами*. Однако большую часть Альпийского пояса едва ли можно отнести к островной дуге или континентальной окраине. Поскольку и островные дуги, и активные континентальные окраины являются областями высокой геологической активности, для их обозначения также использовался термин *орогенический пояс*, который удачно охватывает альпийские элементы. Поскольку почти все характеристики островных дуг и активных континентальных окраин распределены очень асимметрично, Эвисон [10] предложил название *асимметричные активные регионы* в качестве общего термина. Возможно, сегодня некоторые исследователи предпочли бы термин *зона субдукции*, но это определение описывает не столько само явление, сколько его следствия. Активные окраины в современной терминологии включают еще и края, или границы, «плит», но это название также имеет и более широкое значение.

Автор предпочитает термин Эвисона «асимметричный активный регион», который отражает два главных факта: высокую геофизическую активность и ее асимметричное распределение. Однако это название не вошло в общее употребление, и «островная дуга» пока остается всеохватывающим термином для обозначения таких регионов. В соответствии с названием этой книги термин «активные окраины» будет использоваться всюду для обозначения обсуждаемых нами, главным образом циркумтихоокеанских, регионов.

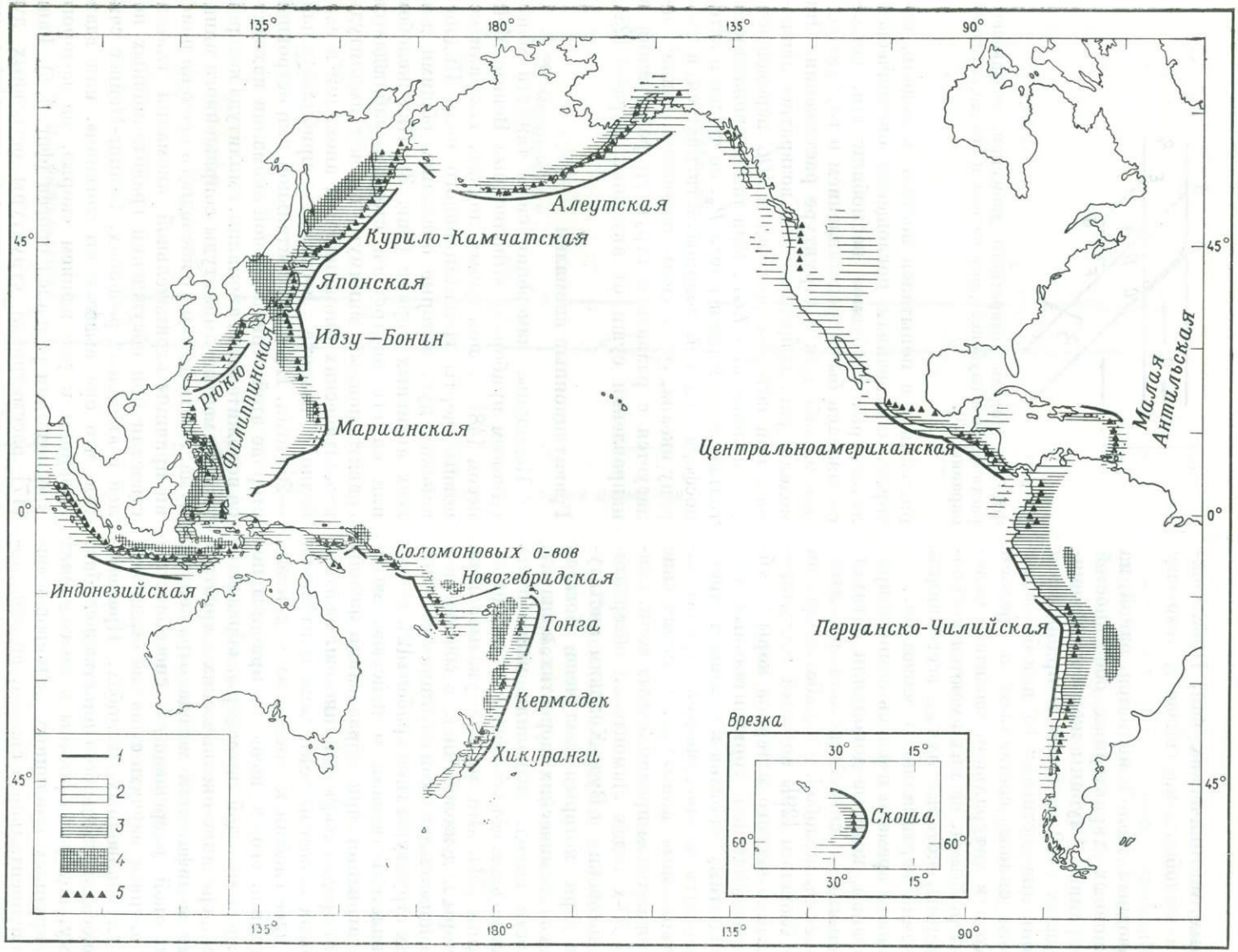
История изучения активных окраин разделяется в основном на три периода. После многих лет работы в основном японских и голландских ученых Гутенберг и Рихтер [18] смогли описать «одностороннюю упорядоченность структур и сопровождающих их явлений», которая представляет диагностический признак активных окраин. Эти структуры и явления, если идти от океанической (выпуклой) к континентальной (вогнутой) стороне дуги, таковы:

1. Океанический желоб, впадина или краевой прогиб.
2. Мелкофокусные землетрясения и отрицательные гравитационные аномалии в узком поясе на выпуклой стороне подводной впадины.
3. Положительные гравитационные аномалии и землетрясения на глубинах около 60 км.
4. Главная структурная дуга позднемелового или третичного возраста с активными или потухшими вулканами. Землетрясения на глубине порядка 100 км.
5. Вторая структурная дуга. Вулканизм обычно старше и более поздней стадии. Землетрясения на глубинах 200—300 км.
6. Пояс землетрясений на глубинах 300—700 км.

За двадцать лет (с 1945 по 1965 гг.) появилось большое количество данных по силе тяжести, морфологии, сейсмологии и геохимии. В этот период японские петрологи и геохимики начали различать асимметрию в геохимии вулканизма и связывать продукты вулканизма с землетрясениями в мантии, что впервые отметил еще в 1935 г. Вадати. В то же время этот период был сравнительно малопродуктивным в отношении обобщающих исследований, если не считать работу Ганна [17].

Глубоководные желоба

Горные хребты и глубоководные желоба представляют собой наибольшие отклонения от в общем сфероидальной формы Земли. Поскольку природные силы эрозии и седиментации противодействуют сохранению этих структур, само их существование представляет собой наиболее выразительный признак действия круп-



ФИГ. 1. Активные континентальные окраины и островные дуги Тихоокеанского региона.

1 — желоб. *Глубина очагов землетрясений*: *2* — 0—70 км, *3* — 70—300 км, *4* — 300—700 км; *5* — вулканическая цепь.

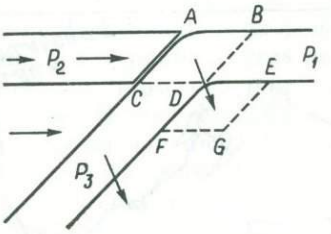
номасштабных тектонических сил. Происхождение гор и желобов даже сейчас далеко еще не ясно.

Глубоководный желоб является одной из четырех основных характерных особенностей активной окраины. Глубины желобов изменяются в пределах от 2 до 8 км. В прибрежном борту наклоны дна достигают 10° или более, но на океанском склоне составляют в среднем лишь 5°. Хотя в натуральном масштабе склоны выглядят ровными, на них имеются уступообразные формы, которые лучше всего видны при увеличении вертикального масштаба.

До недавнего времени имелось немного прямых наблюдений, которые дополняли батиметрические данные и способствовали развитию теории строения желобов. Разработка модели «тектогена» Кюненом [29], который постулировал вдавливание легкого материла коры в субстрат под воздействием горизонтальных сил сжатия, была стимулирована в основном стремлением объяснить наблюдавшиеся отрицательные гравитационные аномалии. Сейсмические исследования методом преломленных волн, проведенные в 50-х годах Ламонтской обсерваторией, Скриппсовским и Вудс-Холским институтами, благодаря которым получена богатая информация о сейсмических скоростях, а значит, и о плотности пород, позволили разработать улучшенные модели, объясняющие гравитационные аномалии [51]. Эти модели указывали на утонение коры под желобами и в сочетании с накапливающимися данными о наличии уступов, образующих структуры типа грабена [2], по-видимому, свидетельствовали о действии механизма растягивания при образовании желоба в отличие от предшествующей гипотезы сжатия.

Разработка гипотезы тектоники плит вновь привела к идее сжатия на активных окраинах, априори приняв его в качестве причины поглощения здесь молодой литосферы, образовавшейся на срединно-океанических хребтах. Применение модификации метода отраженных волн с высокой разрешающей способностью позволило впервые изучить строение осадочной толщи в глубоководных желобах. Примечательно, что осадки на дне большинства желобов, по-видимому, недеформированы и не содержат следов ни крупных придонных надвигов в основании континентального склона, ни исчезновения океанических осадков под континентами на отрезке геологической истории от третичного периода до настоящего времени [49].

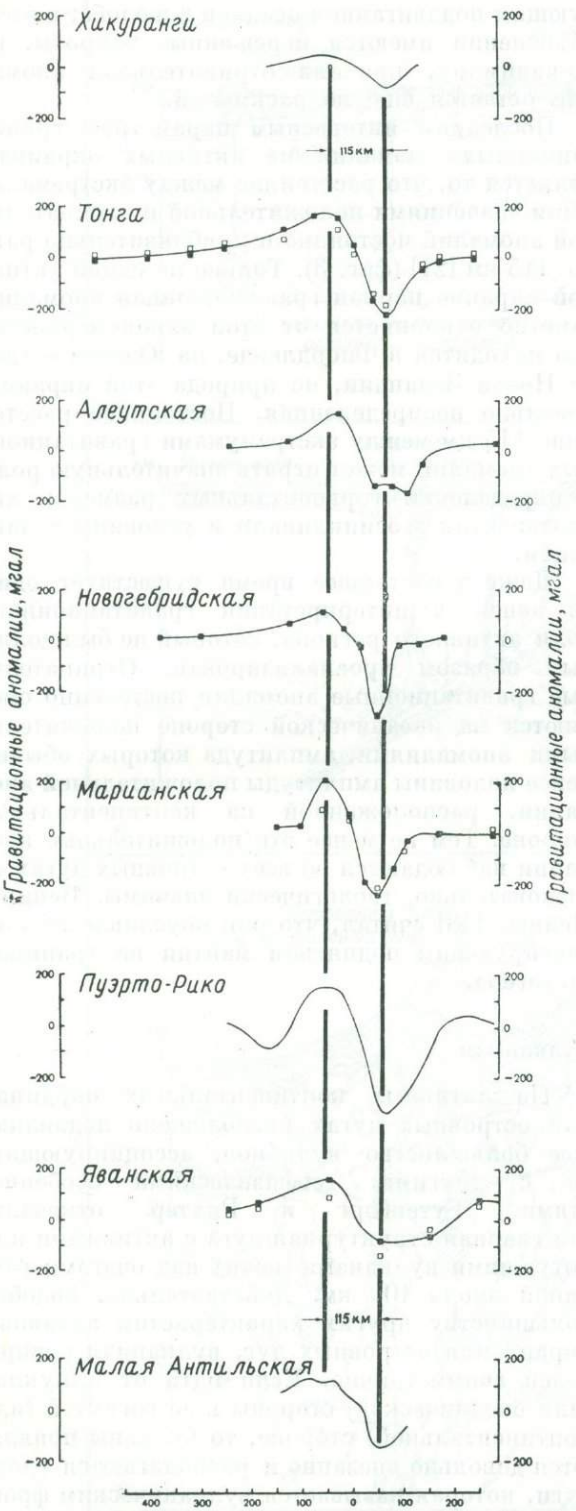
Эльзассер [9] возражал против «наметившейся в последнее время упорной фиксации геологического мышления на сжимающих напряжениях» и попытался построить модель, которая, обеспечивая поглощение океанической литосферы, требуемое неомобилизмом, согласовывалась бы с представлением о глубоководном желобе как о структуре растяжения. Эта модель (фиг. 2) предполагает возвратное движение, при котором ромбоид $ABDC$ перемещается в положение $DEGF$. При таком движении не только литосферная плита P_2, но также и астеносфера под ней должны затягиваться в сторону океана. Эта модель, возможно, также согласуется с развитием структур растяжения в направлении суши от активных окраин [28].



ФИГ. 2. Модель возвратного движения, создающего растяжение в глубоководном желобе и позади активной окраины [9].

Гравитационные аномалии

Подводные измерения силы тяжести маятниковым прибором, выполненные Венинг-Мейнесом [48] на подводных лодках, выявили основные черты гравитационного поля Индонезийских дуг, которые оказались общими для всех активных окраин (фиг. 3). Над желобом или на его внутренней стороне наблюдается гравитационный минимум, причем амплитуды изостатических аномалий или аномалий в свободном воздухе достигают приблизительно —200 мгал. На континентальной или островной стороне этой отрицательной аномалии находится положительная аномалия, амплитуда которой гораздо меньше амплитуды сопряженного минимума. Почти до самого последнего времени поиски причины отрицательной аномалии главенствовали при обсуждении гравитационных полей в активных регионах. Венинг-Мейнес считал, что она вызвана «тектогеном», или вдавливанием и утолщением «коры», из которого впоследствии развился ороген (фиг. 4, *б*). Ганн [17] рассматривал структуры островных дуг с позиций разбитой разломами литосферы, которая считалась прочной, упругой и поддерживаемой снизу глубинной магмой. Тектонические и геофизические наблюдения интерпретировали, принимая в расчет надвигание континентального сектора.



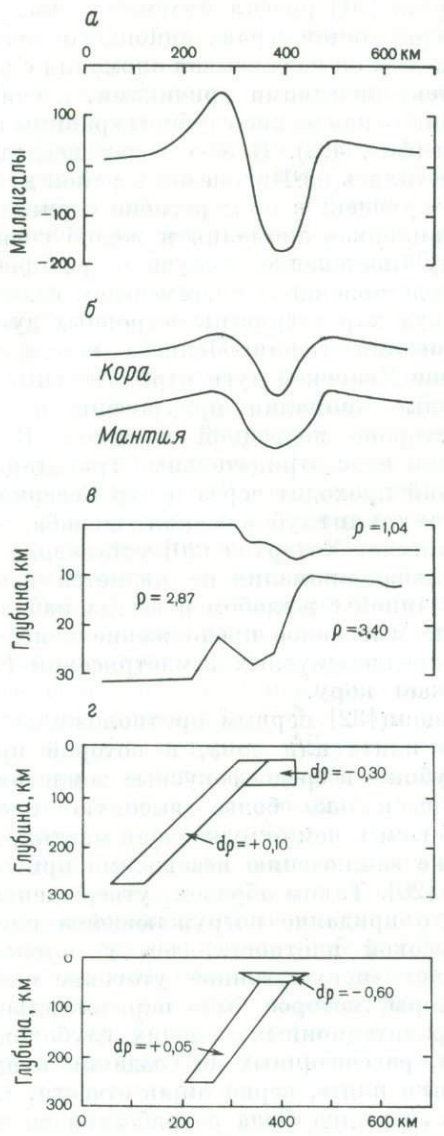
ФИГ. 3. Гравитационные аномалии вкрест активных окраин и островных дуг [48, 52, 38, 1].

Черными значками показаны аномалии в свободном воздухе, светлыми — изостатические аномалии. Наблюдения на профилях 1, 6 и 8 настолько плотные, что образуют плавные кривые.

Уорзел [51] развил прагматический подход к интерпретации гравитационного поля островных дуг: он не связывал аномалии с какими-либо тектоническими причинами, а считал их источником изменение глубины границы кора — мантия (фиг. 4, *в*). В 50-х годах исследования переместились из Индонезии в район дуги Тонга — Кермадек; в этом регионе отрицательная гравитационная аномалия и желоб совпадают, поэтому постепенно получило распространение представление о повсеместном совмещении этих двух характеристик островных дуг, хотя исследования Венинг-Мейнеса показали, что в районе Яванской дуги отрицательные гравитационные аномалии приурочены к «выпуклой» стороне подводной впадины. В Новой Зеландии пояс отрицательных гравитационных аномалий проходит через центр Северного острова, где нет ни глубоководного желоба, ни явного тектогена. Хатертон [20] установил, что отрицательная аномалия не является изначально связанной с желобом и всегда наблюдается там, где мысленное продолжение пояса глубоко- и среднефокусных землетрясений (фиг. 7) пересекает кору.

Лившиц [32] первым предположил, что наклонная плита или зона, в которой происходят глубоко- и среднефокусные землетрясения, имеет несколько более высокую плотность (+0,06 г/см^3), чем окружающая мантия, и к такому же заключению независимо пришел Хатертон [20]. Таким образом, утверждение Гроу [16], что придание погружающейся плите более высокой плотности, чем у астеносферы, устраняет «искусственное утонение океанической коры, которое было парадоксальным во всех гравитационных моделях глубоководного желоба, рассчитанных до создания концепции тектоники плит», верно лишь отчасти, так как модель Лившица была разработана до появления тектоники плит.

Положительные и отрицательные гравитационные аномалии образуют сопряженную пару аномалий, которая имеет дипольный характер и среднее значение, близкое к нулю (фиг. 3). Хатертон [21] предположил, что возможной причиной появления аномалий была дифференциация в верхней мантии. Однако большинство исследователей склоняется к тому, что обе ано-



ФИГ. 4. Эволюция моделей, выдвигавшихся для объяснения гравитационных аномалий на активных окраинах и островных дугах.

а — типичная двухэкстремальная гравитационная аномалия; *б* — модель тектогена [29]; *в* — модель, в которой изменяется только толщина коры [51]; *г* — модель с неоднородной мантией [20].

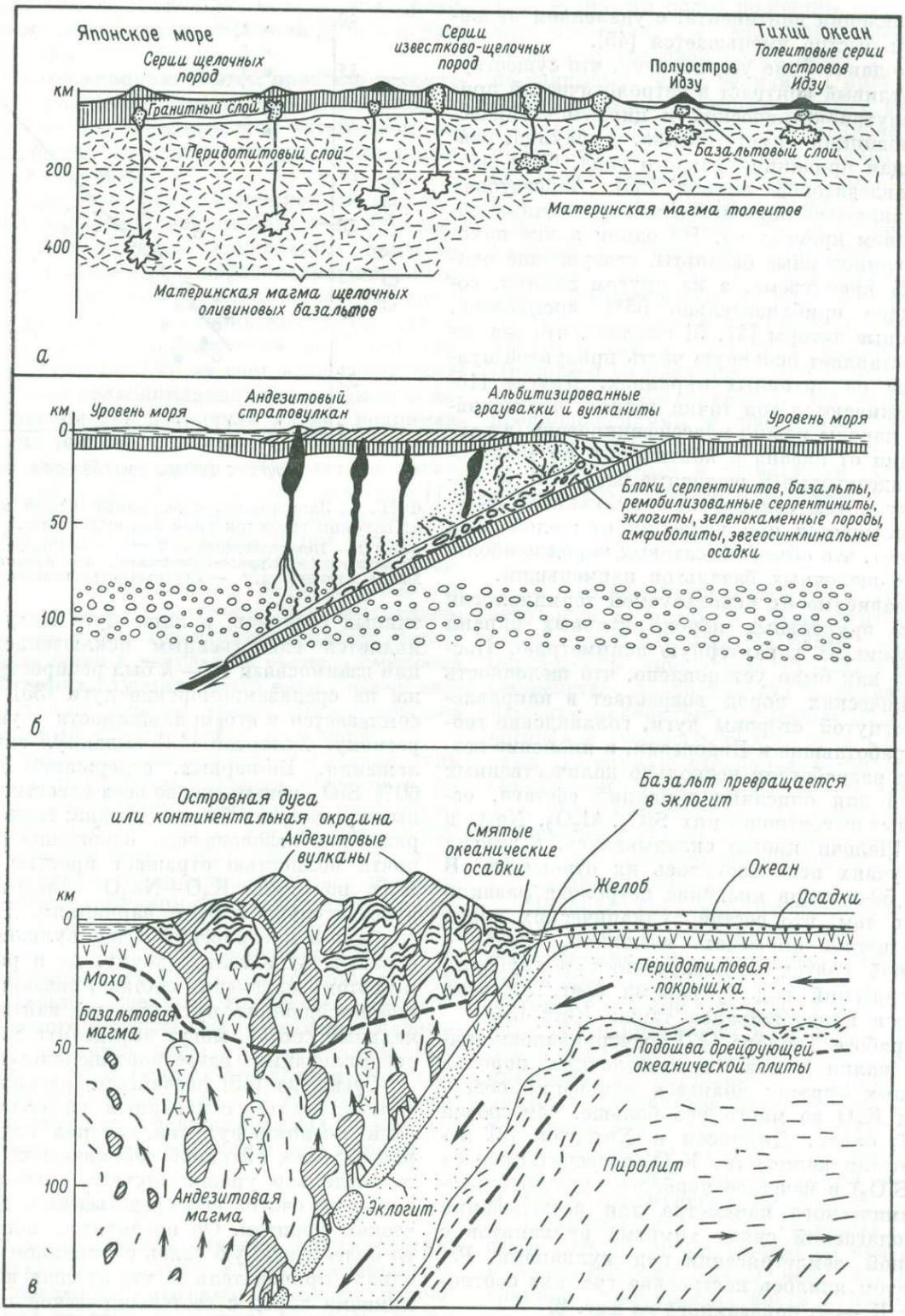
малии являются независимыми в том отношении, что ни одна не появляется как следствие другой, хотя обе обусловлены геодинамическим процессом, формирующим активные окраины, какова бы ни была его природа. Положительная аномалия связывается с повышенной плотностью холодной поддвигающейся (поглощаемой) литосферной плиты. Отрицательная аномалия объясняется аккумуляцией и последующим поддвиганием осадков в желобе; в этом объяснении имеются нерешенные вопросы, и, по-видимому, причина отрицательной аномалии остается еще не раскрытой.

Последним интересным параметром гравитационных аномалий на активных окраинах является то, что расстояние между экстремальными значениями положительной и отрицательной аномалий постоянно и приблизительно равно 115 км [21] (фиг. 3). Только на одной активной окраине парная гравитационная аномалия заметно отклоняется от этой закономерности; она находится в Фиордленде, на Южном острове Новой Зеландии, но природа этой окраины довольно неопределенная. Постоянное расстояние 115 км между экстремумами гравитационных аномалий может играть значительную роль в определении горизонтальных размеров характеристик геосинклинали в условиях релаксации.

Даже в настоящее время существует один из аспектов интерпретации гравитационного поля активного региона, который не был должным образом проанализирован. Отрицательные гравитационные аномалии постепенно сменяются на океанической стороне положительными аномалиями, амплитуда которых обычно менее половины амплитуды положительной аномалии, расположенной на континентальной стороне. Тем не менее эти положительные аномалии наблюдаются во всех островных дугах и, следовательно, геологически значимы. Венинг-Мейнес [48] считал, что они обусловлены компенсирующим поднятием мантии на границах тектогена.

Вулканизм

На активных континентальных окраинах или островных дугах расположено подавляющее большинство вулканов, ассоциирующихся с другими геофизическими особенностями. Гутенберг и Рихтер отмечали, что главная структурная дуга с активными или потухшими вулканами лежит над очагами глубиной около 100 км. Действительно, подобно большинству других характеристик активных окраин или островных дуг, вулканизм распределен асимметрично. Если идти от выпуклой (или океанической) стороны к ее вогнутой (или континентальной) стороне, то вулканы появляются довольно внезапно и располагаются вдоль дуги, которая называется вулканическим фронтом. Наибольший объем продуктов современных извержений приурочен к этому фронту или зоне, расположенной непосредственно за ним,



ФИГ. 5. Развитие концепции андезитов, образующихся при частичном плавлении в верхней мантии.
а — Куно [30]; *б* — Котс [3]; *в* — Рингвуд [39].

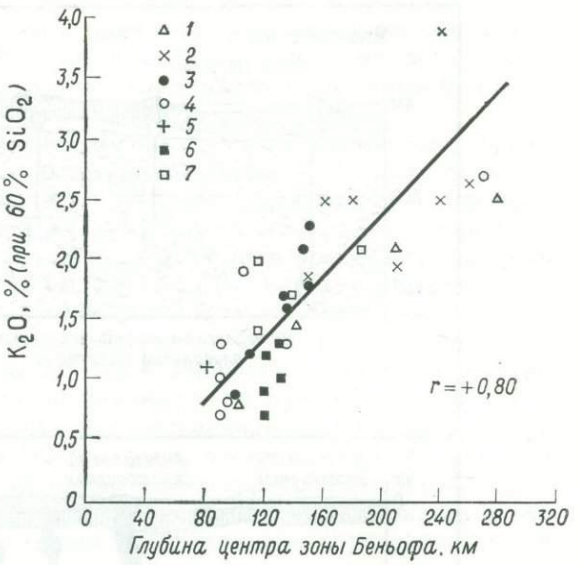
в направлении континента; с удалением от желоба он быстро уменьшается [45].

Уже давно было установлено, что существует отчетливый контраст в петрологической природе внутриокеанических и циркумокеанических провинций Тихого океана, и граница, разделяющая провинции разного типа, была названа андезитовой линией [33]. Андезитовая серия включает породы с самым различным содержанием кремнезема. На одном конце находятся глиноземные базальты, содержащие около 50% кремнезема, а на другом дациты, содержащие приблизительно 65% кремнезема. Некоторые авторы [47, 5] считают, что эта серия составляет основную часть продуктов вулканизма на активных окраинах. Другие [13] придерживаются той точки зрения, что излившиеся породы можно классифицировать (в направлении от океана к континенту) на толеитовые, андезитовые и щелочные базальты, и, поскольку объем современных вулканитов быстро уменьшается при удалении от желоба, они полагают, что объем толеитовых пород наибольший, а щелочных базальтов наименьший.

Независимо от используемой терминологии химизм эруптивных пород активных окраин обнаруживает характерную асимметрию. После того как было установлено, что щелочность вулканических пород возрастает в направлении вогнутой стороны дуги, голландские геологи, работавшие в Индонезии, и японские петрологи разработали несколько количественных методов для описания вариаций состава, основанных на соотношениях SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и K_2O. Щелочи иногда складывались, в других же случаях использовалось их отношение. В конце 50-х годов японские петрологи развили идею о том, что состав вулканических пород на активных окраинах, возможно, связан с глубиной очагов промежуточных и глубоких землетрясений под вулканами (фиг. 5); этих взглядов придерживался также Котс [3].

В работе Тейлора [47] подчеркивалось значение калия в известково-щелочных породах активных окраин; диапазон изменений содержания K_2O во много раз больше, чем любой другой окиси. Дикинсон и Хатертон [8] использовали количество K_2O (пересчитанное на 60% SiO_2) в качестве наиболее чувствительного химического параметра для исследования предполагаемой связи химизма вулканитов с глубиной землетрясений под вулканами. Результатом явилось построение графика соотношения K — h, показанного на фиг. 6.

Хатертон и Дикинсон [23] нашли, что эта зависимость соблюдается в большинстве активных регионов, и лишь дуга Идзу — Бонин является единственным исключением. Принцип взаимосвязи K — h был распространен также на средиземноморские дуги [35], но автор сомневается в его приложимости к указанному региону. Хатертон [19] выдвинул еще два положения. Во-первых, содержание Na_2O при 60% SiO_2 неизменно во всех известково-щелочных вулканитах Тихого океана; следовательно, ранее использовавшееся отношение K_2O/Na_2O почти полностью отражает простые вариации K_2O, но сумма K_2O+Na_2O относительно нечувствительна к этим вариациям. Во-вторых, глубина землетрясений h под вулканом может обозначать не только точку, но и расстояние, и поэтому изменения состава, связанные с длиной пройденного пути, так же как и первоначальный состав, могут определить химическую специализацию известково-щелочных пород.



ФИГ. 6. Зависимость содержания калия в андезитах от глубины землетрясений под вулканами.

Зоны: 1 — Новозеландская — Тонга; *2* — Индонезийская; *3* — Японская; *4* — Курило-Камчатская; *5* — Аляскинская; *6* — Малая Антильская; *7* — Центральноамериканская.

Сугимура [45] независимо развивал аналогичный подход, основанный на «геотектонической позиции» вулкана, которая определялась как глубина активной сейсмической плоскости относительно уровня отсчета, совпадающего с глубиной очагов непосредственно под вулканическим фронтом. Он предпринял попытку найти более сложную связь с химизмом вулканов, однако примечательно, что лучшая корреляция химизма пород с геотектонической позицией у него получилась тогда, когда K_2O сочетался с минимальным количеством других окислов.

Предложено несколько механизмов происхождения серии пород островной дуги в целом. Они таковы:

1. *Контаминация.* В этом процессе рассматривается различная степень смешения материнской магмы с ассимилируемым материалом, которым обычно считаются породы сиаля континентальной коры.

2. *Дифференциация.* Фракционная кристаллизация первичной оливин-базальтовой магмы при соответствующем парциальном давлении кислорода приводит к образованию жидкости, подобной андезиту, с кристаллическим кумулатом, аналогичным альпийским перидотитам. Соответствующее парциальное давление кислорода возникает [36] за счет извлечения воды из влажных геосинклинальных осадков, в которые внедрялась первичная магма, поднимавшаяся из мантии.

3. *Частичное плавление.* Результаты экспериментальных работ при высоком давлении [15] свидетельствуют, что известково-щелочные магмы, возможно, образовались путем частичного плавления океанической коры (или ее высокобарического эквивалента), перемещенной на большую глубину. Фиттон [13] в дальнейшем предположил, что толеитовые серии островных дуг образуются в результате распада амфибола на небольших глубинах и что между этими двумя крайними типами может образовываться непрерывный спектр переходных магм.

Гипотеза контаминации в последние годы лишилась поддержки главным образом в результате исследований изотопов и рассеянных элементов. Несмотря на то что гипотеза дифференциации еще имеет своих сторонников, в настоящее время, несомненно, наиболее предпочтительным механизмом считается частичное плавление. Проблемы переноса тепла и массы при подъеме известково-щелочных магм с глубин, превышающих 100 км, на поверхность почти не рассматривались. Интересное обсуждение «газового переноса» как механизма модификации и развития лавы привел Стантон [42].

Для обнаружения и выявления особенностей древних зон Беньофа [19, 6, 31] и при палеотектонических реконструкциях можно использовать древние вулканические породы.

Тепловой поток

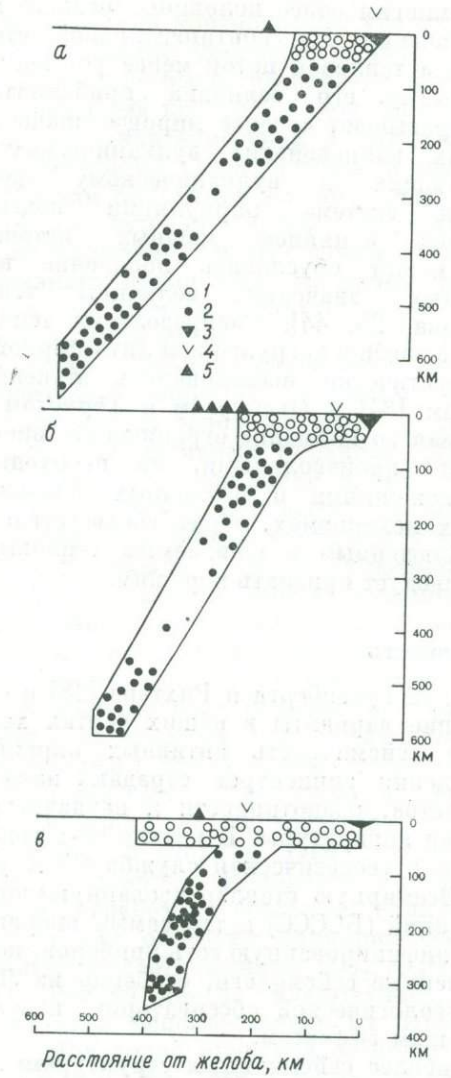
Как и следовало ожидать, вулканический фронт образует границу в распределении теплового потока на активных окраинах. На океанической стороне от фронта величина теплового потока составляет около 0,7 мккал/(см^2·с), т. е. немногим более половины среднего мирового значения. На континентальной стороне от фронта тепловой поток менее устойчив, но, по-видимому, его величина приблизительно вдвое превышает среднее мировое значение. В пределах кайнозойских вулканических зон, прилегающих к вулканическому фронту, сложная система циркуляции подземных вод под влиянием мощных источников тепла может обусловить появление весьма различных значений величины теплового потока [25, 44]. Распределения теплового потока в связи с погружением литосферной плиты теоретически исследовались Минеаром и Токсёзом [34] и Оксбургом и Тёркотом [37]. Принимая во внимание ограничения, вносимые довольно произвольными, но необходимыми предположениями о различных теплогенерирующих механизмах, общее соответствие между наблюденным и ожидаемым тепловым потоком следует признать хорошим.

Сейсмичность

Сводка Гутенберга и Рихтера [18] и ее последующие варианты в общих чертах характеризуют сейсмичность активных окраин. Их определения эпицентров страдают из-за несовершенства, разнотипности и неудачного размещения аппаратуры. В начале 60-х годов Береговая и геодезическая служба США установила Всемирную стандартизованную сеть сейсмостанций (ВССС) и тем самым впервые создала унифицированную сеть приборов, которую современные сейсмологи, особенно из Ламонтской геологической обсерватории, используют с большим эффектом.

Наиболее сейсмичными структурами в пределах активных окраин являются наклонные сейсмогенные зоны, или «зоны Беньофа», шириной приблизительно 50 км, которые падают в сторону континентов под углом от 15 до 90°, хотя последний может изменяться вдоль каждой зоны. Сейсмичность в зоне Беньофа распределена неравномерно, но обычно характеризуется вторичным максимумом на глубине; последняя может изменяться от 200 до 500 км. На большинстве окраин землетрясения наиболее многочисленны и сильны в пределах 40 км от поверхности Земли.

Наблюдающаяся на активных границах связь между сейсмичностью на поверхности и в зонах Беньофа еще не ясна. На некоторых границах (например, Тонга, Кермадек), где зона Беньофа пересекает глубоководный желоб, поверхностная сейсмичность ограничена



ФИГ. 7. Схема относительного положения глубоководного желоба, отрицательной гравитационной аномалии, зон вулканизма и сейсмичности на трех активных окраинах.

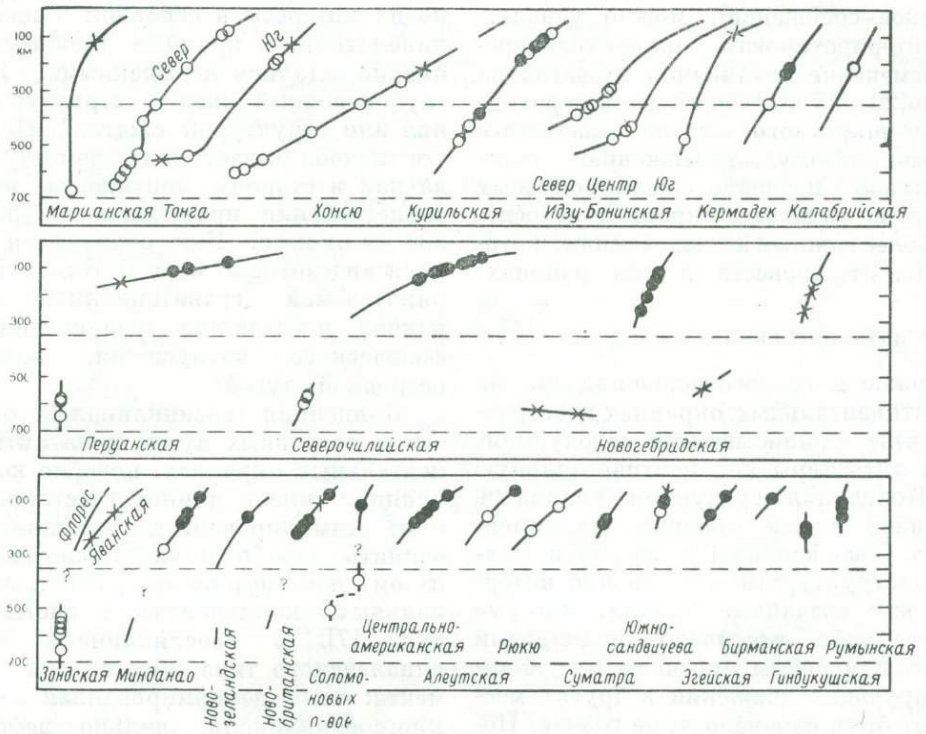
а — Тонга; *б* — Ява; *в* — Хикуранги. *1* — мелкофокусные землетрясения; *2* — средне- и глубокофокусные землетрясения; *3* — глубоководный желоб; *4* — ось гравитационного минимума; *5* — вулканы

районом шириной около 200 км вблизи пересечения зоны Беньофа с земной поверхностью [22]. На других активных окраинах, например в Индонезии [23, 12] и на Камчатке [11], поверхностная сейсмичность сосредоточена между глубоководным желобом и зоной Беньофа, которая пересекает район мелкофокусных землетрясений в 150 км от желоба в сторону суши (фиг. 7, *б*). На активной окраине Хикуранги [14] поверхностная сейсмичность распределена практически симметрично с обеих сторон от верхней части зоны Беньофа (фиг. 7, *в*).

Причина такого разнообразия остается неясной, несмотря на то что уже делались попытки обратиться к представлениям о поддвигании, включающем горизонтальное перемещение океанической литосферы под континентальную [46]. Отрицательные гравитационные аномалии всюду совпадают с изгибом зоны Беньофа, и по их градиентам можно ограничить возможную глубину источников аномалий с низкой плотностью. Положительные аномалии обычно имеют ширину приблизительно 30—50 км (т. е. меньшую, чем толщина литосферы), и если они обусловлены поглощенными при поддвигании осадками, как считают многие (но не автор), то, следовательно, сиалическая кора может обладать мобильностью независимо от более мощной литосферы.

Однако во всех случаях сейсмичность независимо от того, поверхностная она или глубокая, ограничивается континентальной стороной желоба. Крайне немногочисленные эпицентры находятся мористее желоба. Чрезвычайно неоднородное географическое распределение землетрясений Шольц [40] объясняет не только наличием сильного дифференцированного движения, но также и непременным присутствием относительно кислых пород.

Механизмы землетрясений — наклонная плита. Несомненно, наиболее далеко идущим эффектом от создания ВСССС был данный им толчок к изучению механизмов в очагах землетрясений. Эти исследования показали, что землетрясения происходят в результате сжимающих или растягивающих напряжений, ориентированных параллельно плитоподобной наклонной сейсмической зоне Беньофа (фиг. 8). Изакс и Молнар [26] выполнили обобщение данных о глобальном распределении напряжений, ориентированных по падению плиты. На средних глубинах растягивающие напряжения, параллельные падению плиты, преобладают в тех зонах, которые характеризуются либо перерывами на кривой зависимости сейсмичности от глубины, либо отсутствием глубокофокусных землетрясений. Сжимающие напряжения, ориентированные по падению зоны, преобладают повсеместно, когда зоны достигают глубин, превышающих приблизительно 300 км. Эти результаты показывают, что поглощенная литосфера погружается в астеносферу под тяжестью собственного веса, но встречает сопротивление при своем погружении, начиная приблизительно с 300 км.



ФИГ. 8. Механизмы очагов землетрясений в зонах Беньофа [26].

Черные кружки соответствуют растяжению по падению, белые — сжатию по падению, крестики — напряжениям, которые ориентированы непараллельно зоне.

Смит и Токсёз [41] исследовали распределение напряжений в зонах Беньофа на активных окраинах и показали, что гравитационное погружение, вызванное аномалиями плотности вследствие различия температур плиты и окружающей астеносферы, может объяснить направления главного напряжения в опускающейся плите. Реологические свойства погруженной части плиты и мантии являются доминирующими факторами, влияющими на структуру напряжений, и, следовательно, нет необходимости привлекать значительные конвективные эффекты в мантии. Согласно Смиту и Токсёзу, результаты вычислений «базируются на многочисленных теоретических и экспериментальных построениях, которые требуют дальнейших исследований», однако Гибович [14] показал, что для Новой Зеландии изменение сейсмического параметра b с глубиной обнаруживает четкую обратную корреляцию с распределением максимального напряжения, как предсказывали Смит и Токсёз, а также что максимальная магнитуда на различных глубинах отчетливо коррелируется с распределением главного напряжения.

Механизмы землетрясений — поверхностные очаги. Механизмы мелкофокусных землетрясений не исследованы настолько хорошо, как механизмы очагов наклонной плиты. Напряжения в очагах землетрясений под глубоководными желобами обычно согласуются с нормальными сбросами, которые могут быть вызваны растяжением изгибающейся верхней поверхности океанической литосферы, погружающейся под континентальную литосферу [43, 12, 27]. Землетрясения внутри желоба обычно немногочисленны, хотя гетерогенность распространения сейсмических волн может приводить к смещению эпицентров в этом регионе в сторону континента [4].

С континентальной стороны от глубоководного желоба в очагах поверхностных землетрясений обычно преобладает механизм надвига со знаком движения, соответствующим той из двух нодальных плоскостей, у которой менее крутое падение. Такой тип механизма в очаге согласуется с поддвиганием под континентальную окраину [42]. Однако сложные диаграммы первых движений, полученные при изучении микроземлетрясений в Новой Зеландии (У. Дж.

Арабаш, личное сообщение), можно удовлетворительно интерпретировать, только если постулировать изменение механизмов в очагах на глубине около 20—25 км, состоящее в переходе от в основном широтного сжатия выше этого уровня к широтному растяжению ниже него. Детальное изучение мелкофокусных землетрясений на активных окраинах относится к тем наиболее важным исследованиям, которые еще предстоит провести в этих районах.

Последующее изучение активных окраин

Геофизические и геологические явления на активных континентальных окраинах и островных дугах ныне приписываются «субдукции» океанической литосферы под континентальную литосферу. Концепция субдукции появилась довольно давно. О ней говорил, например, Холмс [24], а утверждение Гутенберга и Рихтера [18], что «структурные дуги можно интерпретировать как созданные силами, которые либо толкают, либо втягивают подкоровый материал вниз к краевым прогибам при наличии компенсирующих движений в других местах», не может быть изменено даже сейчас. Появившаяся в 1962 г. диаграмма Котса (фиг. 5,*б*), иллюстрирующая поддвигание океанической коры и покрывающих ее осадков под Аляску, почти идентична многим аналогичным схемам, построенным после появления «новой глобальной тектоники», или тектоники плит.

Но подлинным открытием последнего десятилетия было обнаружение соответствующих «компенсирующих движений в других местах». Литосфера, которая поглощается в островных дугах и на активных континентальных окраинах, считается возникшей на срединно-океанических хребтах. Заключение о сбалансированности двух этих движений привело к значительному росту числа исследователей, занимающихся изучением активных окраин. Однако их интересы в основном лежат в области кинематики, и крупные проблемы активных окраин остались нерешенными. Является ли глубоководный желоб структурой растяжения или структурой сжатия? Почему мористее желоба бывает мало землетрясений, тогда как в сторону континента поверхностные землетрясения происходят на расстоянии до 200 км от него? Как образуются и перемещаются андезитовые магмы? Каков источник отрицательной гравитационной аномалии? И каково последствие «релаксации» состояния физического возмущения, демонстрируемое островной дугой?

Концепция геосинклиналей, образовавшихся на островных дугах и на активных континентальных окраинах, подобно концепции субдукции, имеет длинную историю. Тектоника плит стимулировала дальнейшие попытки объединить разобщенную геологическую мысль путем идентификации различных геосинклинальных компонентов в системе островной дуги [7]. В геосинклинали классического аппалачского типа имеется три основных элемента: слабо деформированная маргиналь, или миогеосинклиналь, сильно деформированная эвгеосинклиналь и разделяющий их практически непрерывный пояс ультраосновных пород. Новозеландская и Калифорнийская геосинклинали по структуре и латеральным размерам очень похожи на аппалачскую геосинклиналь. Проблема состоит в отыскании общей точки для того, чтобы можно было установить развитие геосинклинали из активной окраины. В последние годы были сделаны многочисленные попытки решить эту задачу, но автор не считает, что это удалось. В частности, недостаточны работы, ведущиеся по проблеме релаксации гидростатически возмущенной системы, которую представляет собой активная окраина, и по проблеме развития геологических структур в период релаксации.

Список литературы

1. *Andrew E. M., NMasson Smith D., Robson G. R.*, 1970, Gravity anomalies in the Lesser Antilles, Inst. Geol. Sci. Geophys. Paper 5, London, H. M. Stationery Office.
2. *Brodie J. W., Hatherton T.*, 1958, The morphology of the Kermadec and Hikurangi trenches, Deep-Sea Res., **5**, p. 18—28.
3. *Coast R. R.*, 1962, Magma type and crustal structure in the Aleutian arc, in Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr. **6**, p. 92—109.
4. *Davies D., McKenzie D. P.*, 1969, Seismic travel-time residuals and plates, Geophys. Jour., **18**, p. 51—63.
5. *Dickinson W. R.*, 1968, Circum-Pacific andesite types, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 2261—2269.
6. *Dickinson W. R.*, 1970, Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics, Rev. Geophys. Space Phys., **8**, p. 813—860.
7. *Dickinson W. R.*, 1971, Plate tectonic models of geosynclines, Earth and Planetary Sci. Letters, **10**, p. 165—174.
8. *Dickinson W. R., Hatherton T.*, 1967, Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific, Science, **157**, p. 801—803.
9. *Elsasser W. M.*, 1971, Sea-floor spreading as thermal convection, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 1101—1112.
10. *Evison F. F.*, 1968, Active regions of the southwest Pacific, Can. Jour. Earth Sci., **5**, p. 1045—1049.
11. *Fedotov S. A.*, 1968, On the deep structure, properties of upper mantle and volcanism of Kuril-Kamchatka island arc according to seismic data, in The crust and pupper mantle of the Pacific area, Geophys. Monogr. 12, p. 131—139.
12. *Fitch T. J.*, 1970, Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian — Philippine region, Seismol. Soc. America Bull., **60**, p. 565—591.
13. *Fitton J. G.*, 1971, The generation of magmas in island arcs, Earth and Planetary Sci. Letteres, **11**, p. 63—67.
14. *Gibowicz S. J.*, 1974, Frequency-magnitude, depth and time relations for earthquakes in an island arc, North Island, New Zealand, Tectonophysics.

15. *Green T. H., Ringwood A. E.*, 1968, Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite, Contr. Mineral and Petr., **18**, p. 105—162.
16. *Grow J. A.*, 1973, Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2169—2192.
17. *Gunn R.*, 1947, Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains and volcanic ranges, Geophysics, **12**, p. 238—255.
18. *Gutenberg B., Richter C. F.*, 1945, Seismicity of the earth, Geol. Soc. America Bull., **56**, p. 603—668.
19. *Hatherton T.*, 1969a. The geophysical significance of calc-alkaline andesites in New Zealand, New Zealand Jour. Geol. Geophys., **12**, p. 436—459.
20. *Hatherton T.*, 1969b. Gravity and seismicity of asymmetric active regions, Nature, **221**, p. 353—355.
21. *Hatherton T.*, 1970, Gravity, seismicity and tectonics of the North Island, New Zealand, New Zealand Jour. Geol. Geophys., **13**, p. 126—144.
22. *Hatherton T.*, 1971, Shallow earthquakes and rock composition, Nature, **229**, p. 119—120.
23. *Hatherton T., Dickinson W. R.*, 1969, The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs, Jour. Geophys. Res., **74**, p. 5301—5310.
24. *Holmes A.*, 1944, Principles of physical geology, London, Nelson.
25. *Hoarai K., Uyeda S.*, 1963, Terrestrial heat flow in Japan, Nature, **109**, p. 364—365.
26. *Isacks B., Molnar P.*, 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, Rev. Geophys. and Space Phys., **9**, p. 103—174.
27. *Kanamori H.*, 1971, Seismological evidence for a lithospheric normal faulting — the Sanriku earthquake of 1933, Phys. Earth Planetary Int., **4**, p. 289—300.
28. *Karig D. E.*, 1971, Structural history of the Mariana island arc system, Geol. Soc. America Bull., **82**, p. 323—344.
29. *Kuenen P. H.*, 1936, The negative isostatic anomalies in the East Indies, with experiments, Leidsche Geol. Meded., **8**, p. 169—214.
30. *Kuno H.*, 1959, Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, Bull. Volc., **20**, p. 37—76.
31. *Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L.*, 1971, Evolving subduction zones in the western United States as interpreted from igneous rocks, Science, **174**, p. 821—825.
32. *Livshits M. Kh.*, 1965, To the problem of the physical states of abyssal matter of the earth's crust and upper mantle, in The Kurile Zone of the Pacific Belt, Geol. i. Geofiz., **1**, p. 11—20.
33. *Marshall P.*, 1912, The structural boundary of the Pacific Basin, Rept. Australasian Assoc. Advan. Sci., **13**, p. 90—99.
34. *Minear J. H., Toksöz M. N.*, 1970, Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics, Jour. Geophys. Res., **75**, p. 1397—1419.
35. *Ninkovich D., Hayes J. D.*, 1972, Mediterranean island arcs and origin of high-potash volcanoes, Earth and Planetary Sci. Letters, **16**, p. 331—345.
36. *Osborn E. F.*, 1969, The complementariness of orogenic andesite and alpine periodotite, Geochim. Cosmochim. Acta, **33**, p. 307—324.
37. *Oxburgh E. R., Turcotte D. L.*, 1970, Thermal structure of island arcs, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 1665—1688.
38. *Reilly W. I.*, 1965, Gravity map of New Zealand 1 : 4 000 000, Wellington, Dept. Sci. and Ind. Res.
39. *Ringwood A. E.*, 1969, Composition and evolution of the upper mantle, in Earth's Crust and Upper Mantle, Am. Geoph. Union. Monograph 13, p. 1—17.
40. *Scholz C. H.*, 1969, Worldwide distribution of earthquakes, Nature, **221**, p. 165.
41. *Smith A. T., Toksöz M. N.*, 1972, Stress distribution beneath island arcs, Geophys. Jour., **29**, p. 289—318.
42. *Stanton R. L.*, 1967, A numerical approach to the andesite problem, Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc., B**70**, p. 176—216.
43. *Stauder W.*, 1968, Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian Trench with relation to sea-floor spreading, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 7693—7702.
44. *Studt F. E., Thompson G. E. K.*, 1969, Geothermal heat flow in the North Island, New Zealand, New Zealand Geol. Geophys., **12**, p. 673—683.
45. *Sugimura A.*, 1968, Spatial relations of basaltinc magmas in island arcs, in *Hess H. H., Poldervaart A.*, eds., the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Interscience, N.Y., p. 537—572.
46. *Sykes L. R.*, 1972, Seismicity as a guide to global tectonics and earthquake prediction, Tectonophysics, **13**, p. 393—414.
47. *Taylor S. R.*, 1969, Geochemistry of andesites, in *Ahrens L. H.*, ed., Origin and distribution of the elements, Elmsford, N.Y., Pergamon Press.
48. *Vening Meinesz F. A.*, 1948, Gravity expeditions at sea, 1923—1938, IV, Netherlands Geodetic Comm. Publ.
49. *Von Huene R., Kuml L. D.*, 1974, Tectonic summary of Leg 18 of Deep Sea Drilling Project, U.S. Covt. Printing Office, Washington, D.C., 975 p.
50. *Wadati K.*, 1935, On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhood, Geophys. Mag., **8**, p. 305—326.
51. *Worzel J. L.*, 1965, Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges, Submarine Geol. and Geophys., Proc. 17th Symp. Colston Res. Soc., London, Butterwoth.
52. *Worzel J. L.*, 1965, Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959, New York, Wiley.

Сегментированная природа некоторых континентальных окраин

М. Дж. Карр, Р. Е. Стойбер, Ч. Л. Дрейк

Введение

Существует достаточно много геологических и геофизических данных, свидетельствующих о том, что некоторые континентальные окраины и островные дуги (конвергентные границы плиты) разбиты поперечными структурами на сегменты протяженностью несколько сот километров. Сегментация неодинакова на разных окраинах. К геологическим и геофизическим данным, по которым выделяются эти сегменты, относятся: линии активных вулканов; группы вулканов и пепловых конусов; изменения простирания и смещение осей глубоководных желобов; изменения простирания и смещение продольных геологических структур, таких, как нормальные сбросы или грабены, параллельные вулканическим линиям; поперечные разломы; латеральные границы районов афтершоков сильнейших землетрясений; изменения простирания и смещение глубинных сейсмических зон; механизмы очагов землетрясений; аномалии распространения волн P; концентрации слабых и умеренных поверхностных землетрясений.

Выявление тектонических структур протяженностью порядка 100 км может способствовать уточнению плитотектонической модели в отношении конвергентных границ плит, но при этом создает новые проблемы, которые могут быть решены только с помощью детальных геологических и геофизических исследований. В тех районах, где можно было ожидать сильные или сильнейшие землетрясения (но в период существования инструментальной сейсмологии они не наблюдались), по различным геологическим данным можно оконтурить зоны их предполагаемого проявления.

Исторические и региональные соображения

Эффективность геологической интерпретации островных дуг и вулканических поясов, обрамляющих Тихий океан, сильно возросла в результате разработки теории тектоники плит и быстрого количественного и качественного улучшения сейсмологических данных. Создание Всемирной стандартизованной сети сейсмостанций (ВССС) и детальные исследования отдельных дуг (особенно Тонга, Камчатско-Курильской, Японской и Алеутской) позволили сейсмологам детально выявить общую геологическую и геофизическую структуру этих районов.

Карты эпицентров землетрясений, по данным ВССС [2], позволяют оконтурить границы плит. Оливер и Изакс [32] показали, что наклонные зоны мантийных землетрясений отмечают верхний край мощной аномально жесткой плиты. Эта литосферная модель конвергентной границы плит была уточнена и развита в более поздней статье [18].

Отдельные авторы исследовали сейсмичность некоторых островных дуг для того, чтобы определить геологические структуры первого порядка, распределение напряжений в регионе и их тектоническое значение. Примерами таких региональных исследований являются работы Сайкса [43] по дуге Тонга и другим районам, Молнара и Сайкса [30] по Центральной Америке, Кацумата и Сайкса [21] по Филиппинскому морю, Фитча [12] по Индонезии и Санто [34] по Южной Америке. В целом эти статьи касаются структур, которые простираются параллельно дугам и имеют протяженность порядка нескольких тысяч километров. К числу таких структур относятся глубоководные желоба, наклонные сейсмические зоны, отрезки плит с аномально высокой скоростью, протягивающиеся под наклонными зонами землетрясений, асимметричные гравитационные аномалии, связанные с поддвигающимися плитами, и активные вулканические цепи. Эти крупные параллельные структуры существенно изменяются по простиранию дуги. Их изменения обычно описываются как постепенные и непрерывные, однако постоянно накапливающиеся данные указывают на существование поперечных структур, при пересечении с которыми параллельные структуры резко и внезапно изменяются. Выделение таких поперечных структур является естественным следствием все возрастающей точности геофизических данных и стремления геологов применить новую плитотектоническую модель ко все более мелким геологическим структурам.

Не вызывающие сомнения данные в пользу существования поперечных границ раздела в строении островных дуг получены при исследовании районов очагов сильных поверхностных землетрясений, которые происходят в верхних 20—60-километровых интервалах наклонных сейсмических зон. Федотов [10] устано-

вил пространственно ограниченный характер районов очагов сильнейших землетрясений и указал на их резкие латеральные границы. Район очага землетрясений 1965 г. на острове Крысий из Алеутского архипелага имел блокоподобную форму, согласующуюся с представлением о поперечных геологических структурах [19]. Моги [27, 29] исследовал сильнейшие землетрясения в Циркумтихоокеанском поясе и связал их с поперечными геологическими структурами.

Районы очагов сильнейших землетрясений делят островные дуги на сегменты протяженностью 100—1000 км. Существование сегментов подобного масштаба предполагалось Карром и др. [6] на основе резких изменений простирания и падения глубоких сейсмических зон под Японскими островами. Вулканические линеаменты длиной 100—300 км, впервые выделенные Заппером [35], были использованы для разделения Центральноамериканской дуги на сегменты [38]. Стаудер [37] и Свифт и Карр [42] расчленили Чилийскую сейсмическую зону, использовав различные сейсмологические критерии. Свифт и Карр основывали свое подразделение исключительно на резких изменениях конфигурации глубинной сейсмической зоны. Стаудер обнаружил региональные вариации в сейсмической активности и в механизмах очагов среднефокусных землетрясений и предположил наличие не только поперечных границ раздела, но также и границ между различными диапазонами глубин. Эти две интерпретации различаются по масштабу и в деталях вследствие использования данных разного типа при расчленении дуги.

Пока еще невозможно сказать, какие критерии наиболее надежны для выделения поперечных структур, так как систематического глобального сравнения не проводилось. В качестве первого шага мы рассматриваем здесь различные сейсмологические, вулканологические и геологические данные, которые использовались для выявления поперечных структур на определенных континентальных окраинах и островных дугах.

Мы используем здесь термин «глубинная сейсмическая зона» в широком смысле по отношению к любой наклонной зоне средне- или глубокофокусных землетрясений. Термин «сегмент» применяется нами для описания тектонических подразделений сейсмически активных континентальных окраин; некоторые авторы предпочитают термин «блок». Но этот термин подразумевает замкнутый район и, по-видимому, не подходит в данном случае, потому что континентальные стороны сегментов не имеют четких границ.

Концептуальные модели поперечных структур

Многие поперечные структуры, описанные в литературе, на основании простых геометрических соображений были отнесены к раздвигам или изгибам. Франк [13] и Стробак [39] отмечали, что площадь поверхности поддвигающейся плиты сохраняется только в том случае, если наклон плиты в два раза больше радиуса ее следа на поверхности. Если падение слишком крутое, плита по простиранию подвергается растяжению, а если падение слишком пологое, то плита по простиранию подвергается сжатию. Эти напряжения, очевидно, пренебрежимо малы на поверхности и увеличиваются с глубиной. Модели, которые описывают раздвиги или изгибы [17], приложимы только к поддвигающейся плите. В районах, где океаническая литосфера поддвигается под континентальную литосферу, например в Центральной Америке, в Южной Америке и в южной части Аляски, наблюдаются отклонения от идеальной геометрии дуги, и эти продольные напряжения могут быть значительными.

Надвигающаяся плита также имеет поперечные структуры. Они могут быть созданы взаимодействием с поддвигающейся литосферой. Недостаток этой модели состоит в том, что более надежные данные в пользу сегментации — границы районов очагов сильнейших землетрясений и смещения оси желоба — относятся к поверхности или малым глубинам, где напряжения, которые создают раздвиги или изгибы, предположительно имеют наименьшую величину.

Модель сегментации

Наша нынешняя концептуальная модель сегментированных конвергентных границ плит состоит в следующем. Зона мелкофокусных землетрясений расчленена на отдельные сегменты границами раздела в поддвигающейся плите. Сильнейшие землетрясения, связанные с поддвиганием, возникают тогда, когда сегмент надвигающейся плиты освобождается от воздействия упругой деформации, создававшейся в течение нескольких десятилетий поддвигавшейся океанической плитой. Состояние напряжения может быть различным в соседних сегментах в зависимости от времени, протекшего после последнего сильнейшего землетрясения. На границах сегментов в надвигаю-

щейся плите развиваются глубокие разломы в коре. Сегмент поддвигавшейся литосферы, отделенный от соседних раздвигами, может погружаться в мантию, имея другое простирание и падение. Глубинная сейсмическая зона, приуроченная к этому сегменту, должна иметь иные простирание и падение, чем у соседних сегментов. Аналогично линия активных вулканов над этим сегментом, образовавшаяся в результате плавления вдоль плиты, должна иметь иное простирание или, если изменилось только падение, зона плавления могла переместиться на другое расстояние от желоба и цепь вулканов над сегментом должна быть, очевидно, смещена относительно примыкающих к ней цепей.

Сегментированный характер структуры, по-видимому, влияет на строение коры на расстояниях до 200 км или более от желоба, т. е. даже там, где расположены вулканические цепи. Представляется вероятным, что глубинные разломы в коре, которые разделяют надвигающуюся плиту на сегменты, протягиваются от желоба по крайней мере вплоть до вулканического пояса. На этом расстоянии погружающаяся литосфера находится на глубине около 100 км и считается неспособной влиять на строение коры, если не учитывать подъема магмы из зоны вблизи погрузившейся плиты.

Сейсмологические данные

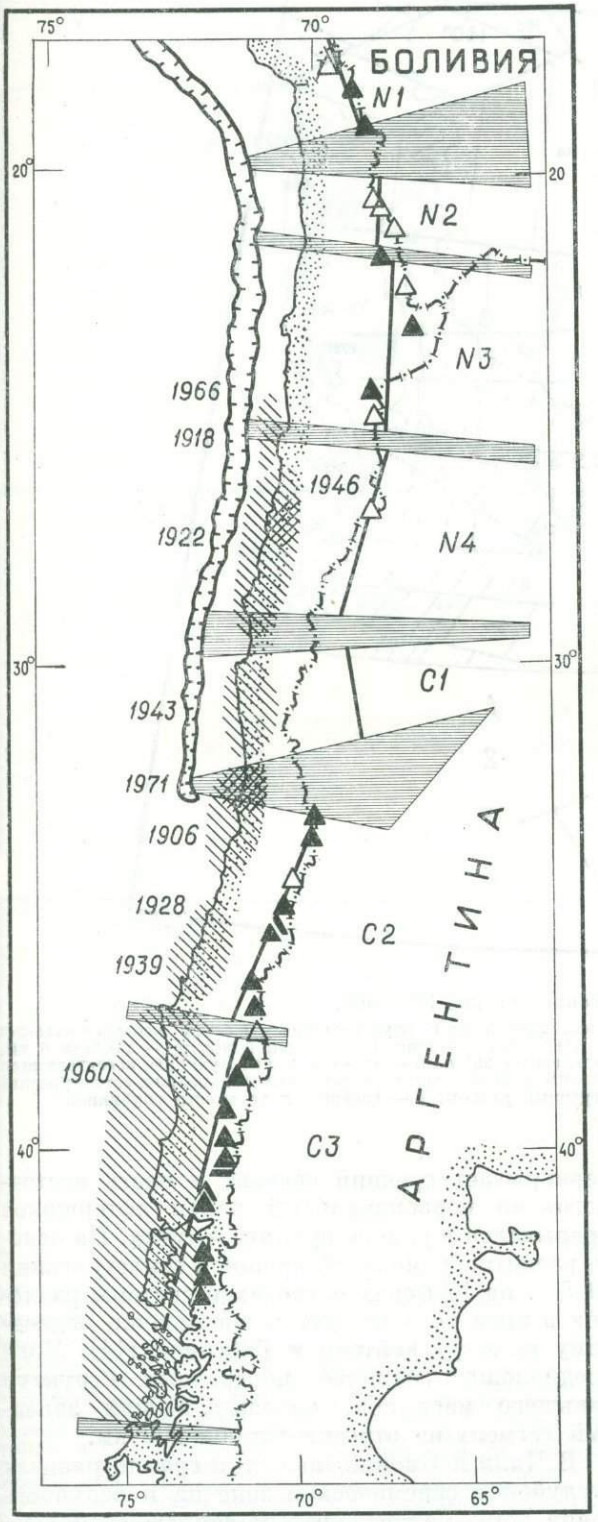
Большинство данных, упоминавшихся в связи с обнаружением поперечных структур в островных дугах, получено благодаря сейсмологии. Карр и др. [6] и Свифт и Карр [42] исследовали морфологию глубинных сейсмических зон соответственно Японии и Чили. Они использовали наиболее точно установленные очаги землетрясений из Каталога землетрясений Национальной администрации по исследованию океана и атмосферы (НАОА) [1] для составления карт эпицентров и вертикальных разрезов. Изменения простирания или падения глубинных сейсмических зон интерпретировались как признаки поперечных разломов, разделяющих поддвинутую литосферу на сегменты. Отсутствие очень точных определений положения гипоцентров и большие расстояния между соседними землетрясениями не позволяют в настоящее время определить, появились ли изменения простирания и падения в результате разрывов, как принято считать сейчас, или изгибов. Большое значение имеет то обстоятельство, что были прослежены границы раздела в глубинной сейсмической зоне, которые хорошо коррелируются с поверхностными структурами. Эти интерпретации Чилийской и Японской глубинных сейсмических зон с нанесением на них очагов недавних сильнейших землетрясений воспроизведены здесь соответственно на фиг. 1 и 2.

Границы раздела в глубинной сейсмической зоне наиболее четко видны на вертикальных разрезах, на которых очаги по разные стороны границы показаны различными знаками. Их недостаток состоит в том, что в результате проецирования очагов из двух сегментов, имеющих различные простирания, на плоскость, перпендикулярную одному из сегментов, создается неправильное представление о падении второго сегмента. Это приводит к размыву и искажению картины распределения очагов во втором сегменте. Сводные вертикальные разрезы сейсмической зоны в северной части Чили приведены на фиг. 4; для сравнения на фиг. 3 показаны вертикальные разрезы отдельных сегментов.

При интерпретации глубинных сейсмических зон была сделана попытка не принимать во внимание очевидных границ раздела в других тектонических структурах регионов. Это был разумный способ установить, коррелируются ли границы в глубинной сейсмической зоне с границами поверхностных структур. В настоящее время мы выделяем несколько типов геофизических и геологических данных, которые указывают на наличие поперечных структур, и было бы желательно в будущем рассмотреть все данные совместно. Данные НАОА о распределении землетрясений трудно использовать для исследования морфологии глубинных сейсмических зон из-за проблем, возникающих при определении положения землетрясений в районах островных дуг: латеральные неоднородности распределения сейсмических скоростей в верхней мантии под островными дугами могут привести к большим систематическим ошибкам в определении положения очагов и к большим относительным ошибкам в определении положения очагов землетрясений, зарегистрированных различными системами сейсмостанций. Для более точного обнаружения поперечных структур в глубинной сейсмической зоне понадобятся способы переопределения очагов землетрясений, которые будут учитывать эти латеральные неоднородности.

Стаудер [36, 37] и Изакс и Молнар [17] установили существование поперечных структур в погружающейся литосфере на основе изу-

[1] США. — *Прим. перев.*



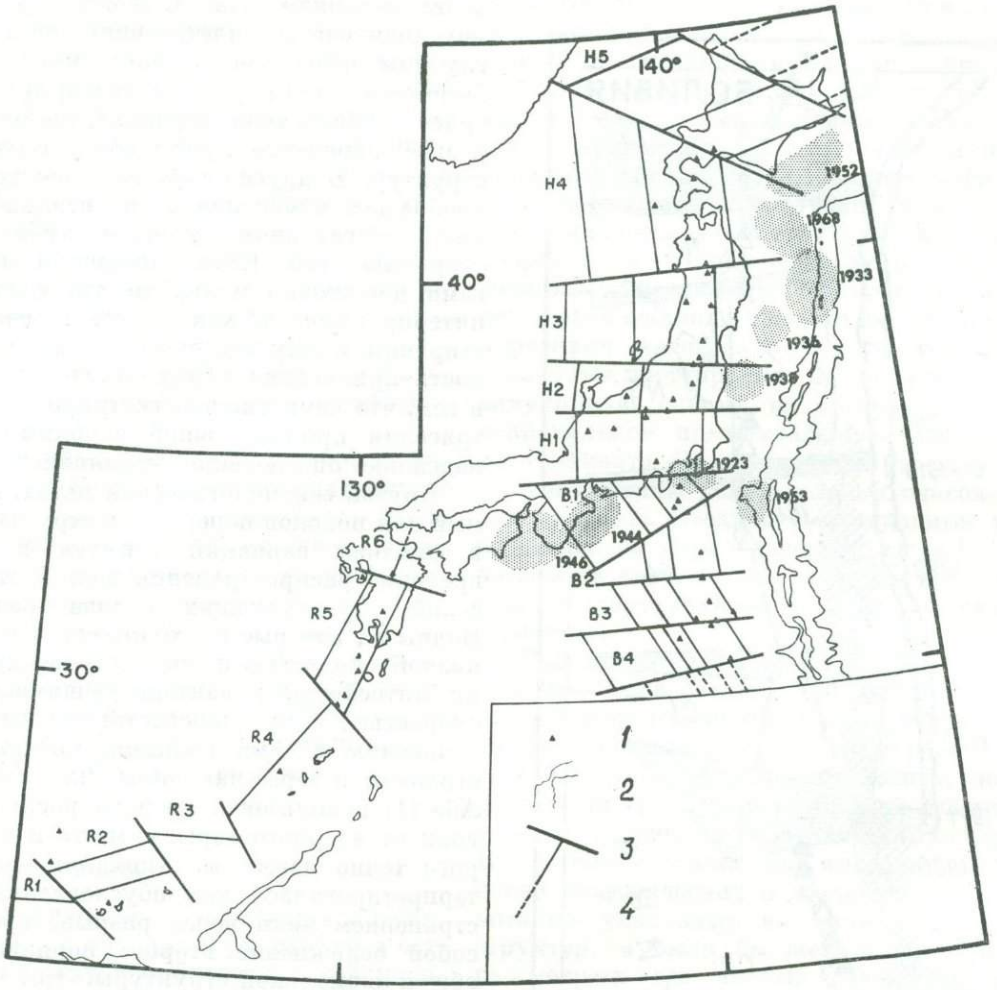
ФИГ. 1. Сегменты Чилийской сейсмической зоны.

Черные треугольники — вулканы, извергавшиеся в историческое время; белые треугольники — вулканы с сольфатарной деятельностью [7]. Данные батиметрии заимствованы у Хейса [15]. Замкнутый контур — изобата 5500 м. Прямые линии отмечают приблизительное положение изогипсы —100 км поверхности наклонной сейсмической зоны. Горизонтальной штриховкой показаны границы между плоскими сегментами глубинной сейсмической зоны; косой штриховкой — районы афтершоков сильнейших землетрясений по Келлехеру [22].

чения механизма очагов. В некоторых случаях механизм очага землетрясений промежуточной глубины относится к типу, который можно было ожидать в случае раздвига, причем землетрясение происходит в районе, где наблюдается резкое изменение простирания геологических структур. В других случаях происходит скачкообразное изменение в ориентации напряжений в очагах промежуточной глубины по простиранию дуги. Если расстояния между очагами достаточно малы, то эти факты можно интерпретировать как резкое изменение простирания между соседними сегментами. Трудность применения обоих методов заключается в том, что немногие зарегистрированные землетрясения промежуточной глубины допускают надежное определение механизмов очагов.

Другой сейсмологический метод, используемый для поисков поперечных структур, состоит в анализе вариаций азимута в аномалиях времени распространения волн P от землетрясений, происходящих вблизи раздвига [1]. Волны P, которые проходят через мантию с ее низкой скоростью по разрыву между сегментами литосферы, характеризующимися высокой скоростью, будут зарегистрированы позже по сравнению с теми волнами, которые распространяются через наклонные плиты литосферы. Абе [1] использовал времена распространения волн от ядерного взрыва, место и время которого точно известны. Аномалия, которая интерпретировалась как обусловленная распространением волн через разрыв, представляла собой осложнение второго порядка на фоне общей аномальной структуры. Этот метод трудно применить для изучения землетрясений, положение и время возникновения которых не очень хорошо известны.

Детальное рассмотрение развития районов афтершоков сильнейших землетрясений позволило получить веские доказательства существования поперечных структур. Моги [28] показал это с большой детальностью. Самыми яркими примерами являются землетрясения 1957 г. на Андреяновских островах и землетрясения 1965 г. на Крысьих островах (Алеутская дуга). Джордан и др. [19] сообщали о резких восточ-

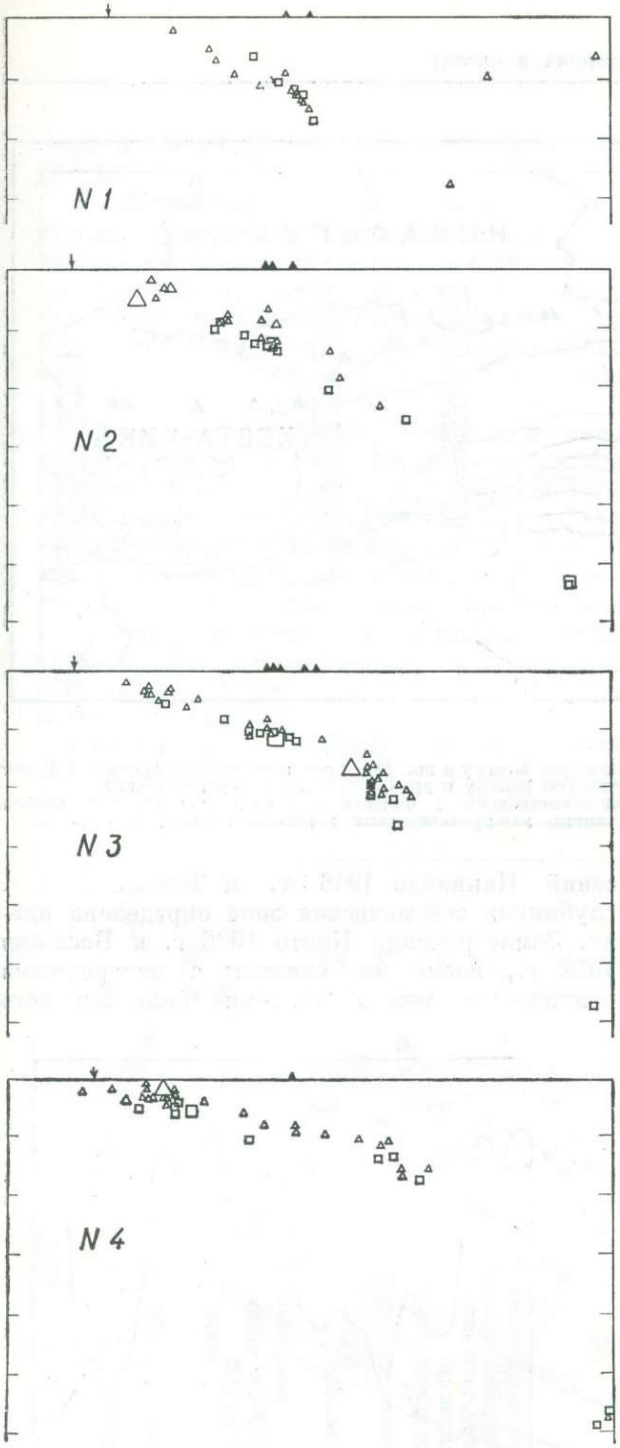


ФИГ. 2. Предполагаемая структура глубинных сейсмических зон под Японией.

Сечение изогипс поверхности зоны (тонкие прямые линии) 100 км; ближайшая к глубоководному желобу изогипса отвечает —100 км. Данные батиметрии заимствованы из карты четвертичной тектоники Японии [33]; внешний контур — изобата 6 км, замкнутые контуры внутри желоба: севернее 35° с. ш.— изобата 7,5 км, южнее 35° с. ш.— изобата 9 км. Вулканы, извергавшиеся в историческое время, нанесены по данным Куно [24]. Крапом показаны районы очагов современных сильнейших землетрясений [27, 29]. *1* — вулкан; *2* — контур глубоководного желоба; *3* — поперечный разлом; *4* — изогипса поверхности глубинной сейсмической зоны.

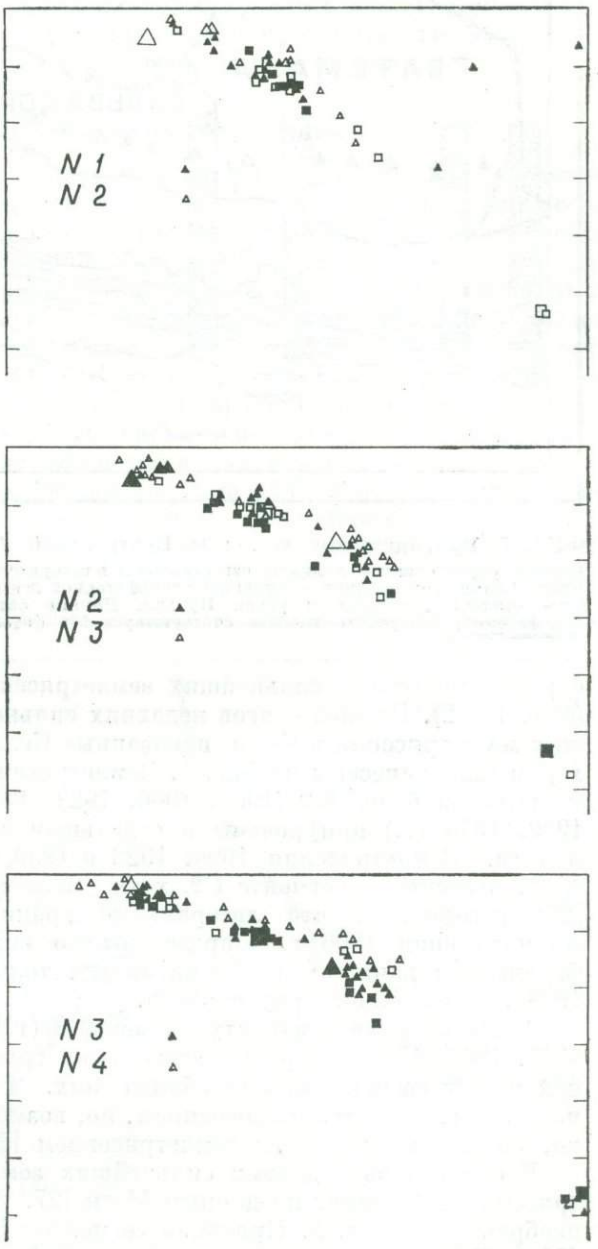
ной и западной границах землетрясений на Крысьих островах и связывали их с наличием зон разломов, ориентированных поперек дуги. Восточная граница соприкасается с западным окончанием зоны землетрясений 1957 г. на Андреяновских островах вблизи пролива Амчитка [3]. Моги [28] отмечал, что Алеутская дуга между 165° в. д. и 160° з. д.— это не дуга окружности, а сочетание трех линейных сегментов, разделенных поперечными границами, к которым приурочены глубоководные проливы Амчитка и Амукта. Район очагов землетрясений 1965 г. занимает большую часть западного сегмента. Район очагов землетрясений 1957 г. перекрывает средний сегмент и часть восточного, но первоначальный район афтершоков прерывался в районе пролива Амукта. На основе развития района афтершоков землетрясения 1965 г. на Крысьих островах и системы разломов в этом регионе, установленной по подводному рельефу Гейтсом и Гибсоном [14], Моги предположил наличие поперечных структур меньшего масштаба, подразделяющих западный сегмент на отрезки длиной 200 км.

В Чили и Японии проекции границ раздела в глубокой сейсмической зоне на поверхность делят зону мелкофокусных землетрясений на сегменты, которые часто хорошо совпадают



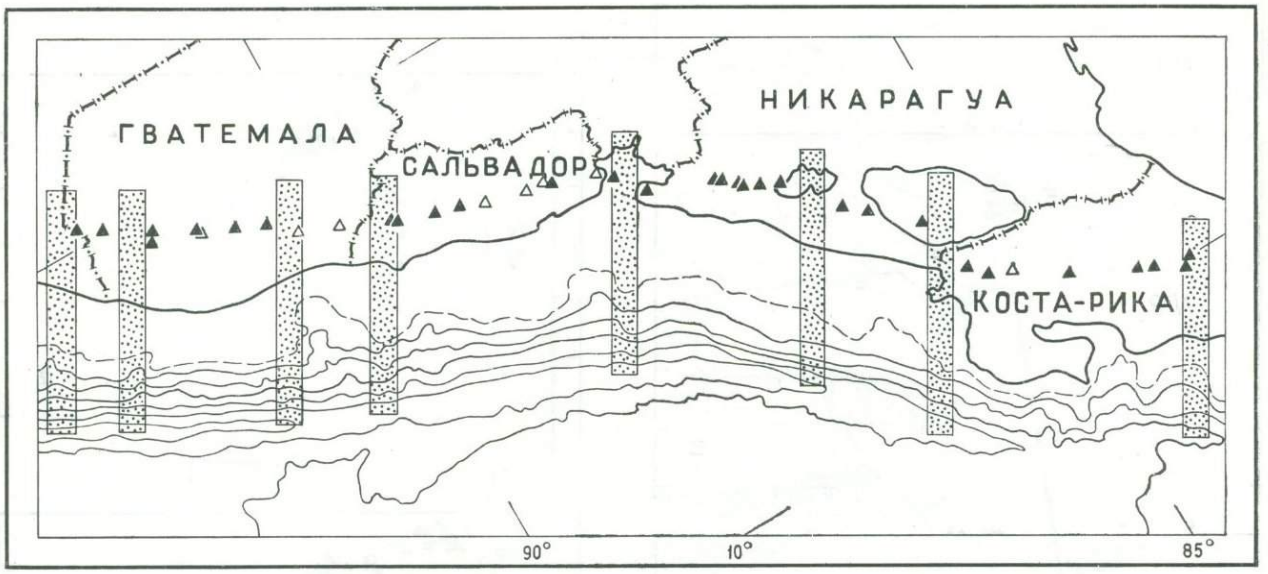
ФИГ. 3. Вертикальные разрезы через сегменты сейсмической зоны в северной части Чили.

Каждый разрез перпендикулярен изогипсе —100 км соответствующего сегмента на фиг. 1. Приблизительное положение глубоководного желоба показано стрелками, направленными вниз. Активные вулканы показаны черными треугольниками на поверхности. Светлые треугольники на разрезах — очаги землетрясений; светлые квадраты — очаги, глубины которых оценены по вступлениям волн pP. Размеры этих символов пропорциональны размерам очагов землетрясений. Землетрясения с большей магнитудой характеризуются более крупными символами в соответствии с зависимостью магнитуды от диаметра зоны афтершоков по Уцу [45]. Символ минимального размера соответствует очагу с диаметром не менее 10 км.



ФИГ. 4. Сводные вертикальные разрезы сейсмической зоны в северной части Чили.

Очаги соседних сегментов нанесены на одну и ту же проекцию. Разрезы перпендикулярны простиранию сегмента, очаги которого показаны черными символами.



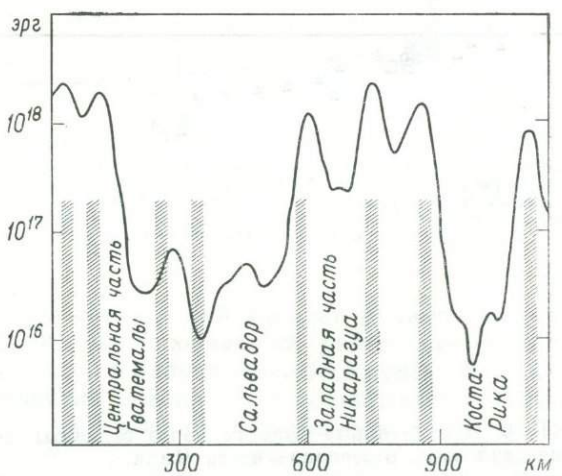
ФИГ. 5. Вулканические сегменты Центральной Америки.

Черные треугольники — вулканы, извергавшиеся в историческое время (по Мозеру и др. [31]); добавлен вулкан Ареналь в Коста-Рике. Белые треугольники — вулканы с сольфатарной деятельностью (по Мозеру и др. [31]); добавлен вулкан Моюта в юго-восточной Гватемале и убран Цуньил. Данные батиметрии заимствованы у Фишера [11], пунктиром показана изобата 100 фатомов; следующая изобата соответствует 500 фатомов. Границы между сегментами показаны крапом.

с районами очагов сильнейших землетрясений (фиг. 1 и 2). Районы очагов недавних сильнейших землетрясений в Чили, показанные Келлехером [22], нанесены на фиг. 1. Землетрясения магнитудой более 8,2 (1960, 1906, 1922, 1928, 1939, 1943 гг.) приурочены к отдельным сегментам. Землетрясения 1906, 1928 и 1939 гг. сосредоточены в сегменте *C2*, хотя Келлехер [22] утверждает, что латеральные границы землетрясения 1906 г. «определены по периферическим данным» и что магнитуда толчка 1928 г., возможно, преувеличена.

Землетрясения с магнитудой менее 8 (1966, 1918, 1946, 1971 гг.) располагаются на границах между сегментами или вблизи них. Толчок 1946 г. является исключением, но, возможно, он не был крупным землетрясением [22].

Район очагов недавних сильнейших землетрясений в Японии, по данным Моги [27, 28], изображен на фиг. 2. Проекции сегментов *H5*, *H4* и *H2* почти точно соответствуют районам очагов землетрясений Токати-оки 1952 г. и Фукусимаоки 1938 г. Проекция сегмента *H3* на поверхность охватывает район очагов землетрясений Санрику-оки 1933 г. на севере и землетрясение Кинкадзан-оки 1934 г. на юге. Отсутствие прямого соответствия, возможно, обусловлено тем фактом, что сегмент *H3* неточно определен из-за низкой плотности более глубоких землетрясений. В районах землетрясений Нанкайдо 1946 г. и Тонкаи 1944 г. глубинная сейсмическая зона определена плохо. Землетрясения Канто 1926 г. и Босо-оки 1952 г., возможно, связаны с поперечными движениями между плитами Филиппинского



ФИГ. 6. Сглаженное распределение энергии, освобождающейся при мелкофокусных (выше 70 км) землетрясениях в Центральной Америке.

Использованы данные о землетрясениях НАОА за 1963—1971 гг. Сглаживание производилось с помощью непрерывной кривой нормального распределения со стандартным отклонением 20 км. Оно почти полностью подавило волны длиной менее 60 км, но амплитуду волн длиной 100 км ослабило лишь в два раза. Заштрихованные полоски соответствуют границам сегментов, показанным на фиг. 5.

моря и Евразиатской, но не с поддвиганием [20, 16].

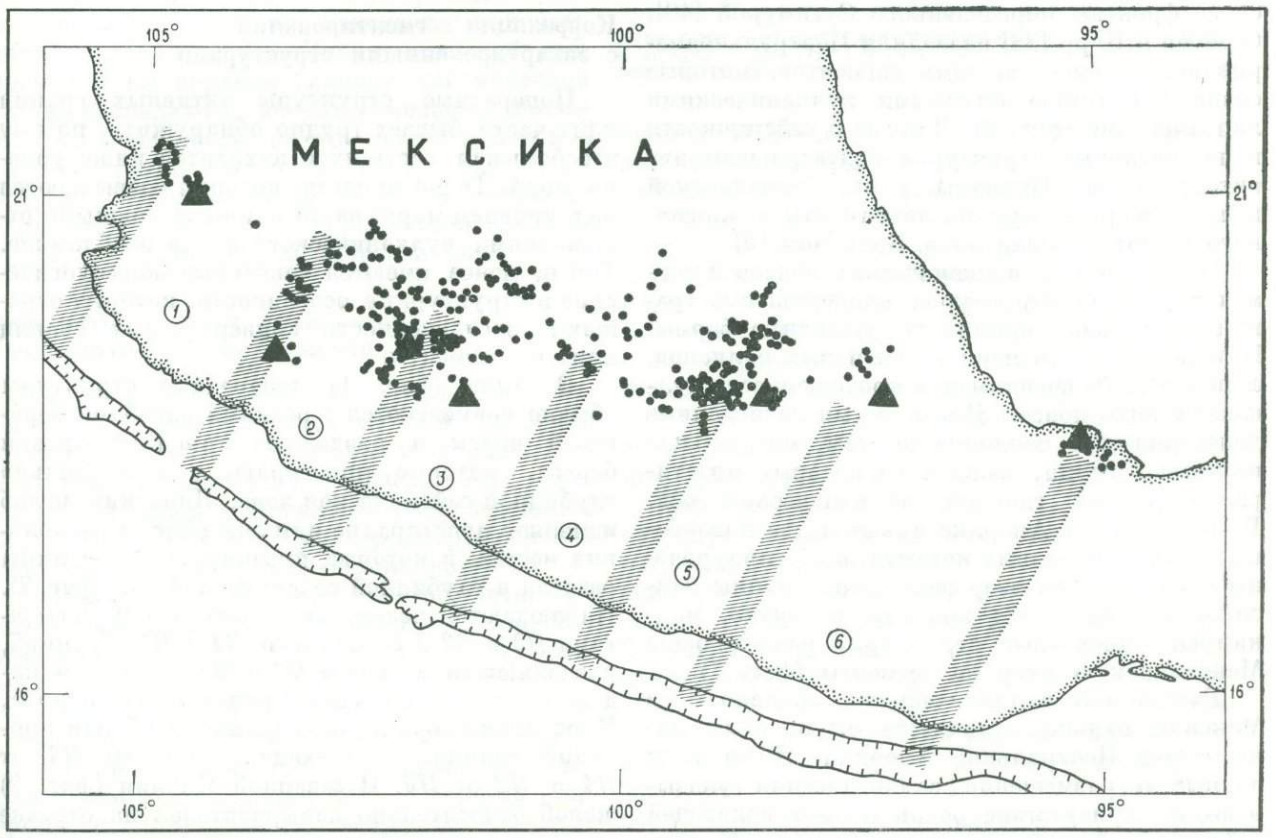
Стойбер и Карр [38] предложили метод определения поперечных структур, который основан на использовании распределения поверхностных землетрясений в районе, где в последнее время не было больших землетрясений. Этим способом Центральноамериканская дуга по вулканологическим данным была разбита на семь сегментов (фиг. 5).

Пики на сглаженной кривой зависимости освобождения энергии от расстояния для Центральной Америки (фиг. 6) хорошо коррелируются с предполагаемыми поперечными структурами, показанными на фиг. 5. Землетрясения приведены по данным НАОА для периода 1963—1971 гг. Сглаживание производилось с помощью непрерывной функции — кривой нормального распределения со стандартным отклонением 20 км. Поскольку во время указанного периода не происходило сильных и сильнейших землетрясений, максимумы на кривой высвобождения энергии отражают концентрацию слабых и умеренных землетрясений. В настоящее время мы исследуем механизмы очагов наиболее крупных землетрясений в этих скоплениях, чтобы проверить, согласуются ли они с поперечными разломами.

Вулканологические данные

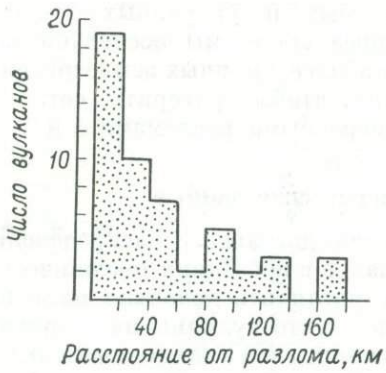
Изучению детального распределения активных вулканов в последних тектонических исследованиях уделялось довольно мало внимания. Установлено, что вулканы на островных дугах располагаются над наклонными глубинными сейсмическими зонами там, где глубина последней составляет около 100—200 км. Сугимура [41] и Куно [24] показали, что химический состав современных лав коррелируется с расстоянием до сейсмической зоны. Детальное исследование систем вулканических жерл в Индонезии проводилось Тхиа [44], который выделил несколько классов вулканических линеаментов.

Представление о подразделении островных дуг на сегменты протяженностью 100—1000 км



ФИГ. 7. Вулканические сегменты Мексики.

Черными треугольниками показаны вулканы, извергавшиеся в историческое время [31], кружочками — пепловые конусы [8]. Заштрихованные полоски разделяют предполагаемые сегменты.



ФИГ. 8. Гистограмма, связывающая частоту исторических активных вулканов [24] с их расстоянием от проекции на поверхность ближайшей предполагаемой поперечной структуры.

очень хорошо согласуется с детальным распределением активных вулканов. Центральноамериканскую вулканическую цепь особенно просто интерпретировать, поскольку все активные вулканы здесь лежат в пределах «вулканического фронта», определенного Сугимурой [40]. Стойбер и Карр [38] разделили Центральноамериканскую дугу на семь сегментов, которые совпали с семью крупными вулканическими линеаментами (фиг. 6). Данные о сейсмичности и четвертичных структурах подтверждают эту интепретацию. Вулканы Тонга-Кермадекской цепи были разделены на линеаменты аналогичного масштаба Эвартом и Брайаном [9].

Связь других вулканических поясов с сегментированной структурой конвергентных границ плит может принимать различные формы. В Мексике очень немного активных вулканов, если принять во внимание протяженность вулканического пояса. Имеются многочисленные доисторические пепловые конусы, образующие несколько групп, каждая из которых простирается вкрест главной вулканической оси. В Центральной Америке имеются две поперечные группы пепловых конусов, и обе приурочены к поперечным разрывам дуги. Группы мексиканских пепловых конусов, вероятно, маркируют поперечные структуры, разделяющие Мексиканскую дугу на сегменты (фиг. 7).

Рассеянная вулканическая активность в Мексике сильно отличается от простых линеаментов Центральной Америки. Имеющиеся данные о размещении землетрясений указывают на присутствие очень полого падающей сейсмической зоны, протягивающейся до вулканического фронта. Сейсмическая зона в Центральной Америке имеет значительно более крутое падение, и этим можно объяснить различия в вулканизме. В Японии (фиг. 2) имеется несколько вулканических линеаментов, и по среднему расстоянию между активными вулканами она занимает промежуточное положение между Мексикой и Центральной Америкой. Наблюдается тенденция активных вулканов группироваться близ проекций границ раздела в глубокой сейсмической зоне на поверхность (фиг. 8).

Катастрофические извержения вулканов могут быть связаны с поперечными структурами островных дуг. Вулкан Кракатау приурочен к крупному структурному разрыву Индонезийской дуги. В Центральной Америке наблюдались гигантские взрывы типа Кракатау вулканов Санта-Мария (1902 г.) и Косигуина (1835 г.). Оба они примыкают к поперечным структурам, предполагавшимся Стойбером и Карром [38]. Приуроченность вулканов к поперечным структурам Алеутской дуги была эффектно показана на примере горы Вениаминова в южной Аляске [5].

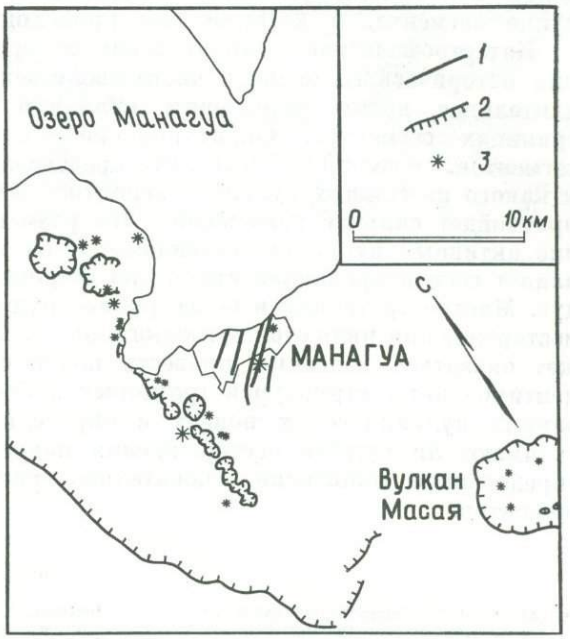
Корреляция сегментирования с закартированными структурами

Поперечные структуры активных границ плит часто бывает трудно обнаружить, потому что большая часть дуги находится ниже уровня моря. Те же ее части, которые возвышаются над уровнем моря, часто покрыты мощными отложениями вулканического пепла и обломков. Тем не менее имеются некоторые морфологические и структурные особенности, которые отражают расчлененность конвергентных границ плит на сегменты.

В Чили (фиг. 1) поперечные структуры обычно совмещаются с резкими изгибами береговой черты и разделяют линейные отрезки берега, которые простираются параллельно глубинной сейсмической зоне. Японский желоб изменяет простирание или смещается в нескольких местах, в которые проецируются границы раздела в глубинной сейсмической зоне (фиг 2). Наблюдаются резкие смещения между сегментами *B2* и *B3* и сегментами *B4* и *B5*. Граница, разделяющая сегменты *H1* и *H2*, едва не попадает на другое большое смещение оси желоба. Простирание оси желоба меняется вблизи проекций границ, отделяющих сегменты *B3* от *B4* и *H2* от *H3*. В северной Японии (фиг. 2) желоб относительно невыразителен на отрезке от места пересечения с продолжением границы раздела сегментов *H2* и *H3* до большого изгиба, где желоб пересекается с продолжением гра-

ницы, разделяющей сегменты *H4* и *H5*. Поскольку линии поперечных границ раздела проводятся по прямой, а сейсмические данные ограничиваются глубинами 85 км и более, эти совпадения являются замечательными.

По-видимому, наиболее поразительное соответствие между поверхностной структурой и поперечными границами имеет место на дуге Рюкю. По геологическим данным эта дуга подразделяется на три структурные единицы, которые соответствуют сегментам *R2*, *R4* и *R5*. В каждом из этих сегментов простирание глубинной сейсмической зоны параллельно основному морфологическому и тектоническому элементам, представленным соответственно линейными группами островов и линиями вулканов. Основываясь на смещениях домиоценовых тектонических поясов, Кониси [23] наметил две крупные левосторонние поперечные дислокации. Северная дислокация представлена проливом Токара, который лежит над предполагаемой поперечной границей, разделяющей сегменты *R4* и *R5*. Южная дислокация охватывает широкий район, называемый депрессией Миако. Она почти идеально совпадает с районом, занятым сегментом *R3*. Знаки смещений изогипсы 100 км верхней границы сейсмической зоны не совпадают со знаками смещений домиоценового фундамента, но это можно объяснить тем, что разные сегменты имеют различные падения. Основным является то, что крупные структурные элементы коры отражаются в структуре глубинной сейсмической зоны.



ФИГ. 9. Поперечная структура в районе Манагуа.
Данные для этой карты заимствованы из работ Мак-Берни [26] и Брауна и др. [4]. *1* — активный разлом; *2* — уступ; *3* — пепловый конус.

Расширение области применения и дополнительные приложения

Поперечные структуры, разделяющие островные дуги на независимые тектонические сегменты, могут существенно усовершенствовать плитотектоническую модель этих дуг. Теперь мы имеем возможность распространить методы тектоники плит на структуры гораздо меньшего масштаба, чем обычно делается.

В Центральной Америке наиболее четко выраженными молодыми структурами, поперечными по отношению к дуге, являются нормальные сбросы или линейные цепи вулканических жерл меридионального простирания. Левосторонние сдвиги происходили в районе Манагуа [4]. Их простирание 30—40° совпадает с направлением конвергенции плит. Скорость конвергенции, по-видимому, возрастает в юго-восточном направлении, вследствие чего в зонах поперечных нарушений на юго-восточный сегмент должно действовать несколько повышенное напряжение, которое должно создавать левосторонний сдвиг с простиранием 30°. Эта модель может объяснить направление разломов в районе Манагуа, который приурочен к поперечной структуре, отделяющей сегмент восточного Никарагуа от сегмента западного Никарагуа (фиг. 5). На фиг. 9, ориентированной так, что азимут 30° совпадает с вертикалью, сдвиги с простиранием 30—40° района Манагуа изображены жирными линиями. Эффект меридионального растяжения, согласующегося с левосторонним сдвигом, проявлен в меридиональной ориентировке цепей вулканических жерл.

Сейсмологические, вулканологические и структурные признаки поперечных структур островных дуг можно использовать для оценки сейсмического риска и предсказания землетрясений. Латеральные границы районов очагов будущих сильнейших землетрясений можно предсказать, используя описанные выше методы. Часто сильнейшие землетрясения начинаются на одной границе района очага и переходят на другую границу. Эти границы рекомендуется держать под тщательным контролем, чтобы зарегистрировать явления, предшествующие сильнейшим землетрясениям. Следует также обратить внимание на возможность предсказать верхний предел магнитуды будущего

сильнейшего землетрясения, основываясь на длине сегмента, в котором оно происходит.

Катастрофические вулканические извержения исторического периода часто свойственны длительное время молчавшим вулканам на границах сегментов. Оконтуривание границ сегментов, возможно, позволит предсказать, у какого из спящих вулканов вероятнее всего произойдет сильное извержение. На размещение активных вулканов, по-видимому, сильно влияет сегментированная структура островных дуг. Многие третичные и более ранние рудные месторождения являются вулканогенными. Может оказаться полезным провести поиск сегментированных структур в третичных и более ранних вулканических поясах и определить, занимают ли рудные месторождения какое-то определенное положение относительно границ сегментов.

Поперечные структуры, разделяющие островные дуги на сегменты, не сопоставлялись с океаническими зонами разломов. Нет никакой определенной причины предполагать такую связь, за исключением тех случаев, когда океанические зоны разломов простираются приблизительно параллельно направлению конвергенции плит. При дальнейшем исследовании этих особых случаев может оказаться, что они обладают характеристиками, особенно благоприятными для образования рудных месторождений.

Финансовая поддержка оказывалась Национальным научным фондом по дотации GA2-6211. Время на ЭВМ было предоставлено Вычислительным центром Киевит Дартмутского колледжа.

Список литературы

1. *Abe K.*, 1972, Seismological evidence for a lithospheric tearing beneath the Aleutian arc, Earth adn Planetary Sci. Letters, **14**, p. 428—432.
2. *Barazangi M.*, *Dorman J.*, 1969, World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961—1967, Seismol. Soc. America Bull., **59**, p. 369—380.
3. *Brazee R. J.*, 1965, A study of *T* phases in the Aleutian earthquake series March and April, 1957, Earthquake Notes, **36**, p. 9—14.
4. *Brown R. D.*, *Ward P. L.*, *Plafker G.*, 1973, Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of Dec. 23, 1972, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 838.
5. *Burk C. A.*, 1965, Geology of the Alaska Peninsula — island arc and continental margin, Geol. Soc. America Mem. 99, 3 pts., 250 p.
6. *Carr M. J.*, *Stoiber R. E.*, *Drake C. L.*, 1973, Discontinuities in the deep seismic zones under the Japanese Arcs, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2917—2930.
7. *Caseriano L.*, 1963, Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of the Chilean Continents, pt. XV, Chile, Rome, Internatl. Assoc. Volcanology, 55 p.
8. *De Cserna Z.*, 1961, Tectonic map of Mexico, scale 1 : 2 500 000, New York, Geol. Soc. America.
9. *Ewart A.*, *Bryan W. B.*, 1973, The petrology and geochemistry of the Tongan Islands, in *Coleman P. J.*, ed., The western Pacific, island arcs, Marginal Seas, Geochemistry, Univ. Western Australia Press.
10. *Федотов С. А.*, 1965, О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии, Тр. ин-та Физики Земли, № 203, 66—93.
11. *Fisher R. L.*, 1961, Middle America trench, topography and structure, Geol. Soc. America Bull., 72, p. 703—720.
12. *Fitch T. J.*, 1970, Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philipinne region, Sesimol. Soc. America Bull., **60**, p. 565—591.
13. *Frank F. C.*, 1968, Curvature of island arcs, Nature, **220**, p. 363.
14. *Gates O.*, *Gibson W.*, 1956, Interpretation of the configuration of the Aleutian ridge, Geol. Soc. America, **67**, p. 127—146.
15. *Hayes D. E.*, 1966, A geophysical investigation of the Peru — Chile trench, Marine Geology, **4**, p. 309—351.
16. *Ichakawa M.*, 1971, Re-analyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies of the nodal planes obtained, 1926—1968, Geophys. Mag., **35**, p. 207—274.
17. *Isacks B.*, *Molnar P.*, 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, Rev. Geophys. and Space Physics, **9**, p. 103—174.
18. *Isacks B.*, *Oliver J.*, *Sykes L. R.*, 1968, Seismology and the new global tectonics, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 5855—5899.
19. *Jordan N. J.*, *Lander J. F.*, *Black R. A.*, 1965, Aftershocks of the 4 February 1965 Rat Island earthquake, Science, June, p. 1323—1325.
20. *Kanamori H.*, 1971, Faulting of the Great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **49**, p. 13—18.
21. *Katsumata M.*, *Sykes L. R.*, 1969, Seismicity and tectonics of the western Pacific, Izu Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions, Jour. Geophys. Res., **74**, p. 5923—5948.
22. *Kelleher J. A.*, 1972, Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, Jour. Geophys. Res., **77**, p. 2087—2103.
23. *Konishi K.*, 1965, Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nansei-shoto), Jour. Geol. Soc. Japan, **71**, p. 437—457.
24. *Kuno H.*, 1962, Catalogue of the active volcanoes of the world, pt. II, Japan, Taiwan and Marianas, Rome, Internatl. Assoc. Volcanology.
25. *Kuno H.*, 1966, Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs, Can. Geol. Survey Paper 66—15, p. 317—335.
26. *McBirney A. R.*, 1955, The origin of the Nejapa pits near Managua, Nicaragua, Bull. Volcanol., **17**, p. 145—154.
27. *Mogi K.*, 1968, Development of altershock areas of great earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **46**, p. 175—203.
28. *Mogi K.*, 1969, Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures, Bull. Earthquade Res. Inst. Tokyo Univ., **47**, p. 429—451.
29. *Mogi K.*, 1969, Some features of recent seismic activity in and near Japan, 2, activity before and after great earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **47**, p. 395—417.
30. *Molnar P.*, *Sykes L. R.*, 1969, Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 1639—1684.
31. *Mooser F.*, *Meyer-Abich H.*, *McBirney A. R.*, 1958, Catalogue of active volcanoes of the world, pt. VI, Central America, Naples, Internatl. Assoc. Volcanology, 146 p.
32. *Oliver J.*, *Isacks B.*, 1967, Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle, and the lithosphere, Jour. Geophys. Res., 72, p. 4259—4275.
33. Quaternary tectonic map of Japan, 1969, Research group for quaternary tectonic map, Tokyo, Natl. Res. Center Disaster Prevention, scale 1 : 2 000 000.
34. *Santo T.*, 1969, Characteristics of seismicity in South America, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., **47**, p. 635—672.
35. *Sapper K.*, 1897, Uber die raumliche Anordnung der mittelamerikanischen Vulkane, Z. Deut. Geol. Ges., **49**, p. 672—682.
36. *Stauder W.*, 1968, Tensional character of earthquake foci beneath the

Aleutian trench with relation to sea-floor spreading, Jour. Geophys. Res., 73, p. 7693—7701.
37. *Stauder W.*, 1973, Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the ocean plate, Jour. Geophys. Res., 78, p. 5033—5061.
38. *Stoiber R. E., Carr M. J.*, 1974, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, Bull. Volcanol.
39. *Stroback K.*, 1973, Curvature of island arcs and plate tectonics, Z. Geophysik.
40. *Sugimura A.*, 1960, Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs, Tokyo Univ. Jour. Fac. Sci., sec. II, XII, pt. 2, p. 133—153.
41. *Sugimura A.*, 1961, Regional variations of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks in Japan and its environs, Jour. Geol. Soc. Japan, 67, p. 292.
42. *Swift S. A., Carr M. J.*, 1973, The segment nature of the Chilean seismic zone, abstr., Conference on geodynamics, Lima, Peru, August.
43. *Sykes L. R.*, 1966, The seismicity and deep structure of island arcs, Jour. Geophys. Res., 71, p. 2981—3006.
44. *Tjia H. D.*, 1967, Volcanic lineaments in the Indonesian island arcs, Bull. Volcanol., 31, p. 85—96.
45. *Utsu T.*, 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, Geophys. Mag., 30, p. 521—605.

IV. СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Осадкообразование в пределах континентального шельфа[1]

Д. Свифт

Введение

В одной из первых моделей седиментации обломочных осадков континентального шельфа, автором которой был Д. Джонсон [35], толща воды над шельфом и поверхность дна рассматривались как система, находящаяся в состоянии динамического равновесия, в которой уклон дна и размер зерен осадков на нем в каждой точке зависят от притока воздействующей на дно энергии волнений и в свою очередь влияют на нее. В результате образуется вогнутая поверхность, имеющая более крутой уклон в сторону берега. В направлении от берега и с увеличением глубины размер зерен осадка уменьшается в прямой зависимости от уменьшения притока энергии волнений, достигающих морского дна. Эта модель подразумевает поступление осадков скорее вследствие размыва берега, чем в результате выноса их реками. Несмотря на то что это была качественная модель с ограниченным применением, она была прогрессивной для своего времени благодаря динамическому подходу с позиций системного анализа.

Впервые подверг сомнению эту схему Шепард [69], отметив, что шельф покрыт не однородным слоем осадков с уменьшающимся в сторону моря размером, а скорее мозаичным по строению покровом различных типов отложений. Он предположил, что составные части этой мозаики сформировались не в современную эпоху, а скорее в эпохи понижения уровня моря в плейстоцене. Эмери [19, 20] разделил осадки шельфа по генетическому принципу на аутигенные (глаукониты, фосфориты), органические (фораминиферовые, ракушняковые), остаточные (образовавшиеся при выветривании подстилающих пород), реликтовые (следы ранее существовавших обстановок осадконакопления, такие, как затопленные пляжи или дюны) и обломочные, состоящие из материала, поставляемого в настоящее время реками, а также поступающего в результате размыва берегов и действия ветра и ледников. На большей части шельфа тонкий слой новейших обломочных осадков, располагающийся у берега, мористее, видимо, сменяется реликтовым песчаным плащом, покрывающим поверхность шельфа.

Третья модель шельфовой седиментации включила в себя элементы моделей Джонсона и Эмери. В ней поверхность шельфа рассматривается как динамическая система, находящаяся в состоянии равновесия с набором переменных факторов, определяющих процесс. Скорость изменения уровня моря является одной из таких переменных, и, следовательно, учитывается воздействие постплейстоценовой трансгрессии. Эта модель может быть названа трансгрессивно-регрессивной, поскольку в общем виде ее можно представить в этих понятиях, или береговой, поскольку она сосредоточивает внимание на этой динамической зоне [26, 14, 89].

Во всех трех моделях есть интуитивно верные догадки, которые никоим образом не исклю-

[1] Статья переведена Н. П. Григорьевым. — *Прим. ред.*

чают друг друга. Переменные факторы процесса, вводимые в трансгрессивно-регрессивную модель, несомненно, преобладают в характеристике режима осадконакопления на шельфе, а также определяют облик прибрежного пограничья (coastal boundary — термин, применяемый здесь для определения особенностей как внутренней части шельфа, так и находящейся в пределах суши зоны лагун и эстуариев).

Скорость перемещения осадков, проходящих через зону прибрежного пограничья, и характер этих осадков определяются теми значениями переменных процесса, при которых достигается равновесие в пределах зоны (модель Джонсона). Следовательно, эта система прибрежного равновесия сама по себе видоизменяет режим осадконакопления на шельфе и определяет петрографические типы Эмери [20] и стратиграфические единицы Карри [14].

Шельф можно рассматривать как динамическую систему, определяемую потоком наносов, проходящих через прибрежное пограничье, а также потоком энергии, проходящим через толщу воды до донного слоя осадков. В данной работе описаны некоторые характерные схемы процессов, происходящих на шельфе, и результаты их воздействия. В настоящее время отсутствуют публикации, в которых этот материал трактуется соответствующим образом. Однако в монографии Ньюмэна и Пирсона освещены общие вопросы физической океанологии. Механика транспорта наносов удачно обобщена Алленом [2], а также в работах Багнолда [4, 5], Стернберга [74] и Людвика [46].

Прибрежное пограничье

Существуют две основные категории «клапанов», регулирующих прохождение осадков из системы транспорта наносов на континенте в область континентального шельфа. Во-первых, предфронтальная часть пляжа в периоды отступания берега может размываться и поставлять осадочный материал. Этот процесс не идет прямым путем: высвобождаемый размывом материал был первоначально накоплен в виде осадков лагун, эстуариев и речных пойм или образовался во время предшествующего цикла осадконакопления. Во-вторых, осадочный материал поступает через речные устья, но и в этом случае он должен быть сначала отложен. Пески накапливаются в руслах рек перед их выходом в устьевую часть, а тонкий материал отлагается в окраинных болотах-маршах и на илистых низменных побережьях и сохраняется там до очередного пика жидкого стока, когда граница распространения солености смещается к гребню прибрежных отмелей, а накопившийся материал сбрасывается к предфронтальной зоне пляжа, окаймляющей отмелую зону. Там он может пережить еще одну стадию покоя в предфронтальной области или на внутренней части шельфа до периода максимальной активности штормов [17].

Характер работы этих «клапанов» зависит от основных параметров процесса прибрежного осадконакопления: абсолютных значений стока рек на единицу длины берега, соотношения объемов соленой воды и притока пресной воды в устьях рек, волнового режима и, наконец, от скорости и направления перемещения береговой линии, которое представляет собой функцию поступления осадков, изменения уровня моря и притока энергии волнений. Сток рек на единицу длины побережья обусловливают размеры устьевых частей рек и является фундаментальной величиной, определяющей преобладание либо речного, либо предфронтально-пляжевого типа переброски осадков на шельф. Интенсивный приливный режим благоприятствует речному типу, в то время как интенсивный волновой режим повышает эффективность второго типа переброски.

Скорость и направление перемещения береговой линии также сильно воздействуют на преобладание речного или предфронтально-пляжевого типа. Быстро идущая трансгрессия приводит к образованию подпруженных эстуариев (находящихся в неравновесном состоянии), которые становятся ловушками осадков. В этом случае преобладают сброс осадков с предфронтальной зоны пляжа и перенос их вниз по уклону. Сформированный в результате тонкий слой песка состоит из прерывистого покрова материала, выпавшего из взвеси, образовавшейся в результате действия волновых колебаний, а также из остаточного пласта песка нижней части предфронтальной зоны и прилегающей части шельфа. Это соответствует представлениям Эмери [20] о прибрежной зоне новейших песков, окаймленной областью реликтовых песков шельфа. Обе эти зоны являются и реликтовыми в том смысле, что они образовались за счет отложений, накопившихся ранее в данном месте, и современными, так как образовались благодаря переотложению при нынешнем гидродинамическом режиме. Они, по существу, представляют собой «палимпсестовые» осадки [86], поскольку обладают литологическими особенностями, сформировавшимися как в современных, так и в древних обстановках осадкообразования [наподобие древнего пергамента с со-

скобленным старым текстом и написанным поверх него новым.— *Перев*]. Термин «реликтовые» лучше сохранить для специфических особенностей их структуры, отражающих более древний режим. Вероятно, наиболее удачным для большей части таких осадков является термин «автохтонные». Поэтому режим шельфового осадконакопления, характеризующийся быстро развивающейся трансгрессией и преобладанием предфронтально-пляжевого механизма переброски материала вниз по уклону, может быть назван режимом автохтонной шельфовой седиментации.

При меньшей скорости перемещения береговой линии в эстуариях может установиться равновесие с приливно-отливным режимом, и за счет предфронтально-пляжевой переброски будет поступать существенная часть материала. Более тонким, но не менее эффективным является воздействие медленной трансгрессии на размерность зерен осадков, проходящих через прибрежное пограничье. При медленном перемещении береговой линии поверхность зоны эстуариев и лагун в пределах суши может быть выравнена почти до среднего уровня моря. Созданная в результате этого поверхность соленых маршей (в южных широтах — мангровых болот), пересекаемая руслами с высокой гидродинамической энергией, служит своего рода фильтром. Блуждающие русла производят предпочтительный отбор грубого материала, который надолго захороняется в их осевых частях. На межрусловых участках, заливаемых приливом, откладывается тонкий материал, который либо длительно сохраняется там, либо захоронается навсегда. В то же время тонкие песчаные и алевритовые фракции, отложившиеся на прирусловых валах, могут вовлекаться вновь в перенос под действием миграции русел и, следовательно, являются наиболее вероятными кандидатами на сброс в область шельфа. Эти частицы достаточно малы для перемещения во взвешенном состоянии на большие расстояния.

Когда перемещение береговой линии переходит через мертвую точку в сторону наступания, предфронтальная зона пляжа «работает» скорее как ловушка осадков, чем как механизм их сброса на шельф. Распределительные русловые рукава продолжают свою работу по разделению уже ранее профильтрованного ими материала на песок (достаточно грубый для того, чтобы быть подхваченным вдольбереговым потоком наносов и захорониться в предфронтальной зоне пляжа) и тонкий песок, который может переноситься во взвешенном состоянии под воздействием приливно-отливных струй и попадать в систему распределения осадков на шельфе. В данном случае предфронтальная зона пляжа становится областью полного улавливания осадков и переброска их на шельф осуществляется почти исключительно речными устьями.

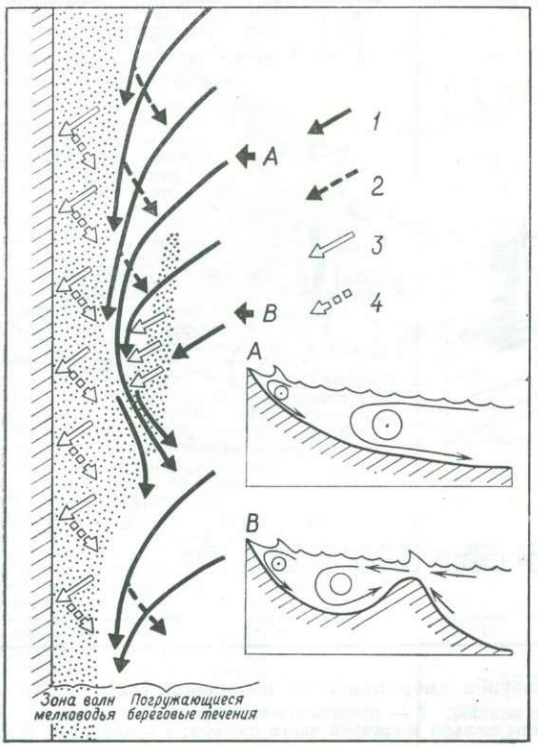
Шельфы, переживающие медленную трансгрессию или регрессию, находятся на стадии аллохтонной шельфовой седиментации, характеризующейся значительной ролью устьевого выноса осадков. При таком режиме наблюдается массовый приток наносов, отсортированных в процессе прохождения ими области прибрежного пограничья. Покровы подвижного песка и глинистых отложений простираются от берега к краю шельфа. Предфронтальные зоны пляжей широки, имеют незначительные уклоны и незаметно сливаются с мелководьем на внутренней части шельфа.

Аллохтонные режимы, создающие широкие структурные шельфы, и автохтонные режимы, периодически возникающие в их пределах, рассмотрены ниже на нескольких представительных районах, динамика в которых сравнительно хорошо изучена.

Средняя часть Атлантического шельфа Северной Америки: автохтонный штормовой режим

Гидродинамическая обстановка на средней части Атлантического шельфа Северной Америки характеризуется преобладанием штормов. Средние поверхностные скорости прилива в районе в целом (за исключением узких заливов с приливным режимом и эстуариев рек) менее 20 см/с [64]. Шельф такого типа отличается длительными периодами спокойствия, особенно в летнее время, когда масса воды на шельфе расслаивается по плотности и испытывает медленное перемещение на юг (параллельно берегу) под воздействием преобладающих ветров, дующих в хорошую погоду, и стока воды с суши [27]. Последний фактор обусловливает повышение уровня водной поверхности вблизи берега, достаточное для того, чтобы вызвать параллельное берегу течение, питаемое с суши, поверхностная составляющая которого направлена в сторону моря, а придонная — в сторону континента [10]. Это течение, идущее на юг, у мыса Хаттерас перехватывается Гольфстримом, направляющимся на север.

Средняя часть Атлантического шельфа по отношению к господствующим планетарным направлениям ветров находится с подветрен-



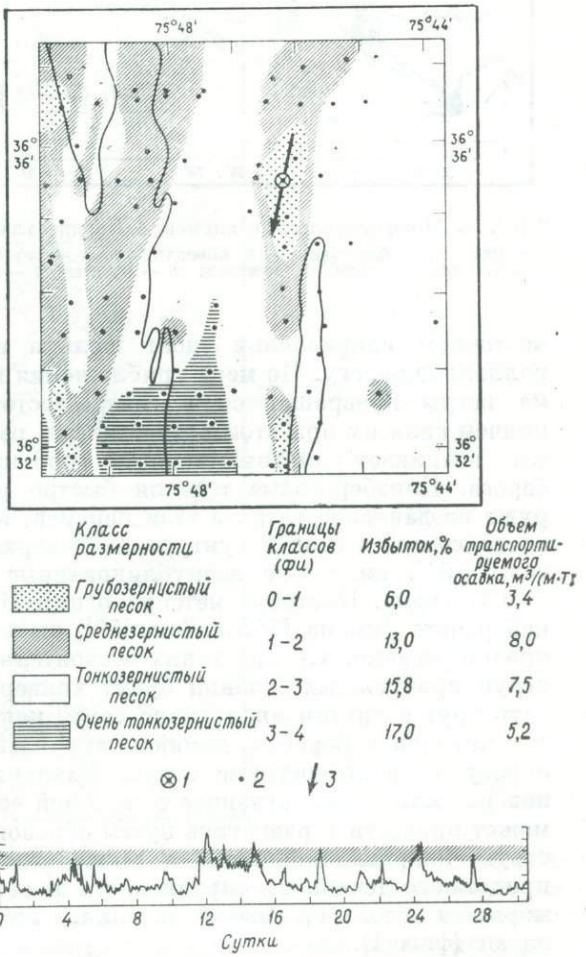
ФИГ. 1. Гипотетическая модель прибрежного пограничья в волновом поле в период ветров, дующих в сторону берега.

Столкновение ветровых течений с береговой линией сопровождается образованием погружающихся береговых течений (downwelling coastal jet). *1* — поверхностные ветровые течения; *2* — придонные ветровые течения; *3* — поверхностные течения, вызванные волнением; *4* — придонные течения, вызванные волнами.

ной стороны континента. Ветровая зыбь летом подходит сюда, пройдя большое расстояние и потеряв значительную часть энергии; она еще больше гасится у края шельфа. Придонные перемещения воды, вызванные волнением, могут иногда обусловить появление на дне знаков ряби [52], но существенным фактором переноса они становятся только в предфронтальной зоне пляжа, на глубине 15 м и менее. Далее в сторону моря суммарное поле скоростей, формирующееся в хорошую погоду за счет волнений зыби, ветровых течений и конвекционных движений, обусловленных температурой и соленостью воды, способно перемещать только взвешенные тонкие наносы. Летом, однако, содержания взвешенных частиц незначительны и составляют, как правило, менее 1 мг/л (сюда не входят устья эстуариев и узких заливов с активным действием прилива [48]), поскольку пределы скоростей, необходимых для взмучивания такого материала, как правило, не превышаются.

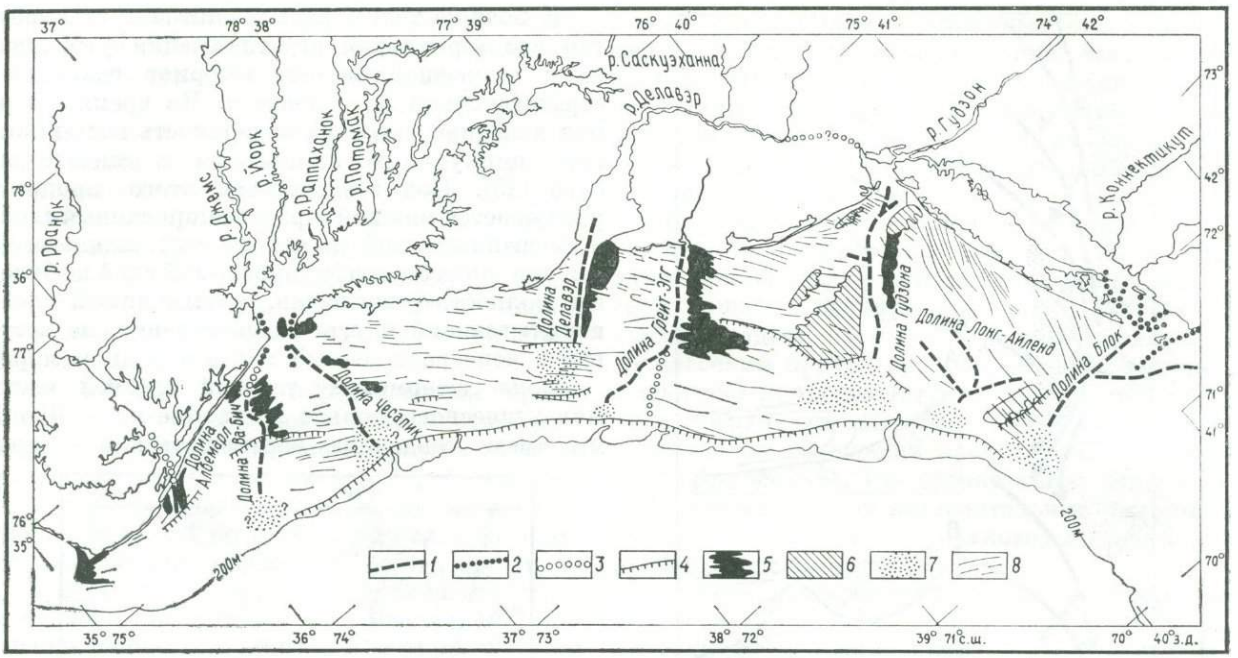
К ноябрю толща воды достаточно остывает, так что термальная стратификация утрачивается; возросшая частота штормов разрушает стратификацию по солености. Во время штормов давление ветра на поверхность воды вызывает циркуляцию Лангмюира в смешанном слое [25]. Под воздействием этого процесса разрушается нижний стратифицированный слой, и смешанный слой растет за счет нижнего до тех пор, пока стратифицированный слой не будет им полностью поглощен, и смешанный слой, испытывающий быстрое перемещение, не вступит в непосредственный контакт с дном моря.

Поле штормовых течений средней части Атлантического шельфа не вполне ясно. Штормы имеют тенденцию перемещаться в северо-



ФИГ. 2. Транспорт осадков в поле гряд внутреннего шельфа, мыс Фолс, Виргиния, ноябрь 1972 г.

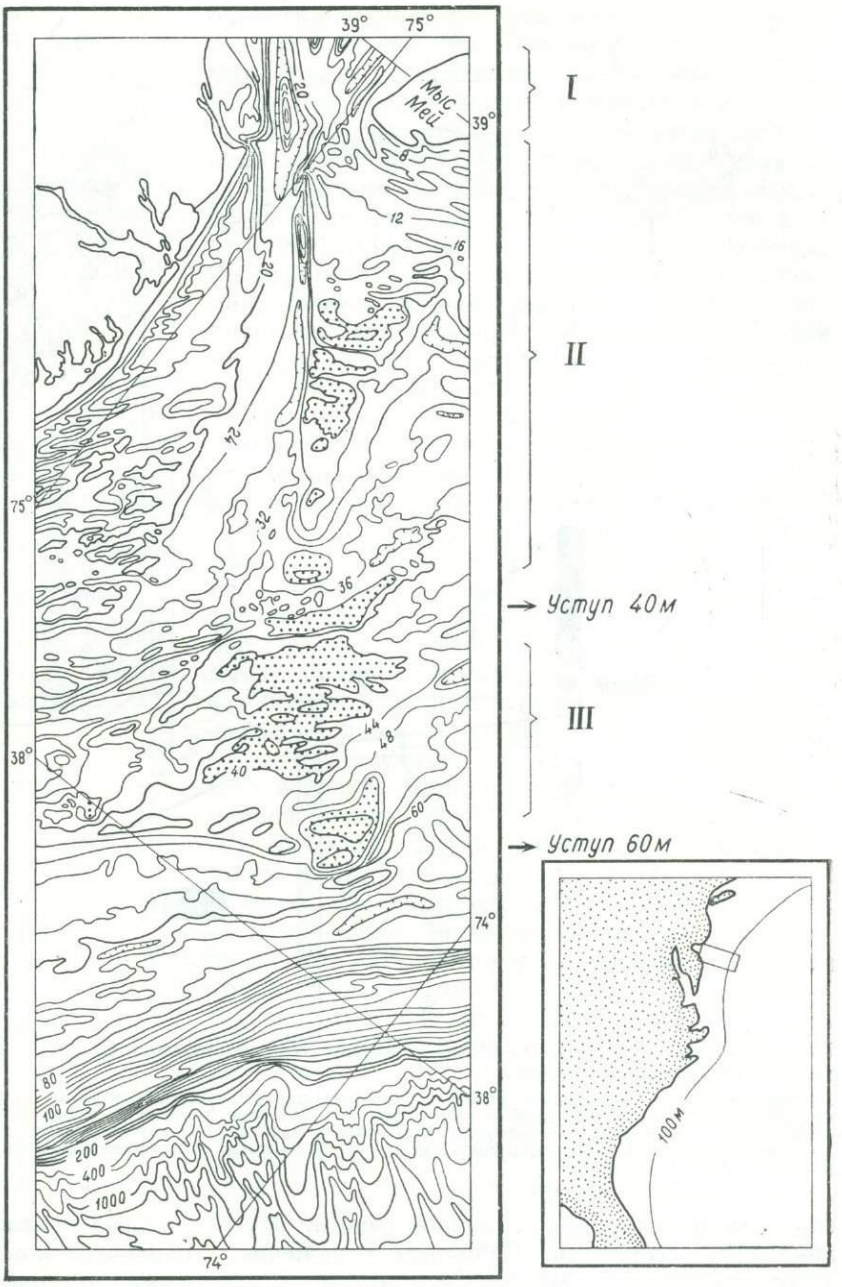
Расчеты основаны на пороговом критерии Шильда, коэффициенте волочения $3 \cdot 10^{-3}$ и уравнении общего количества наносов Лорсена [42]. Значения перемещенных объемов выражены количеством кварца на метр ширины поперечного к направлению транспорта сечения в единицу времени. *1* — станция измерения скорости течения; *2* — станции; *3* — суммарное направление транспортировки.



ФИГ. 3. Морфологические элементы Среднеатлантического изгиба американского побережья [82].
1 — каналы, наблюдаемые на поверхности; *2* — близповерхностные каналы; *3* — предполагаемые каналы; *4* — уступ; *5* — массивы отступания отмелей; *6* — куэсты; *7* — дельты окраины шельфа и средней части шельфа; *8* — песчаные гряды.

восточном направлении вдоль шельфа и параллельно берегу. По мере приближения шторма ветры превращаются в северо-восточные, причем сила их при этом возрастает. В результате возникает заметный водяной горб против берега. Близбереговые течения быстро реагируют на давление ветра в этой перемещающейся на северо-восток структуре на поверхности воды ([91], см. также неопубликованные данные Батмена, Институт метеорологии). В ранней работе Экмана 1905 г. (см. [59]) высказано предположение, что при таких обстоятельствах струи прибрежных течений будут конвергировать друг с другом аналогично тому, как они, сталкиваясь с берегом, меняют направление и образуют вдольбереговые струи. Давление на поверхность воды, связанное с системой ветров, может привести к разгрузке путем образования струи, направленной вниз, а также нечеткого придонного течения, направленного в сторону моря, и вдольберегового течения, идущего на юг (фиг. 1).

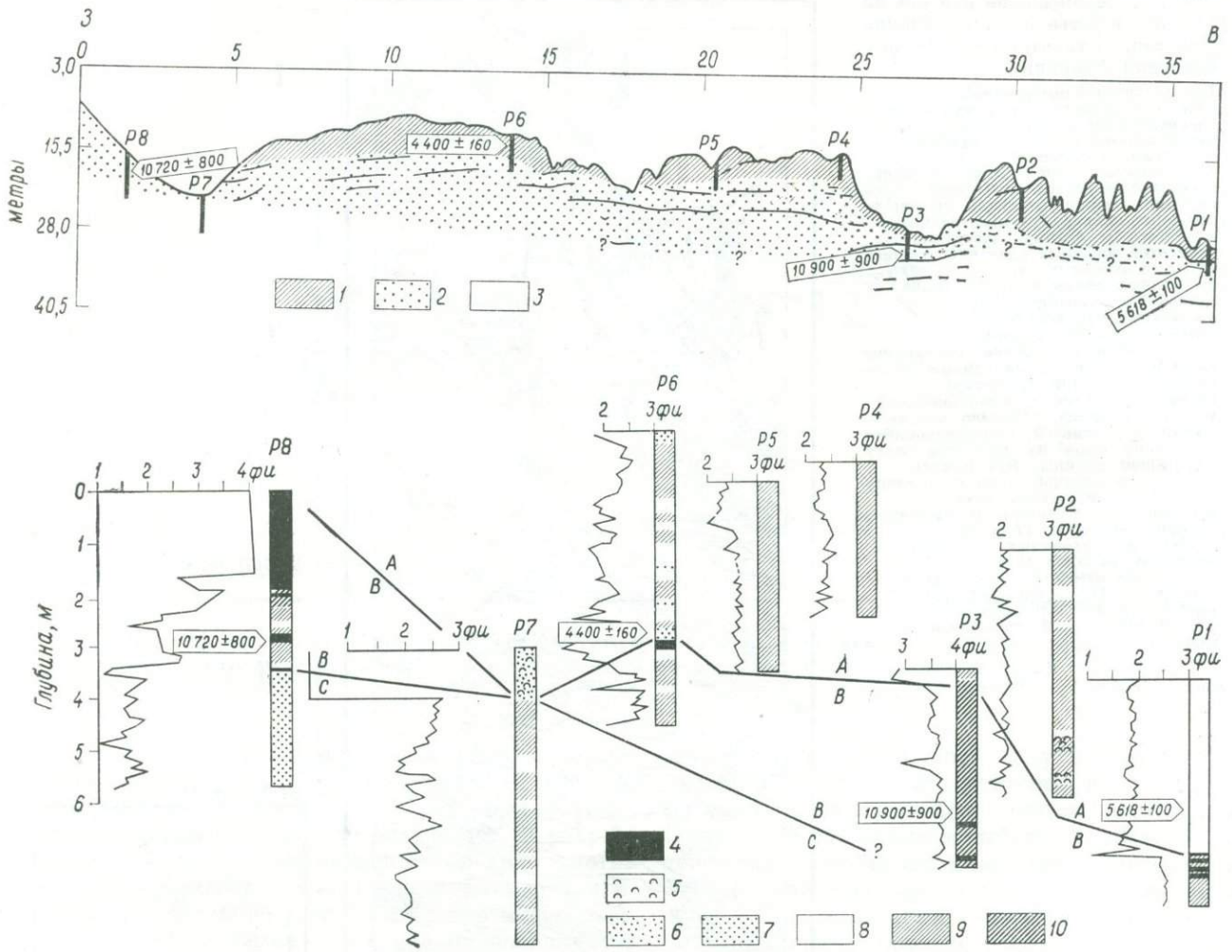
Данные замеров скорости течения показывают, что штормовые течения обладают достаточной энергией для того, чтобы привести в движение осадки на дне по крайней мере внутренней части шельфа (фиг. 2). Объем транспортируемого материала, показанный на фиг. 2, возможно, занижен, поскольку не принято во внимание воздействие придонных волновых колебаний, сглаживающих донные неровности. Придонные волновые колебания наиболее интенсивны во время штормов, когда однонаправленное движение воды также достигает максимума. Эти колебания вызывают образование песчаных гряд с крутыми склонами, благодаря которым увеличивается срывающий эффект, необходимый для приведения в движение песка [4]. Данные непосредственных полевых наблюдений показывают, что песок, слагающий гряды, сортирован по крупности в зависимости от гидродинамической микрообстановки, так что грубый песок слагает гребни гряд, а мелкий — понижения между ними. Поэтому при достижении пика скорости вся поверхность активизируется одновременно [13]. Взаимодействие между грядами знаков ряби и волновыми колебаниями заключается в том, что всплеск взмученного с гребня песка вспрыскивается в придонный поток [39]. В целом значение придонных волновых колебаний в поле штормовых течений, вероятно, состоит в том, что величина срывающих скоростей, необходимых для вовлечения осадка в движение, снижается по сравнению с той, которая необходима при обычном течении.



ФИГ. 4. Перемещение наносов по уклону в устье эстуария (залив Делавэр, Атлантический шельф Северной Америки).

Вдольбереговой поток наносов в литорали, идущий к югу вдоль Нью-Джерсийского отрезка побережья, захватывается сгонным приливно-отливным течением в горле Чесапикского залива. Образовавшаяся в результате отмель стабилизируется системой переплетающихся приливно-отливных каналов, располагающихся к северу от взаимно избегающих элементов основных спаренных речных русел и отливных каналов. Комплекс шельфовых долин мористее горла залива представляет собой трассу отступания горла залива и свойственного ему режима седиментации в голоцене. Отступание главного приливного канала «откопало» шельфовую долину Делавэр; перемещение отмели, расположенной у входа в залив, оставило массив отступания отмелей, простирающийся в сторону моря на северном борту шельфовой долины. Это пример переброски осадков вниз по уклону [81]. *I* — приустьевая отмель современного эстуария и приливно-отливные каналы; *II* — трасса отступания спаренных приливно-отливных каналов и массив отступания отмелей, связанных с эстуарием; *III* — оторвавшаяся выступающая дельта (массив отступания отмелей, связанный с мысом).

Происхождение поверхностного песчаного покрова на шельфе. Поверхностный песчаный покров на центральной и южной частях Атлантического шельфа обязан своим происхождением отступанию предфронтальной зоны пляжа во время голоценовой трансгрессии, сопровождавшемуся ее размывом. Его структурные и морфологические особенности хорошо отражают картину литоральной седиментации в этот период. Зоны приливных эрозионных лощин в эстуариях, а также участки столкновения течений в системе берегового перемещения водных масс и у выступающих в море мысов оставили следы своего отступания в виде подводных гряд и понижений (прослеживаемых под косым углом к простиранию шельфа) наподобие того, как фотографируемые объекты оставляют черточки на фотопленке, если камера двигалась во время съемки (фиг. 3). Образовавшийся в процессе этого песчаный покров продолжает реа-



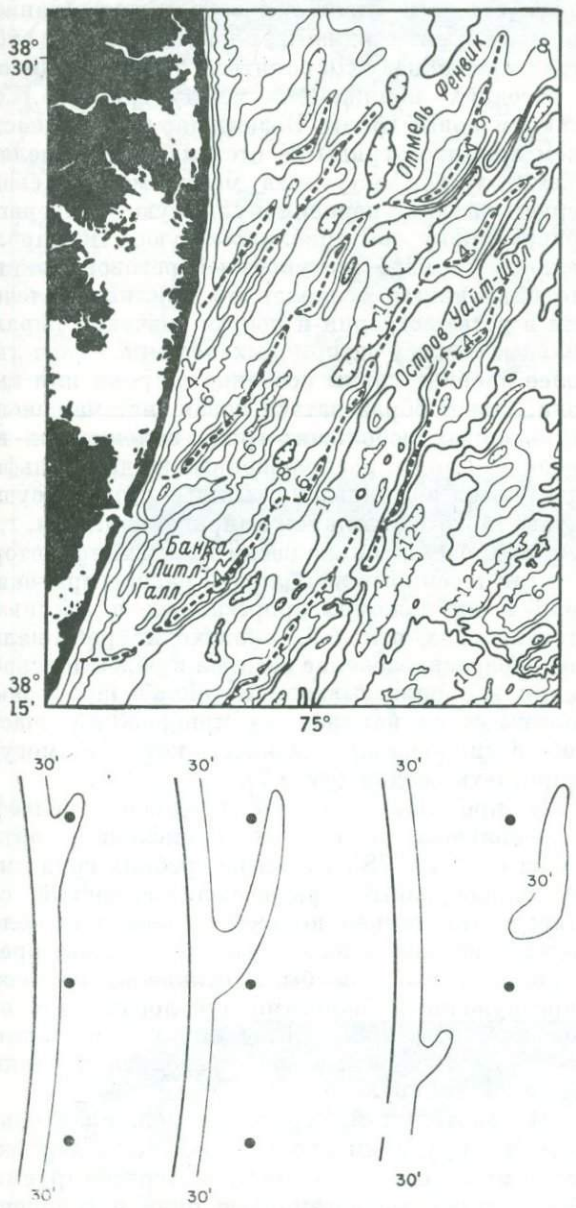
ФИГ. 5. Разрез через Платт-Шолс — массив отступания отмелей эстуария на южном борту комплекса шельфовых долин Албермарл.

Обратите внимание на осадки устья эстуария. Обстановка осадконакопления была аналогична нижней (по течению) части эстуария [85]. *1* — поверхностный покров песка; *2* — песчаные отложения устья эстуария; *3* — подстилающие отложения плейстоцена; *4* — глина; *5* — ракуша; *4* — галька, гравий; *7* — грубозернистый и очень грубозернистый песок; *8* — среднезернистый песок; *9* — тонкозернистый песок; *10* — очень тонкозернистый песок. Вертикальное преувеличение на верхнем разрезе × 200.

гировать на гидродинамический режим, обусловленный штормами. Основным отражением этого является система гряд и понижений, наложенная на реликты прибрежного рельефа, которая в некоторых отношениях напоминает поля продольных дюн, характерные для песчаных морей суши.

Реликтовые элементы строения покрова осадков. Принципы актуализма легко можно применить для интерпретации реликтовых элементов морфологии, стратиграфии и структуры поверхностного песчаного покрова. Эти элементы можно понять, исходя из строения современной соседней прибрежной суши.

Среднеатлантический изгиб Североамериканского побережья характеризуется длинными прямыми отрезками берега, чередующимися с устьями крупных речных систем, которые при затоплении образовали большие эрозионные эстуарии. Эти речные системы выносят с материка, покрытого ледниковыми отложениями и находящегося в области умеренного климата, сравнительно небольшое количество наносов. Эстуарии действуют как резервуары, накапливающие осадки: в них задерживается вдольбереговой поток наносов с соседних отрезков берега и образуются приустьевые отмели [54].



ФИГ. 6. Песчаные гряды, связанные с предфронтальной зоной пляжа на побережье Делмарва-Кост.

Гряды подпитываются за счет размыва предфронтальной зоны пляжа штормовыми течениями. Гряды мигрируют на юго-восток (одним краем — вдоль берега на юг, другим — отклоняясь в сторону моря), причем гребневые линии сохраняют по простиранию контакт с предфронтальной зоной пляжа. По мере того как межгрядовая ложбина растет под действием эрозии вдоль ее оси и на вершине гребня, штормовые течения в ней становятся более интенсивными и в конце концов перерезают седловину. Возвышение на морском дне развивается как новая гряда, двигаясь вдоль берега; это приводит к ступенчатому профилю линии гребня (ср. нижнюю диаграмму с линиями гребней на карте).

В области Среднеатлантического изгиба побережья главной крупномасштабной особенностью строения покрова осадков являются ориентированные поперек шельфа утолщения песчаного плаща [85]. Это «комплексы шельфовых долин»; они состоят из частично заполненных осадками долин, выработанных реками, с которыми связаны массивы отступающих отмелей. В отложения, заполняющие такую субаэральную долину, иногда врезана узкая эрозионная ложбина. Более тонкие песчаные покровы, являющиеся результатом размыва предфронтальной зоны пляжа при ее отступании, лежат на платообразных межрусловых пространствах. Комплексы шельфовых долин не всегда удается проследить до их истока на литорали. Это объясняется изменениями в режиме литорального осадконакопления, связанными с позднеголоценовым снижением темпа повышения уровня моря [56]. Узкая шельфовая долина Делавэр, однако, прослеживается прямо до речного русла, режим которого определяется паводками. Это русло кулисообразно замещается отливным каналом стока внутреннего устья эстуария (фиг. 4). Подобные пары как бы взаимно избегающих речного русла и приливно-отливных эрозионных каналов характерны для устьев эстуариев. Шельфовая долина Делавэр представляет собой, по существу, путь отступания речного русла в этой паре. Она не очень точно повторяет трассу захороненной долины, выработанной речным потоком (Р. Шеридан, устное сообщение). Возвышенность, окаймляющая долину на севере, аналогичным образом представляет собой путь отступания мели, располагавшейся на северном борту эстуария, которая служила местом скопления осадков для всего Нью-Джерсийского отрезка береговой линии. Этот массив отступания отмелей представляет собой основную зону переброски осадков вниз по уклону. Бурение на аналогичном по строению массиве Албермарл обнаружило ядро фаций эстуарного происхождения, залегающих на поздневисконсинских отложениях и перекрытых песками шельфа (фиг. 5).

Чередующиеся платообразные массивы покрыты плащом поверхностных песков мощностью от 0 до 10 м. Вдоль длинных отрезков берега этот материал одинаковым образом накапливается у подножия предфронтальной зоны пляжа. Повсеместно в пределах предфронтальной зоны распространены ритмические возвышения в виде песчаных гряд, соединяющихся с берегом. Они являются результатом реакции на возмущения поля штормовых течений, представленных направленными вниз и к югу течениями предфронтальной зоны пляжа и почти симметричного волнения сильных штормов

(фиг. 1, 6) [88, 18]. Каждая гряда подпитывается за счет расположенного выше по течению участка предфронтальной зоны пляжа. Размыв, идущий вдоль осевых частей понижений между грядами и в сторону их головных частей, во время регионального отступания предфронтальной зоны приводит к тому, что периодически отдельные сегменты гряд изолируются на дне погружающегося внутреннего шельфа. Это является важной формой мелкомасштабного смещения наносов. В результате формируется образованный грядами покров песка, текстурные и структурные особенности которого отражают ход голоценовой трансгрессии.

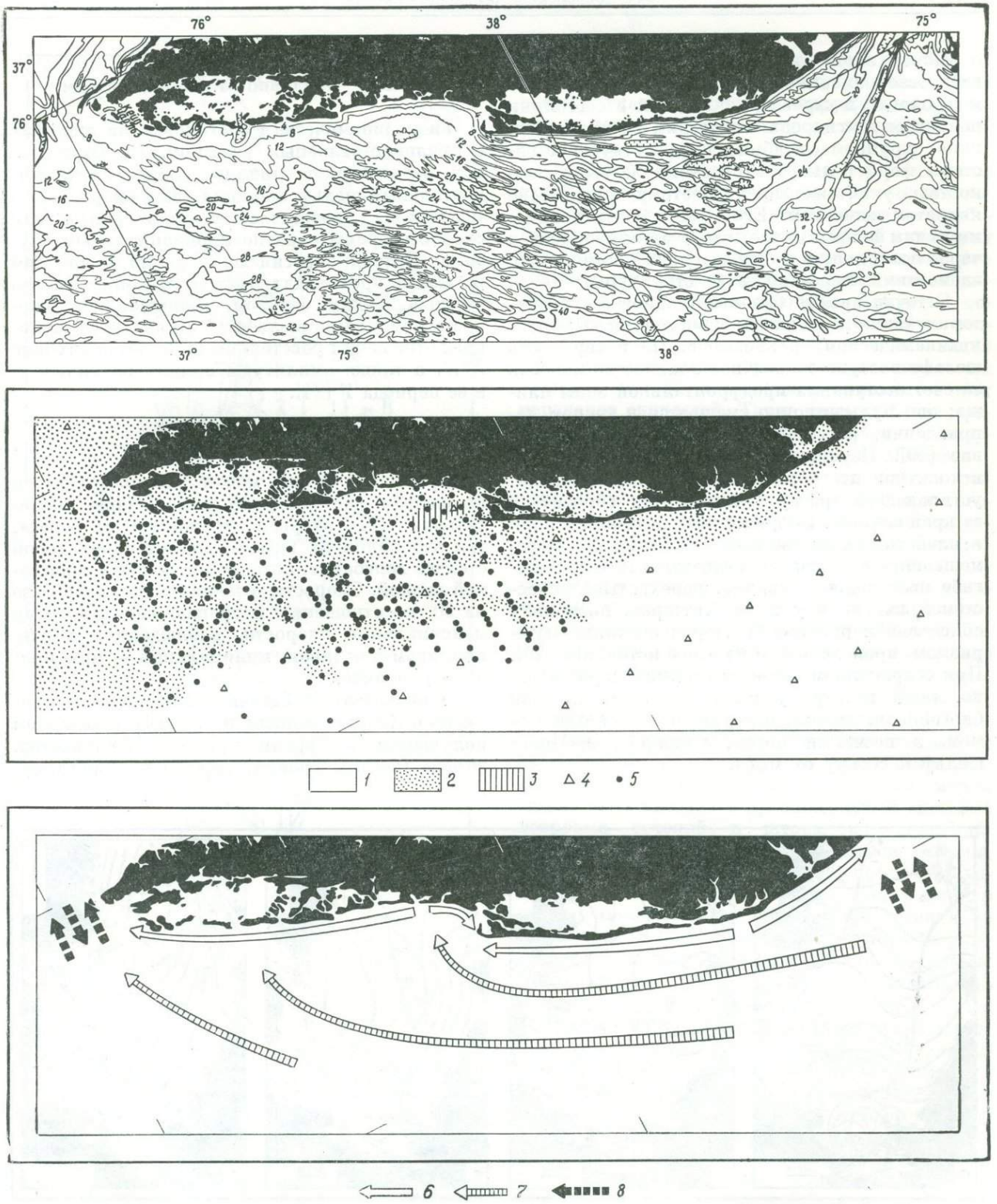
Такое строение, характеризующееся чередованием комплексов шельфовых долин, разделенных покровами отступания береговой зоны, и описанное здесь для Среднеатлантического изгиба Североамериканского побережья, к северу и к югу замещается другими типами строения [85]. Области шельфа, расположенные к северу, подвергались оледенению и обладают более расчлененным рельефом. Здесь возвышенности на шельфе представляют собой куэсты и подобные им эрозионные формы. Прорезанные реками долины только частично заполнены отложениями эстуариев. Ледниковые бассейны залива Мэн и шельфа Новой Шотландии в настоящее время заполняются глинистыми осадками.

Южнее Каролины подводная коса из массивов отступания отмелей простирается мористее центров столкновения течений у выступающих участков суши. За Южной Каролиной массивы у мелких выступов суши сливаются, образуя плащеобразный покров отступающих отмелей. Близко расположенные друг к другу эстуарии Южно-Атлантического изгиба побережья могли привести к образованию аналогичного покрова отступания отмелей. Ровная поверхность внешней зоны шельфа от полуострова Кейп-Код до Флориды, очевидно, является зоной дельт внешнего края шельфа.

Элементы строения осадочного покрова, свидетельствующие о равновесии. Морфологические особенности и стратиграфическое расчленение покрова шельфовых песков на средней части Атлантического шельфа являются результатом процесса отступания предфронтальной зоны пляжа, сопровождавшегося ее размывом, и сброса осадков с предфронтальной зоны с дальнейшим перемещением вниз по уклону. Однако этот покров находится, несомненно, в состоянии постоянного соответствия голоценовому гидродинамическому режиму, который определялся штормами. Унаследованные песчаные гряды продолжают свое существование; не покрытый осадками плейстоценовый субстрат продолжает сохраняться в виде выходов в соседних понижениях между грядами. Создаются новые гряды. Возникшие под воздействием приливов гряды на отступающих отмелях вблизи устьев эстуариев могут менять свою первоначально перпендикулярную к берегу ориентировку на приближающуюся к параллельной по мере отступания береговой линии; это объясняется ослаблением приливных течений в устье эстуария и ростом значения параллельных берегу штормовых течений. Там, где более древние гряды особенно широки или высоки, может образоваться новая система неясно выраженных небольших гряд, наложенных на древние. Гряды, расположенные на дне шельфа, сдвигаются в сторону моря или в сторону суши и расширяются в южном направлении. Там, где тонкие и очень тонкие пески вымываются штормовыми течениями из областей распространения гряд и из ложбин, прорезанных в массивах отступающих отмелей, происходит региональное перераспределение осадков в области ослабления и распластывания потока, в шельфовые долины и на пониженные прибрежные участки, расположенные южнее, которые могут принимать осадки (фиг. 7).

В пределах областей грядового рельефа в небольших масштабах происходит сортировка осадков [78]. Пески на гребнях гряд имеют однообразный средне-мелкозернистый состав; сравнительно высокое содержание более тонкого песчаного заполнителя позволяет предположить, что они были отложены потоком, перегруженным наносами (реологический поток по Моссу [58]). На склонах встречаются все три типа песка, но преобладают тонкие и очень тонкие.

В некоторых межгрядовых ложбинах боковым сканирующим эхолотированием обнаружены темные осевые полосы, интерпретируемые как удлиненные эрозионные окна в голоценовом песчаном покрове, в которых обнажается маломощная гравийная или ракушняковая покрышка, залегающая на тонких лагунных отложениях [53]. Двойные полосы свидетельствуют о том, что эрозионная ложбина прорезала ракушняковый слой и вскрыла подстилающие отложения доголоценового возраста. Эхолотирование обнаружило также в ложбинах небольшие по размерам лентообразные песчаные образования, которые рассматриваются как следы работы небольших вихревых потоков в граничном придонном слое поля штормовых течений.



ФИГ. 7. Батиметрия внутреннего шельфа на побережье Делмарва [94] (*вверху*), распределение осадков [28, 60] (*в середине*) и предполагаемые направления транспорта наносов (*внизу*).

1 — песок от грубозернистого до среднезернистого; *2* — тонкозернистый песок; *3* — очень тонкозернистый песок, алевритистые глины; *4* — данные Вудс-Холского океанографического института; *5* — данные Института морских наук; *6* — вдольбереговой литоральный поток наносов; *7* — штормовые течения; *8* — приливно-отливные течения.

Поверхность дна Среднеатлантического изгиба Североамериканского шельфа в отношении морфологии и строения находится в состоянии равновесия с гидродинамическим режимом. Однако крупномасштабные предшествующие системы форм рельефа и строения не были полностью уничтожены, и поэтому равновесие является неполным. Его можно считать динамическим в том смысле, что осадки проносятся через поверхность с относительно постоянными элементами морфологии и структуры.

С точки зрения баланса осадков эта территория также находится в состоянии, близком к динамическому равновесию. На поверхность шельфа поступает конечное количество наносов за счет отступания предфронтальной зоны пляжа; оно пульсационно смещается в южном направлении, реагируя на штормовое воздействие [89]. Перемещающийся материал должен в конечном итоге отложится в качестве осадка, устилающего трассу течения, или сброситься за край шельфа. Во время низких стояний моря в плейстоцене поток песчаных наносов, перемещавшихся на юг в Среднеатлантическом изгибе побережья, очевидно, перехватывался системой каньонов у мыса Хаттерас, поскольку абиссальная равнина Хаттерас выстлана материалом, происходящим из этого источника [29]. При современном высоком стоянии моря, однако, край шельфа у мыса Хаттерас выстлан биогенными илами, отложенными Гольфстримом, а песчаный поток, наоборот, засыпает шельф к северу от мыса.

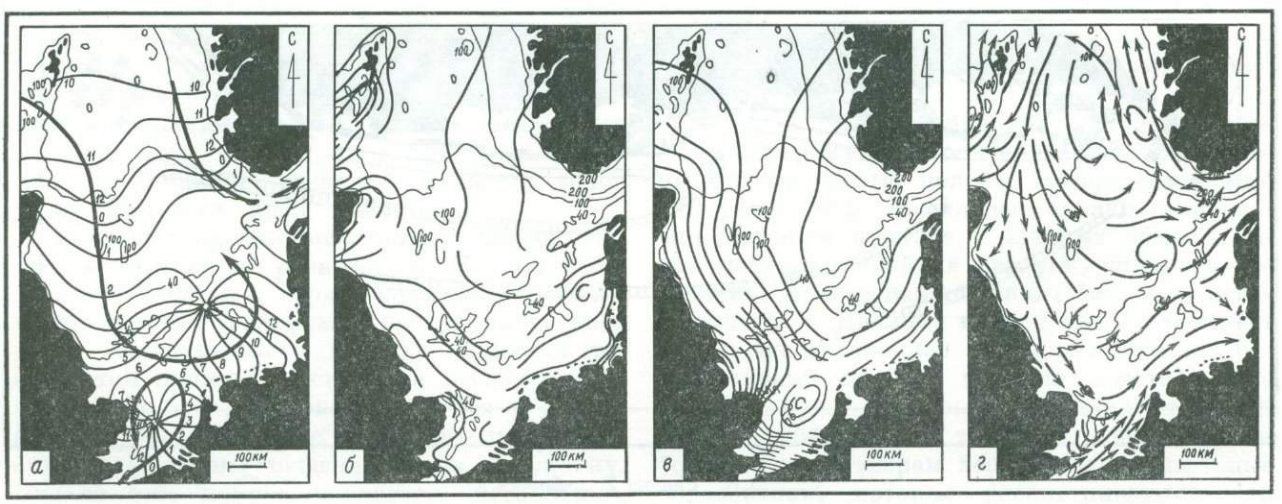
Шельф Британских островов: автохтонный приливно-отливный режим

Гидродинамическая обстановка на шельфах с приливно-отливным режимом. По мере того как океанический прилив входит на континентальный шельф, максимальная скорость его течения U_{max} возрастает, так как орбитальная скорость волны обратно пропорциональна глубине. Потеря энергии при трении о дно тем не менее происходит быстро, и волна быстро гасится. Таким образом, максимальная скорость прилива на шельфе U_{max} является функцией отношения расстояния от берега к глубине X/H, а также амплитуды приливной волны C и ее периода T [24]:

$$U_{max} = \frac{2\pi CX}{TH}.$$

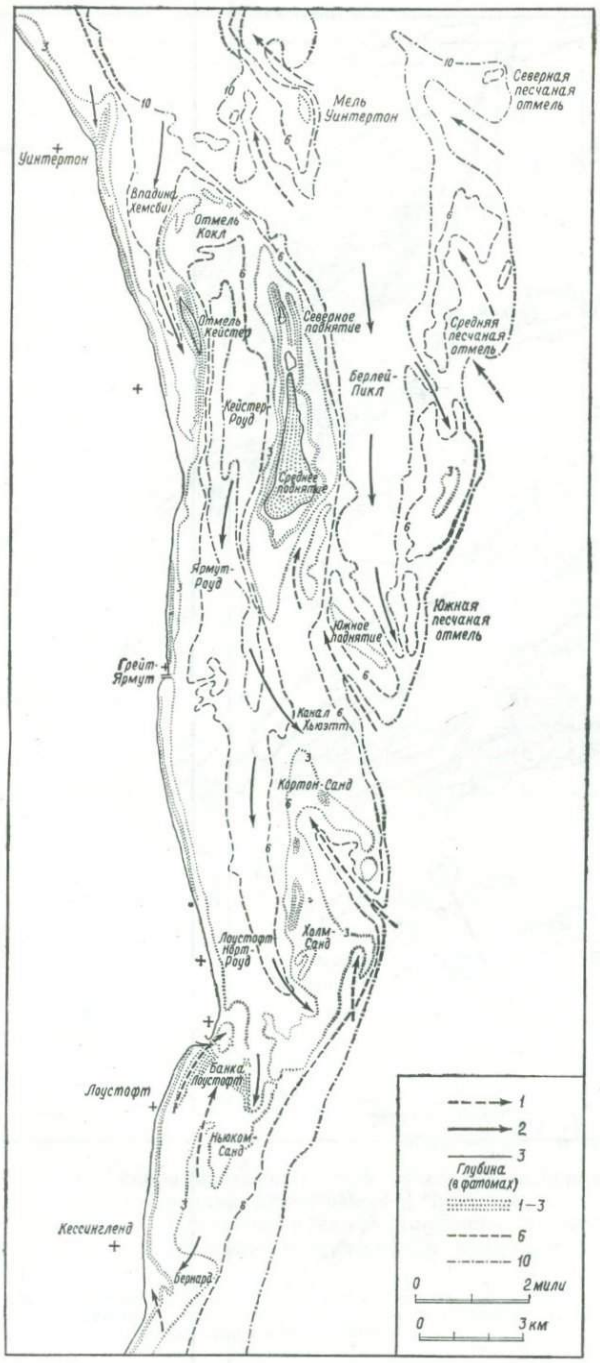
Приливная волна может распространяться по шельфу как поступательная. Чаще значительная часть энергии отражается от берега, так что волна на шельфе представляет собой стоячее колебание, интерферирующее с приливной волной. Скорости течения смещены по фазе на 90° по отношению к уровню воды, поэтому максимальные скорости наблюдаются между приливом и отливом, минимальные — при приливе и отливе.

В результате действия сил Кориолиса приливно-отливные течения на шельфе в северном полушарии во время прилива отклоняются вправо (подъем уровня, течение в сторону су-



ФИГ. 8. Приливно-отливный режим Северного моря [30].

а — приливные волны; *б* — средний максимум приливного течения; *в* — вертикальный размах прилива; *г* — усредненная картина поверхностных течений. Изолинии на фигурах соединяют равные средние значения разных параметров приливов в периоды полной воды в часы пересечения Луной Гринвичского меридиана.



ФИГ. 9. Грядовый рельеф, обусловленный приливно-отливной гидродинамикой на внутреннем шельфе Англии.

Гряды, связанные с предфронтальной зоной пляжа, отделяют приливно-отливные ложбины. Гряды имеют тенденцию с течением времени мигрировать на юг и отрываться от предфронтальной зоны пляжа при ее отступании; они подпитываются за счет предфронтальной зоны пляжа, представляя собой пример переброски осадков вниз по уклону шельфа. Гряды, расположенные мористее, подпитываются, вероятно, материалом прибрежных гряд. В этом случае песок движется в сторону моря быстрее, чем перемещаются грядовые формы, и имеет место динамическое перемещение наносов [65]. *1* — отливное остаточное течение; *2* — приливное остаточное течение; *3* — линия суши.

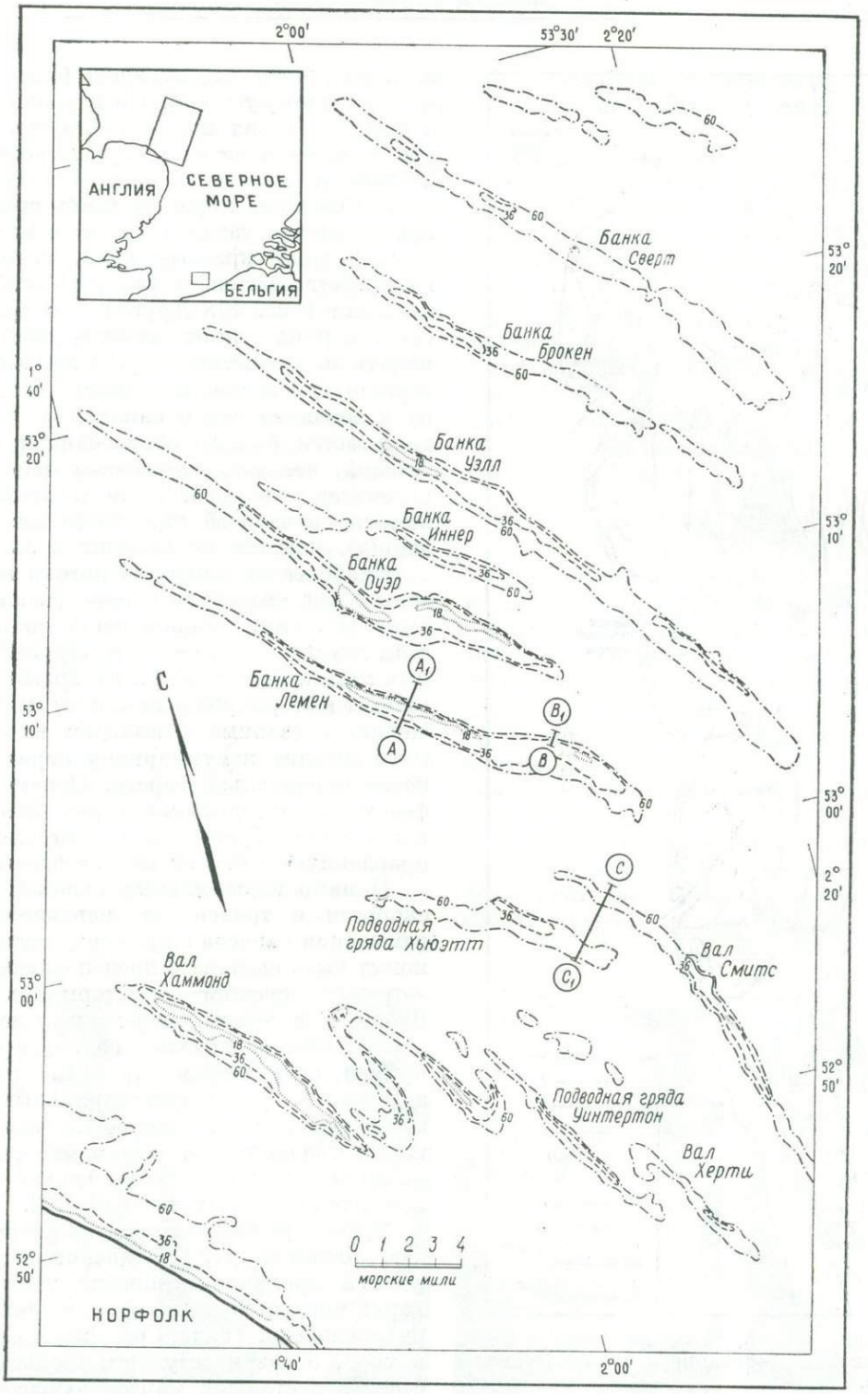
ши), а во время отлива влево (спад уровня, течение в сторону моря). На глубоко вдающихся в сушу участках шельфа, окруженных по бокам и сзади массивами суши, возникает двусторонняя система.

В Северном море основная стоячая волна преобразуется таким образом в несколько поступательных краевых волн, которые пробегают против часовой стрелки по всей акватории бассейна (фиг. 8). Другой тип вращающейся системы приливно-отливных течений может возникать под действием вращения Земли на поступательно перемещающуюся приливную волну в довольно узком канале, где компенсация достигается больше образованием поперечных течений, чем возникновением дополнительных перепадов скоростей. Такие течения будут вращаться по часовой стрелке (в северном полушарии), как это происходит в Ла-Манше.

Наиболее интенсивные потоки наносов связаны с поступательно перемещающимися краевыми волнами, которые бегут по краевым частям двусторонней системы окраинных приливных морей. Амплитуда этих краевых волн возрастает в сторону берега так же, как и их искажения, связанные с выходом на мелководье; это приводит к суммарному перемещению наносов параллельно берегу. Однако вследствие феномена запаздывания отложения [63] перенос осадков будет иметь составляющую, направленную к берегу или от берега [76].

Помимо неотъемлемых явлений асимметрии скорости и транспорта, неравномерность перемещения наносов в приливно-отливных морях может быть связана с преобладающей системой ветровых течений и штормовых волнений. Штормовые волны, перемещающиеся так же, как отдельная краевая волна, проходят, например, по западному краю Северного моря и значительно усиливают приливные течения на этой стороне [34]. Усиленная волновая активность, связанная со штормами, также сильно увеличивает транспортирующую способность приливно-отливных течений [38].

Транспорт наносов вокруг Британских островов. Шельф вокруг Британских островов, «омываемый приливно-отливными течениями» [75], характеризуется автохтонным седиментационным режимом. Темза, Северн и Хамбер впадают в море, образуя эстуарии; «дельта» Рейна состоит в настоящий момент из распределяющих рукавов эстуарного типа. Динамическая переброска наносов, осуществляемая в этих эстуариях, недостаточна для того, чтобы предотвратить отступание прилегающих берегов под воздействием размыва, как это и происходит с гол-



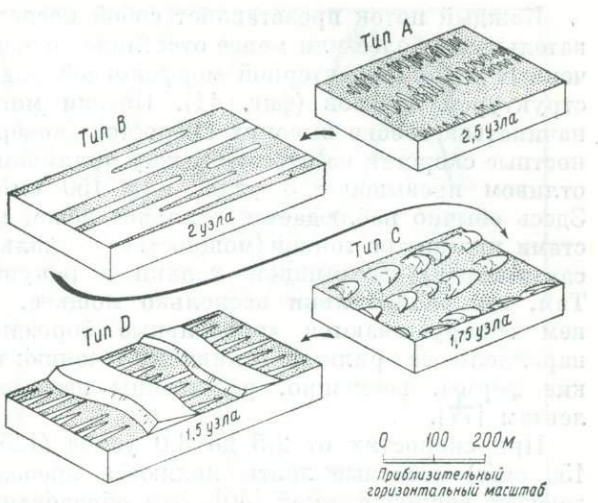
ФИГ. 10. Поле приливно-отливных гряд на шельфе Англии.

Распространение гряд ограничено площадью, изображенной на карте. Особенности рельефа явно свидетельствуют, что это был массив отступания отмелей, по которому можно судить о путях отступания прибрежного приливно-отливного режима на шельфе Англии [11].

ФИГ. 11. Генерализованная схема путей перемещения песка вокруг Британских островов и Франции, основанная на асимметрии эллипса приливно-отливных течений и ориентировке и асимметрии донных форм [41].

Пути перемещения песка: *1* — установленные; *2* — предполагаемые; *3* — возможные; *4* — участки «наносоразделов»; *5* — участки столкновения потоков наносов.

ландским берегом рейнской дельты [95]. Формирование поверхностного песчаного покрова благодаря приливно-отливному размыванию предфронтальной зоны пляжа и восполнение ее материала в условиях приливно-отливного гидродинамического режима проанализированы Белдерсоном и Страйдом [6]. Вызванное приливно-отливным воздействием абразионное



ФИГ. 12. Четыре основных типа песчаных лент и типичные скорости приповерхностных течений, при которых они образуются [10].

отступание английского берега дополняется ростом, перемещением и отделением связанных с предфронтальной зоной пляжа гряд, в некоторых отношениях сходных с подобными образованиями на шельфе Среднеатлантического изгиба побережья Америки. Они, однако, существуют благодаря не столько штормовым течениям, сколько остаточному стоку воды после прилива и отлива, который на внутреннем склоне работает как прилив, а на внешнем — как отлив (фиг. 9) [65]. Накопление и периодическое отделение этих песчаных масс, связанных с предфронтальной зоной пляжа, очевидно, привело к формированию массива отступания отмелей, состоящего из песчаных гряд и протянувшегося на 200 км в Северное море (фиг. 10) [11].

В целом, однако, такие стабилизированные морфологические следы отступания прибрежных зон седиментации менее распространены на британском шельфе, поскольку покров обломочного материала, образованный благодаря отступанию предфронтальной зоны пляжа, гораздо мобильнее реагирует на более интенсивный приливно-отливный режим. Система транспорта наносов «удивительно хорошо организована»: песчаные потоки отделяются от «наносоразделов« («bedload partings» — неологизм автора, введенный по аналогии со словом «водораздел».— *Перев.*] и двигаются по направлению снижения градиента скоростей максимальных приливно-отливных течений, пока не достигают или края шельфа, или участка «столкновения потоков наносов», где происходит аккумуляция осадков [75, 41, 7].

Каждый поток представляет собой последовательность более или менее отчетливо ограниченных зон с характерной морфологией дна и структурой наносов (фиг. 11). Потоки могут начинаться в зоне высоких скоростей (поверхностные скорости на отрезке между приливом и отливом превышают 3 узла, или 150 см/с). Здесь обычно наблюдается скальное ложе, местами прикрытое тонкой (мощностью несколько сантиметров) покрышкой гальки и ракуши. Там, где слой гальки несколько мощнее, на нем обнаруживаются «продольные борозды», параллельные приливно-отливному течению; такие формы, возможно, родственны песчаным лентам [77].

При скоростях от 2,5 до 3,0 узлов (125—150 см/с) песчаные ленты являются преобладающей донной формой [40]. Эти образования имеют до 15 км в длину, ширину до 200 м и мощность обычно менее 1 м. Их материал перемещается транзитом над слоем ракушняка и гальки. Кеньон [40] различает четыре основных типа песчаных лент, которые, по-видимому, определяются максимальной скоростью приливного течения и доступным количеством песка (фиг. 12).

При дальнейшем снижении градиента скоростей, когда скорости прилива в среднюю воду колеблются от 1 до 2 узлов (50—100 см/с), песчаные волны становятся преобладающими донными формами. В местах резкого снижения градиента скорости приливного течения или столкновения потоков наносов располагаются места максимального отложения наносов на пути их транспорта. Более 20 м осадков накопилось на таком участке столкновения у края шельфа в Кельтском море, хотя нет полной уверенности, что вся эта пачка осадков является результатом современного осадконакопления.

Поле песчаных волн, примыкающее к голландскому побережью у города Хук-ван-Холланд, является одним из крупнейших (15 000 км^2) и наиболее изученных [50]. Песчаное тело аномально в том отношении, что располагается на седловине «наносораздела»; все песчаное поле в целом, видимо, представляет собой плейстоценовую дельту или другое реликтовое образование. Песчаные волны с огромными знаками волнений на задних склонах поднимаются до высоты 7 м при сохранении равновесия; длина волн составляет 200—500 м на глубинах более 18 м; на меньших глубинах действие волнений разрушает их или подавляет их развитие. Вытянутый эллипс прилива благоприятствует образованию продольных песчаных волн; песчаные волны, видимо, склонны разрушаться компенсационными течениями в малую воду, когда эллипс менее симметричен. В последнем случае предпочительной донной формой будут линейные песчаные гряды, которые компенсационные течения скорее поддерживают, чем разрушают [71]. Границы треугольного поля песчаных волн определяются на северо-западе недостатком песка, на юге обмелением и усилением волновой активности близ берега, а на севере утонением песка, в результате чего он легко переходит во взвесь и уносится [50].

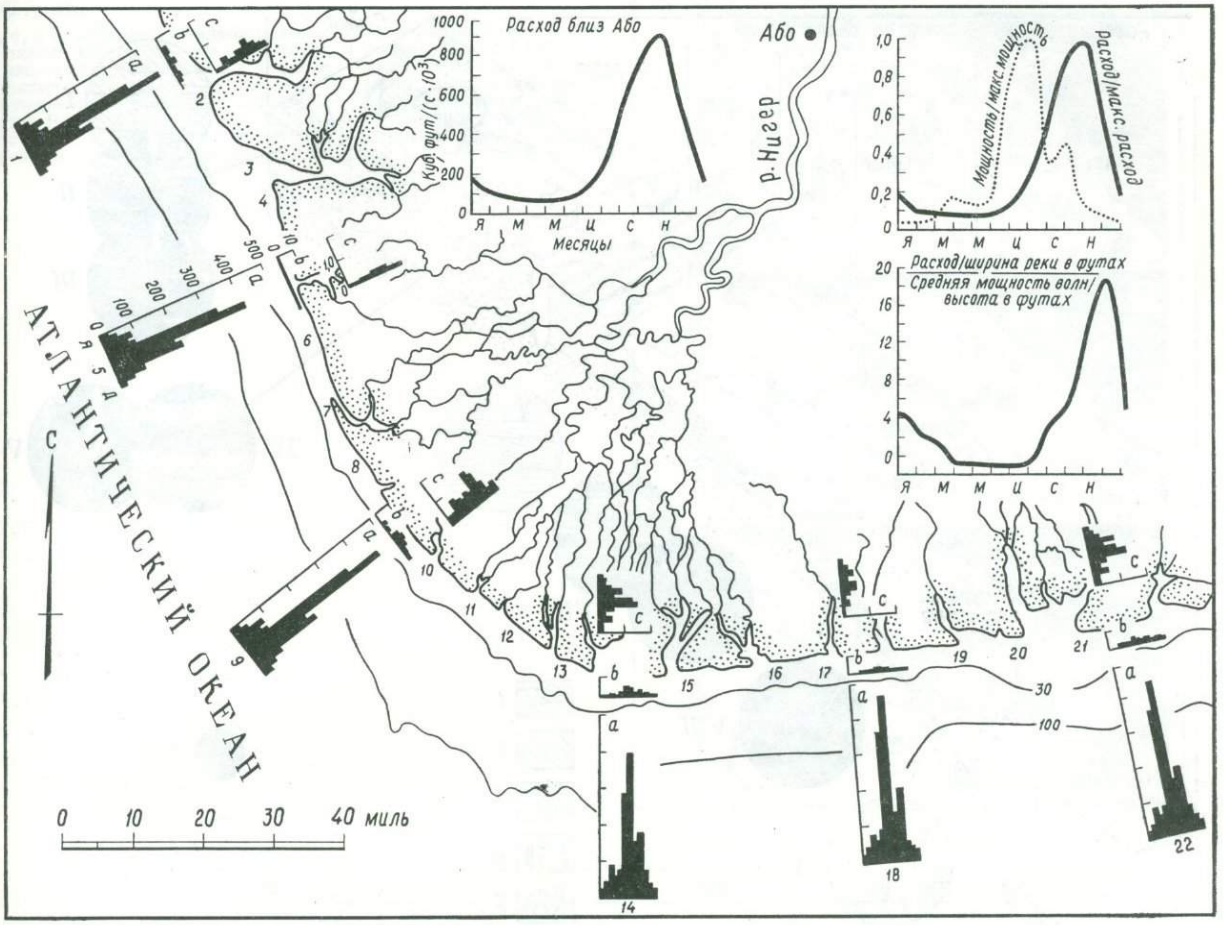
По мере дальнейшего снижения градиента скорости за пределами зон явного перемещения песка появляются покровы тонкозернистого песка и глинистого тонкого песка, а в местных понижениях — глинистого ила. Здесь не наблюдается донных форм, кроме знаков ряби, и отложения, очевидно, представляют собой результат первичного переноса в виде взвеси [50], обгонявшей поток донных наносов. Мощность этих осадков может достигать 10 м [6]; там, где нет перехода в глинистые илы, они распадаются на отдельные скопления неправильной формы, примерно параллельные течению или ориентированные под косым углом к нему; мощность таких тонкопесчаных пятен менее 2 м; подстилаются они галечным субстратом.

Сложность и подвижность донных образований вокруг Британских островов заставила английских исследователей отрицать реликтовый механизм образования осадков шельфа. Отметив, что подобный механизм правильно заставляет обратить внимание на автохтонное происхождение осадков, они считают, что при этом нет возможности верно понять последующую динамику. Поэтому взамен ими предложена динамическая классификация:

1. Отложения эпох низкого стояния моря и трансгресий, выходящие на поверхность участками, но, вероятно, более или менее выдержанные под покровом молодого материала; главным образом это аналоги базальных конгломератов.

2. Движущийся материал потоков донных наносов, идущий над более грубыми базальными отложениями; представлен в основном хорошо сортированным песком, местами карбонатными песками первого цикла.

3. Отложения эпохи современного уровня моря (материал предыдущей категории 2, прекративший движение и отложившийся), представленные разным материалом: от гальки и битой ракуши до песков, известковых песков,



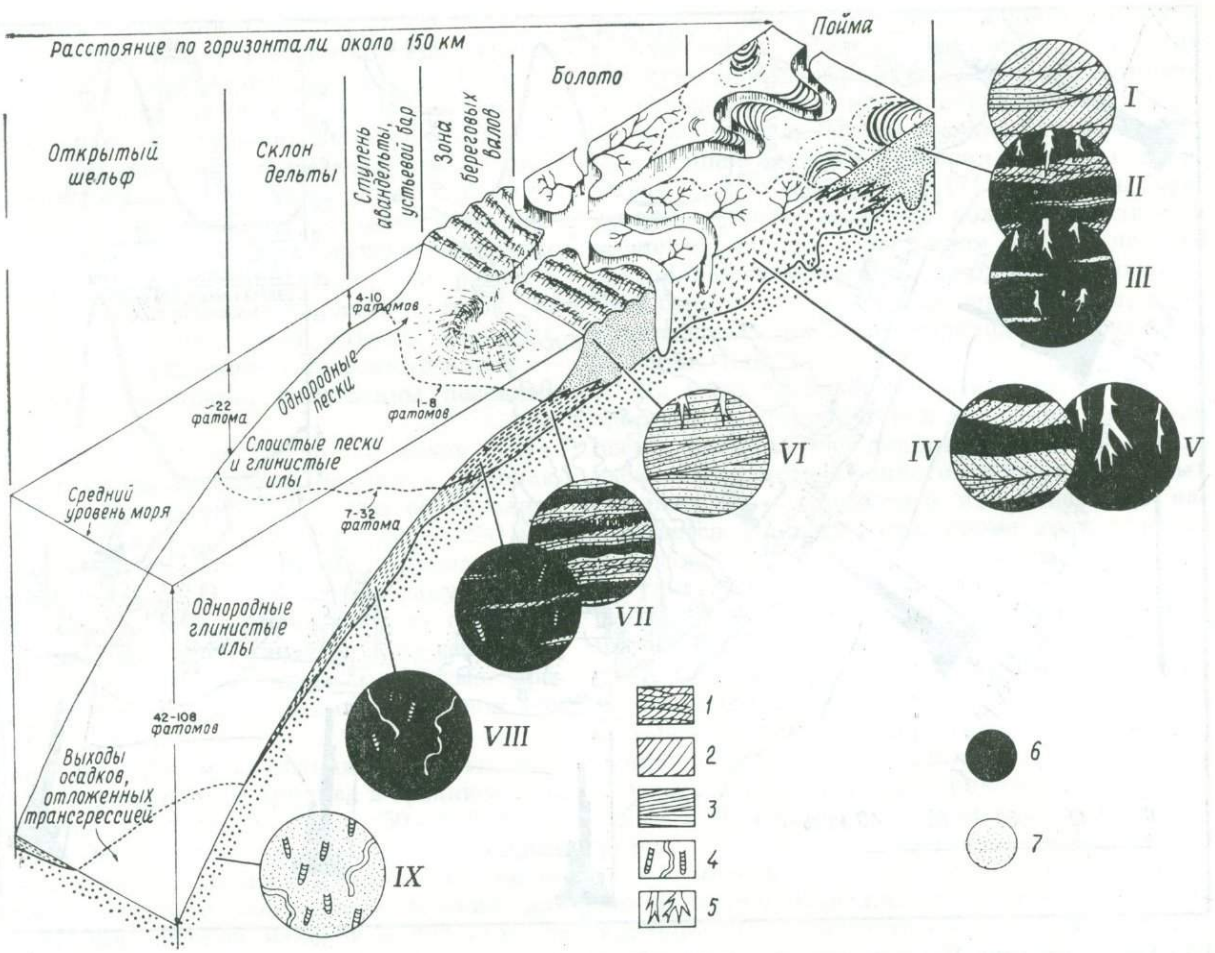
ФИГ. 13. Дельта реки Нигер и соотношение жидкого речного стока и волновой энергии в годовом цикле [97].
Гистограммы показывают активность волнений за год в пределах изобаты 30 футов (*a*) и у берега (*b*). Величина стока на гистограммах выражена в фунтах в секунду на погонный фут длины берега.

глинистых песков и глин, образующих обширные покровы и небольшие пятна.

В результате можно сделать вывод, что дно шельфа находится в состоянии равновесия с приливно-отливным режимом. Соответствие представляется более тесным, чем на Атлантическом шельфе Северной Америки, в том отношении, что здесь сохранилось меньше реликтов прибрежной системы осадконакопления. Вследствие интенсивности гидродинамики здесь меньше осадков, закрепившихся на шельфе (категория 3), и больше материала, испытывающего перемещение.

Шельф Нигера: штормовой аллохтонный режим

Общие сведения. Совершенно иной режим шельфовой седиментации и, вероятно, более типичный для аллохтонных режимов, формирующих широкие структурные шельфы континентальных окраин, наблюдается в дельте реки Нигер [1]. Гидродинамическая обстановка на шельфе у Нигера, вероятно, наиболее близка к обстановке на центральном участке Атлантического шельфа в том смысле, что движущей силой шельфовой седиментации являются штормовые течения, а не приливно-отливные. Главным элементом на шельфе является огромная дугообразная дельта реки Нигер (фиг. 13), представляющая собой концентрическую систему наземных и переходных обстановок осадконакопления, в которых материал твердого стока Нигера фильтруется и преобразуется перед последующим сбросом на шельф. Такая дельта не должна рассматриваться как необходимая предпосылка для аллохтонной седиментации, хотя связь основных устьев рек с аллохтонной седиментацией на шельфе в настоящее время, когда происходит быстрая



ФИГ. 14. Схематическое изображение обстановок осадконакопления и фаций осадков на дельте реки Нигер и прилегающем шельфе [3].

Пойма: *I* — русло (гр. з.— т. з.); *II* — прирусловые валы (т. з.— о. т. з.); *III* — пойменное озеро (о. т. з.). *Болото*: *IV* — рукава (гр. з.— т. з.); *V* — межрукавные зоны. *Другие обстановки*: *VI* — береговые валы (т. з.— о. т. з.); *VII* — верхняя площадка и склон дельты (о. т. з.); *VIII* — открытый шельф; *IX* — осадки эпохи трансгрессии (гр. з.— т. з.). *1* — слоистость знаков ряби (мелководная); *2* — крупная косая слоистость; *3* — горизонтальная слоистость; *4* — следы сверлящих и роющих организмов; *5* — корни и корешки; *6* — глинистый алеврит и алевритистая глина; *7* — пески: грубозернистые (гр. з.), среднезернистые (ср. з.), тонкозернистые (т. з.), очень тонкозернистый (о. т. з.).

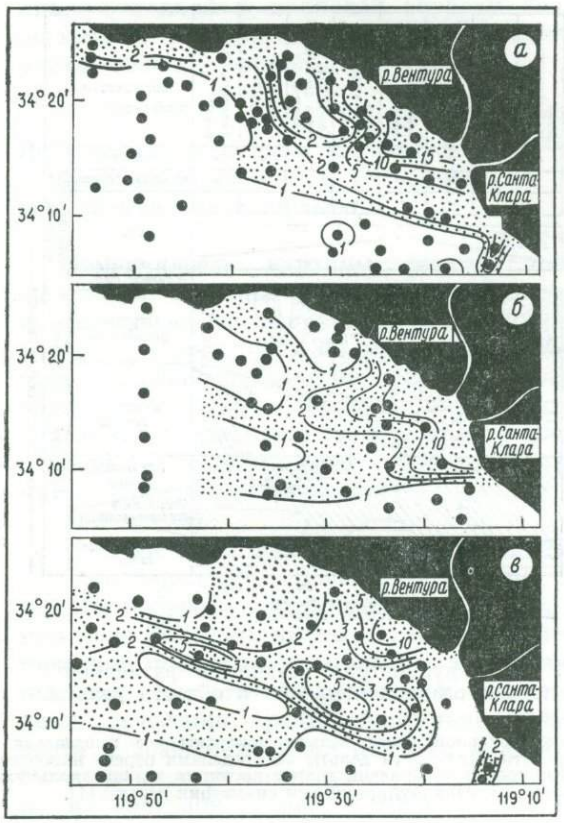
трансгрессия, вероятно, более тесная, чем в эпохи более медленных трансгрессий прошлого.

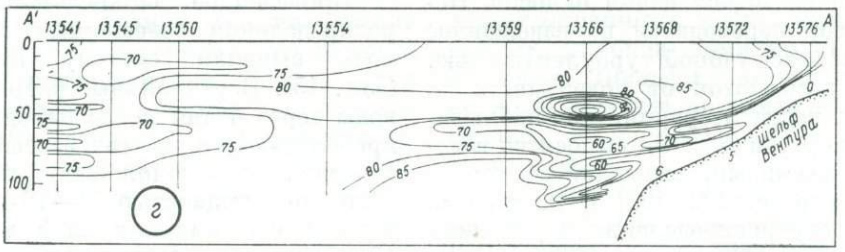
Дифференцированная переброска осадков в дельтовых обстановках. Речная система Нигера и Бенуэ выносит на свою дельту ежегодно примерно $0{,}9 \cdot 10^6$ м^3 влекомых по дну и около $16 \cdot 10^6$ м^3 взвешенных наносов [1]. Во время пикового расхода с сентября по май скорости течения в среднем колеблются от 50 до 135 см/с; при этом усиленно перемещаются песок и галька. В межень скорости течения снижаются до 37—82 см/с, что достаточно для переноса песка и алеврита. В пределах дельты Нигер распадается на рукава, в остальной части наблюдаются крупные меандры (фиг. 14). Во время паводков поток идет через прирусловые валы, появляются разрывы в них, и низкие участки затапливаются. Галька и грубозернистые пески отлагаются как нижний горизонт в осередках рукавов и в косах на внутренних сторонах меандр, перекрываясь тонким слоем глинистого наилка. Алеврит временно накапливается на прирусловых валах низкой поймы, но они часто подмываются руслом, и их осадки вновь поступают в состав перемещаемых наносов.

Таким образом, обстановка аллювиального осадконакопления служит скошенным поясным фильтром, предпочтительно пропускающим частицы среднего размера и улавливающим часть тонких осадков в виде наилка на поверх-

ФИГ. 15.

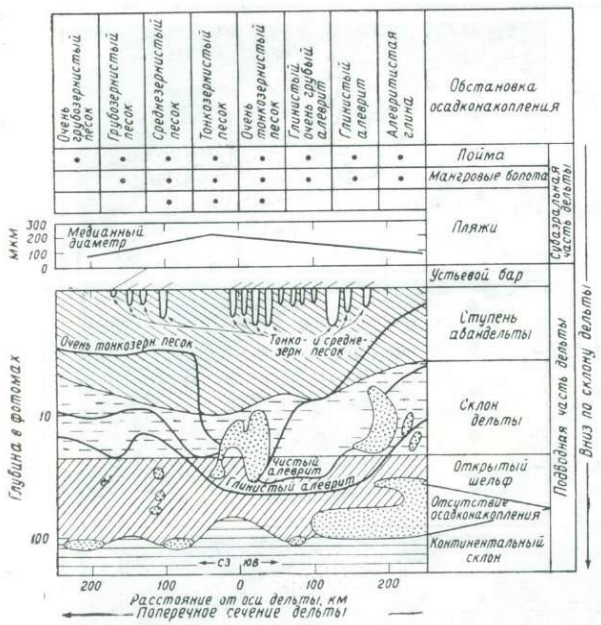
а, б, в — мощность осадков паводка (в сантиметрах) на шельфе в районе Санта-Барбара — Окснард в марте — апреле 1969 г., в мае — августе 1969 г. и в феврале — июне 1970 г. (по данным бурения); *г* — разрез с востока на запад, показывающий распределение мути (прозрачность, %) над шельфом района Санта-Барбара — Окснард. В целях разгрузки изображения контуры в пределах нижней 20-метровой толщи воды, прилегающей к дну, не нанесены [17].





ности и значительную часть грубых в пристрежневых частях русел. Этот процесс прослеживается и в обстановке болот, заливаемых приливом, где преобладает улавливание тонкого материала. Сгонное приливно-отливное течение развивает скорость до 40—180 см/с в выработанных им лощинах; при такой скорости могут перемещаться галька и песок. Улавливание тонкого материала в виде наилка в мангровых болотах усиливается явлением застоя воды в высокую воду прилива и длительного периода низких скоростей, связанных с этим. Тонкий осадок начинает уплотняться, и для его размыва нужны более высокие скорости, чем те, которые обусловили его принос.

Основные рукава, пересекающие внутриприливную зону и выходящие в море, должны сгружать переносимый ими более грубый материал в малую воду прилива у начала зоны соленых вод, где наклоненная в сторону суши поверхность нулевого перемещения пересекает дно рукава. В большую воду накопившийся на дне осадок должен ритмически вымываться приливным циклом из устья эстуария. Песок диаметром больше 230 мкм, что соответствует порогу перехода во взвешенное состояние [5], будет отлагаться на подковообразных косах вблизи устья эстуария [62]. Оттуда после длительного пребывания в покое в циркуляционных ячейках отмели он частично попадает в си-



ФИГ. 16. Гранулометрия осадков в различных обстановках осадконакопления в области дельты Нигера.

Для субаэральной части дельты показаны все имеющиеся размерности. Для части дельты за пределами берега наиболее крупные классы обозначены в виде проекции на вертикальную плоскость, перпендикулярную оси симметрии дельты [1].

стему литорального перемещения наносов. Более тонкий песок переводится во взвешенное состояние крупномасштабной турбулентностью, охватывающей весь поток от поверхности до дна в горловой части эстуария, где наблюдаются высокие скорости [84]. Он выносится в море отливными течениями, выпадает на территории внутреннего шельфа [93] и становится доступным для перераспределения в условиях гидродинамического режима.

Предфронтальная зона пляжа представляет собой вторую главную зону, где осадки находятся в состоянии покоя, поскольку периоды максимумов расходов реки и пики волновой активности на шельфе Нигера не совпадают (фиг. 13). Такое неполное совпадение является важным фактором для наступания берега, поскольку образующаяся при этом призма осадков имеет шанс консолидироваться до того, как будет размыта.

Перенос на аллохтонном шельфе. Дрейк и др. [17] представили детальное исследование случая рассеивания в море такой прибрежной призмы накопившегося осадка (фиг. 15). В январе и феврале 1969 г. Южная Каролина пережила два сильных шторма, сопровождавшихся дождями. В результате был зафиксирован рекордный твердый сток паводка. Свежесмытые наносы имели отчетливую красно-коричневую окраску, резко отличавшуюся от желто-серого цвета осадков шельфа, преобразованных в восстановительных условиях. Поэтому слой, образовавшийся при паводке, можно было проследить бурением и составить карту его мощностей, а центр смещения его массы проследить в сторону моря на протяжении определенного отрезка времени.

Замеры течений, произведенные Геологической службой США, показали, что 33—45 млн. т было вынесено реками Санта-Клара и Вентура. К концу апреля 1969 г. более 70% этого материала все еще находилось на шельфе в форме подводной песчаной отмели, простиравшейся на 7 км в сторону моря, а еще дальше в сторону моря располагался покров тонкого песка, алеврита и глины, мощность и крупность которого убывали в западном направлении (фиг. 15,*а*).

К концу лета 1969 г. слой распространился дальше в сторону моря, стал тоньше на 20%, появился вторичный выступ ниже течения Анакапа к югу (фиг. 15,*б*). Через 18 месяцев после паводка поверхностный слой все еще был легко различим. К югу от реки Вентура наблюдались значительные биотурбации, размыв и перераспределение; к северу толща была более устойчивой (фиг. 15, *в*).

Проведенное одновременно исследование распределения взвешенных осадков в толще воды выявило систему переноса наносов (фиг. 15). Вертикальные разрезы прозрачности воды через 4 дня после паводка показали, что преобладающая часть взвешенного вещества содержалась в солоноватых водах поверхностного слоя мощностью 10—15 м. Разрезы в апреле и мае выявили слой мощностью около 15 м, в котором концентрация составляла более 2 мг/л, а общая масса, содержавшаяся в нем, равнялась 10—20 млн. т. Поскольку эта масса соответствовала расходу рек за весь апрель, она должна была представлять собой результат переноса в горизонтальном направлении наносов, вторично переведенных во взвешенное состояние в прибрежной зоне. Вертикальные разрезы на внешнем и внутреннем шельфе в остальную часть года характеризовались резко ограниченными максимумами мутности, каждый из которых отвечал температурному скачку. Они поддерживались и за счет бокового переноса из прибрежной зоны, где перепады приурочивались к наклонным участкам дна. Придонный облакоподобный слой был наиболее мутной зоной на внутреннем шельфе. Этот слой

неизменно был наиболее холодным и неизменно изотермальным, что указывает на происхождение мутности за счет турбулентности, вызванной придонным волнением. Придонная мутность имела величину от 50 мг/л во время паводка до 4—6 мг/л следующей зимой; однако она ни разу не достигала величины, достаточной для образования мутьевых потоков. Таким образом, транспорт взвешенных наносов через шельф с аллохтонным режимом, очевидно, представляет собой сначала поставку его речным потоком, затем отложение, вторичный переход во взвешенное состояние, диффузию и перемешивание береговыми течениями в придонном облачном слое и дальнейшее отложение с новым переходом во взвешенное состояние.

В результате прерывистого характера переноса вдоль понижающейся поверхности шельфа сортировка осадка по размерам частиц, типичная для наземных обстановок, продолжается и здесь (фиг. 14 и 16). Этот процесс *последовательной сортировки* не объясняется как «обгон тонкими фракциями грубых»; он является результатом падения энергии придонных волновых колебаний. Снижение количества грубых фракций при каждом новом переходе во взвешенное состояние всякий раз обусловлено более слабыми течениями, чем в предыдущий раз [90]. Широкие и неопределенные переходы между структурными разностями осадков на шельфе обычно ориентированы перпендикулярно берегу, хотя обмен водных масс идет всегда параллельно берегу. Эти переходы зернистости отражают роль градиентов придонной энергии и диффузии осадков на шельфе, выстланном тонкими осадками; переходы по крупности зерен в грубозернистых отложениях аллохтонного шельфа связаны в основном с обменом осадков.

Как и на многих шельфах с аллохтонным режимом, аллохтонные отложения на шельфе у устья Нигера не полностью перекрывают древние автохтонные отложения; их выходы в «эрозионных окнах» наблюдаются повсюду (фиг. 14). Такая картина не обязательно связана с незавершенностью процесса; по мнению Мак-Кейва [51], она может быть постоянной. Мак-Кейв замечает, что локализация зон отложения глин зависит от соотношения между придонной «гидродинамической активностью» и придонной концентрацией взвешенных наносов в большей степени, чем от какого-либо из ранее перечисленных факторов. Не покрытые осадками внешние части шельфа могут представлять собой зоны, где тонкие фракции постоянно сносятся вследствие возрастания приливно-отливной и волновой энергии на краю шельфа и воздействия внутренних волн или океанических течений.

Режимы седиментации на шельфе в связи со строением и развитием континентального шельфа

Изменчивость картины седиментации на шельфе во времени и пространстве находится в соответствии с концепцией тектоники плит. Инмен и Нордстрем [32] предложили следующую классификацию побережий: *побережья с подвижным краем* (обращенные к центру раздвигания), *коллизионные побережья* (граничащие с зоной поддвигания или трансформного разлома) и *окраинные побережья* (граничащие с островной дугой).

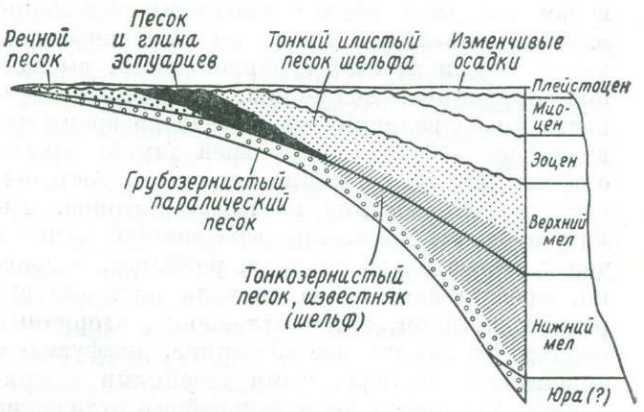
Полный цикл развития шельфа наблюдается на побережьях с подвижным краем. Современные побережья этого типа развиты на Красном море [32]. Они круты, поскольку это тектонические поверхности, пока что мало измененные под воздействием размыва и осадконакопления, и высоки, предположительно, из-за близости к воздымающимся центрам раздвигания. Возвышенные участки суши расположены близко к береговой линии, и многочисленные небольшие реки с крутым падением обеспечивают обильное поступление грубых осадков. Преобладает окраинный тектонический режим; из-за крутых уклонов доминирует гравитационное рассеяние. Шельфы с коллизионным побережьем могут никогда не выйти из этой стадии, поскольку осадочный материал поглощается поддвиганием.

По мере продолжения раздвигания окраина континента медленно погружается. Региональный перепад высот нивелируется, так что бассейн питания, служащий для стока воды к берегу, разрастается. Увеличивается сток наносов, и рисунок гидросети в плане становится более густым. По мере снижения перепада высот подводного склона уменьшается значение гравитационного рассеивания, накапливается призма осадков, верхняя поверхность которой вырабатывается под воздействием гидродинамики и становится все более пологой. Гравитационное рассеяние все более ограничивается континентальным склоном. В тех зонах, где оно было особенно активно, первоначальный перепад высот поддерживается появлением подводных каньонов, протягивающихся в глубь расширяющегося шельфа [66]. Дальнейшее погружение коры приводит к преобладанию аллох-

тонного режима. Выравнивание поверхности окраины континента под воздействием осадкообразования распространяется на субаэральную зону в форме накопления осадков эстуариев и аллювия. Процесс такого выравнивания становится в значительной мере саморегулирующимся. Если только твердый сток достаточно велик, в обстановках побережья он как бы фильтруется; в результате материал максимальной подвижности поступает на шельф в виде струй эстуариев или через предфронтально-пляжевую зону и затем сносится далее вниз по уклону. Все части поверхности шельфа поддерживаются гидродинамическим режимом и взаимодействуют с ним так, чтобы осуществлялся процесс сравнивания до соответствующей глубины. Окраинные побережья, если они обладают самостоятельным механизмом погружения, могут начать цикл создания шельфа на этой стадии [33].

Побережья с подвижным краем наиболее склонны к развитию аллохтонного режима седиментации, но они, вероятно, не бывают развиты одинаково на большие расстояния. Дифференцированное погружение приводит к продолжающемуся объединению гидросети; образующиеся при этом крупные реки стремятся преимущественно к местам максимального погружения, где они создают дельтовые серии, расположенные ниже поверхности с режимом аллохтонной седиментации. Расположенные в промежутках между ними участки могут оказаться в условиях недостаточного питания наносами, в результате чего развивается режим автохтонной седиментации карбонатов или обломочных пород.

Если континент относится к африканскому типу (побережья с подвижными краями), то по мере того, как континент под воздействием денудации приближается к уровню базиса эрозии и поступление терригенного осадочного материала сокращается, зоны автохтонной седиментации расширяются за счет зон аллохтонного режима. К сожалению, пример Африканского континента не очень удачен, так как развивающаяся система рифтов привела к тому, что рельеф продолжает формироваться. Лучшим примером, видимо, можно считать континенты кембрийского периода. Базальные песчаники кембрия представляют собой хороший пример остаточных песков, образовавшихся в процессе автохтонной седиментации [87]. Кембрийские платформы претерпели, однако, режим смешанного типа, поскольку за отступающим поясом песков в глубь суши следовала внешняя оторочка глинистых отложений.



ФИГ. 17. Упрощенный схематический разрез фаций Североамериканского атлантического шельфа у мыса Хаттерас [80, 47, 83].

Земля, по-видимому, испытывает циклические эвстатические колебания уровня моря вследствие изменений объема океанических бассейнов; ускорение темпа раздвигания приводило к росту объема срединно-океанических хребтов за счет объемов бассейнов и к затоплению континентов. Замедленные темпы раздвигания уменьшали объем хребтов и приводили к отступанию окраинных морей [67]. Такой цикл происходил достаточно медленно (10—20 млн. лет), так что его скорость была небольшой по отношению к другим переменным факторам; поэтому в эпохи трансгрессии и стадии высокого стояния прибрежное пограничье было достаточно подвижным, и это обусловливало переброску осадков и создание грандиозных призм осадков. Регрессии приводили в основном к воздействию субаэрального размыва на поверхность шельфа, развитию гравитационного сваливания осадков через материковый склон и вследствие этого выравниванию глубоководных областей [67].

Другим типом колебаний уровня моря являлись быстрые эвстатические изменения, связанные с эпохами оледенений. Здесь регрессии оказывались существенными факторами морской аккумуляции на континентальном шельфе. Новейшее таяние четвертичного ледникового покрова, происходившее за последние 15 тыс. лет [56], привело к такому быстрому поднятию уровня моря, что расположенная в пределах суши зона лагун и эстуариев стала эффективно действующей ловушкой для аллювиального твердого стока. Осадки высвобождались для перемещения на морское дно только после накопления в стратифицированных толщах, но и тогда в небольшом объеме, так что

преобладал автохтонный режим. В эпохи гляциоэвстатических регрессий эстуарии превращались в дельты и происходили в значительных объемах фильтрация осадков и выбрасывание течениями эстуариев подвижных тонких осадков, что обеспечивало успешное выравнивание дна шельфа перед прохождением отступающей береговой линии. Пребывание в субаэральных условиях, очевидно, не было во время коротких периодов низкого стояния моря достаточно продолжительным, чтобы обусловить широкий размыв осадков эпохи регрессий. Эмери и Макмиллан [21] отметили, что разрез четвертичных отложений дельты подводного каньона Гудзон на окраине шельфа состоит из акустически непрозрачных отражающих горизонтов (в основном трансгрессивные осадки береговой линии) и акустически прозрачных прослоев (тонкие осадки эпох высокого стояния и регрессий). Подобным образом сформировалась значительная часть современного побережья с подвижным краем в Коста-де-Найарит в Калифорнийском заливе [15]. В пермокарбоновых циклотемах ледникового происхождения также преобладают отложения регрессий [23].

Основные части разреза, вскрытые скважинами на выработанных шельфах Атлантического рифтового океана, были накоплены в меловой период, когда медленно развивавшееся погружение совпало с главной трансгрессией (фиг. 17). Скважина № 1 у маяка мыса Хаттерас была остановлена на глубине 10 054 фута (3064,5 м) в гранитных породах [47]. Они перекрыты толщей грубозернистых полевошпатовых песков и конгломератов мощностью более 1000 футов (305 м), продуктами тектонического окраинного режима и, возможно, частично гравитационного рассеяния. Этот материал в свою очередь перекрыт переслаиванием тонкозернистых песчаников и известняков раннемелового возраста мощностью 1220 м. Эти слои являются фациями открытого моря формации Кейп-Фиэр [83], представленной грубозернистыми песками с галькой, отложившимися на береговой равнине во флювиальных, эстуарных и прибрежных условиях. Режим седиментации раннемеловой эпохи был смешанным, когда поток грубых осадков из внутренних частей суши, еще сохранявших заметный рельеф, не всегда достаточно энергично перебрасывался во внешнюю часть шельфа, благодаря чему имели место интервалы карбонатного осадконакопления.

К позднемеловому времени региональный уклон снизился, более густая гидросеть стала поставлять более тонкий материал. Литоральная зона распалась на четко ограниченные обстановки аллювиального и эстуарного осадконакопления; тонкопесчаный и илистый материал стал перебрасываться во все части мелового шельфа в объемах, достаточных для того, чтобы подавить карбонатное осадкообразование. При регрессии образовавшаяся толща осадков была перекрыта тонким плащом литоральных отложений, который был в основном уничтожен размывом до начала эоценового цикла седиментации.

Отложения эоцена и миоцена менее мощны и аналогично нижнемеловым содержат многочисленные прослои известняков. Однако входящие в ассоциацию пород обломочные разности тоньше, чем нижнемеловые; возвраты режима автохтонного карбонатообразования могут скорее отражать сокращение поступления наносов из-за сглаживания рельефа во внутренних областях суши, чем недостаточное содержание подвижных тонких фракций в твердом стоке. Прибрежные отложениях этих более поздних циклов были в значительной степени уничтожены эрозией.

Таким образом, значительные осадочные толщи структурных шельфов (побережий подвижных краев) мира оказываются результатом отложения осадков неоднократно повторявшихся трансгрессий или «классических несогласных перекрытий», при которых прибрежное пограничье задерживало более грубые фракции твердого стока, а пропущенные в результате подвижные тонкие фракции накапливались под поверхностью аллохтонной седиментации. Эпизоды автохтонной седиментации представлены пластами карбонатных пород либо, если климат был неблагоприятным, горизонтами остаточных песков, трудными для распознавания, особенно на глубине.

Эта работа выполнялась в рамках программы COMSED (седиментация континентальных окраин) Атлантической океанографической и метеорологической лабораторий НАОА. Значительная часть информации была получена в ходе изучения осадконакопления на шельфе, проводимого для НАОА по программе изучения морских экосистем (MESA). Данные по Виргинии и северной части побережья Северной Каролины были собраны в рейсах E-21-71 и E-5-73 исследовательского судна «Истворд» Морской лаборатории университета Дьюка. «Истворд» работает при поддержке Национального научного фонда США (дотация GB-17545).

Список литературы

1. *Allen J. R. L.*, 1965, Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas, sedimentary environments and lithofacies, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **49**, p. 547—600.
2. *Allen J. R. L.*, 1970, Physical processes of sedimentation, New York, American Elsevier, 248 p.
3. *Allen J. R. L.*, 1970, Sediments of the modern Niger delta, a summary and review, in *Morgan J. P.*, ed., Deltaic sedimentation, modern and ancient, Tulsa, Okla., Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 15, p. 138—151.
4. *Bagnold R. A.*, 1963, Mechanics of marine sedimentation, in *Hill M. N.* ed., The sea, New York, Wiley-Interscience, p. 507—525.
5. *Bagnold R. A.*, 1966, An approach to the sediment transport problem from general physics, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 422—421, 37 p.
6. *Belderson R. H., Stride A. H.*, 1966, Tidal current fashioning of a basal bed, Marine Geology, **4**, p. 237—257.
7. *Belderson R. H., Kenyon N. H., Stride A. H.*, 1970, Holocene sediments on the continental shelf west of the British Isles, Inst. Geol. Sci. Rept. 70, p. 157—170.
8. *Blackwelder P. L., Pilkey O. H.*, 1972, Electron microscopy of quartz grain surface textures, the eastern U.S. continental margin, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 520—526.
9. *Bruun P.*, 1962, Sea level rise as a cause of shore erosion, Jour. Waterways Harbors Div. Am. Soc. Civil Engrs., 88, p. 117—130.
10. *Bumpus D. F.*, 1973, A description of circulation on the continental shelf of the east coast of the United States, Progr. Oceanography, **6**, p. 117—157.
11. *Caston V. N. D.*, 1972, Linear sand banks in the southern North Sea, Sedimentology, **18**, p. 63—78.
12. *Cook D. O.*, 1969, Occurrence and geologic work of rip currents in southern California, Jour. Sediment. Petrology, **39**, p. 781—786.
13. *Cook D. O., Gorsline D. S.*, 1972, Field observations of sand transport by shoaling waves, Marine Geology, **13**, p. 31—55.
14. *Curray J. R.*, 1964, Transgressions and regressions, in *Milla R. L.*, ed., Papers in marine geology, Shepard commemorative volume, New York, Macmillan, p. 175—203.
15. *Curray J. R., Moore D. G.*, 1964, Pleistocene deltaic progradation of the continental terrace, Costa de Nayarit, Mexico, in *van Andel J. J.*, ed., Marine geology of the Gulf of California, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 3, p. 193—215.
16. *Curray J. R., Emmel F. J., Crampton P. J. S.*, 1969, Lagunas costeras, un simposio, in Mem. Simp. Internatl. Lagunas Costeras, Nov. 28—30, 1967, Mexico, D.F., UNAMUNESCO, p. 63—100.
17. *Drake D. E., Kolpack R. L., Fischer P. J.*, 1972, Sediment transport on the Santa Barbara-Oxnard shelf, Santa Barbara channel, California, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 301—332.
18. *Duane D. B., Field M. E., Meisburger E. P., Swift D. J., P., Williams S. J.*, 1972, Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf, Florida to Long Island, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 447—499.
19. *Emery K. O.*, 1952, Continental shelf sediments of southern California, Geol. Soc. America Bull., **63**, p. 1105—1108.
20. *Emery K. O.*, 1968, Relict sediments on continental shelves of the world, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **52**, p. 445—464.
21. *Emery K. O., Milliman J. D.*, 1971, Quaternary sediments of the Atlantic continental shelf of the United States, Quaternaria, **12**, p. 3—18.
22. *Faller A. J.*, 1971, Oceanic turbulence and the Langmuir circulations, Ann. Rev. Ecology and Systematics, **2**, p. 201—235.
23. *Fischer A. G.*, 1961, Stratigraphic record of transressing seas in the light of sedimentation on the Atlantic coast of New Jersey, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **45**, p. 1656—1660.
24. *Fleming R. H., Revelle R.*, 1939, Physical processes in the oceans, in *Trask P. D.*, ed., Recent marine sediments, Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petr. Geol., p. 48—141.
25. *Gordon A. L., Gerard R. D.*, в печати, Wind drift surface currents and spread of contaminants in shelf waters, U.S. Coast Guard Res. Develop. Center, Groton Conn., Rept. DOTCG 23339-A.
26. *Grabau A. W.*, 1913, Principles of stratigraphy, 1960 facsimile edition of 1924 revision, New York, Dover Books, 1185 p.
27. *Harrison W., Norcross J. J., Pore N. A., Stanley E. M.*, 1967, Shelf waters off the Chesapeake Bight, Environ. Sci. Services Admin. Prof. Paper 3, 1—82.
28. *Hathaway J. C.*, 1971, Data file, continental margin program, Atlantic coast of the United States, **2**, Samples collection and analytical data, ref. 71—15, Woods Hole, Mass., U.S. Geol. Survey, Woods Hole Oceanogr. Inst., 446 p.
29. *Horn D. R., Ewing M., Horn B. M., Delach M. N.*, 1971, Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, western North Atlantic, Marine Geology, **11**, p. 287—323.
30. *Houbolt J. J. H. C.*, 1968, Recent sediments in the southern bight of the North Sea, Geol. Mijnbouw, **47**, p. 245—273.
31. *Hoyt J. H.*, 1967, Barrier island formation, Geol. Soc. America Bull., **78**, p. 1125—1136.
32. *Inman D. L., Nordstrom C. E.*, 1971, On the tectonic and morphologic classification of coasts, Jour. Geology, **74**, p. 1—21.
33. *Isacks B., Mueller I. T., Walcott R. I., Talwani M.*, 1973, Vertical crustal motions and their causes, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, **54**, p. 1257—1260.
34. *Ishiguro S.*, 1966, Storm surges in the North Sea — an electronic model approach, Min. Agric., Fisheries and Food, Advisory Comm. on Oceanogr. Meteorolog. Res., London, Rept. 4, 57 p.
35. *Johnson D.*, 1919, 1938 2nd ed., Shore processes and shoreline development, New York, Wiley, 585 p.
36. *Johnson J. W.*, 1949, Scale effects in hydraulic models involving wave motion, Am. Geophys. Union Trans., **30**, p. 517—527.
37. *Johnson J. W., Eagleson P. S.*, 1966, in *Ippen A. J.*, ed., Estuary and coastline hydrodynamics, New York, McGraw-Hill, p. 404—492.
38. *Johnson M. A., Stride A. H.*, 1969, Geological significance of North Sea sand transport rates, Nature, **224**, p. 1016—1017.
39. *Kennedy J. F., Locher F. A.*, 1972, Sediment suspension by water waves, in *Meyer R. E.*, Waves on beaches, New York, Academic Press, p. 249—296.
40. *Kenyon N. H.*, 1970, Sand ribbons of European tidal seas, Marine Geology, **9**, p. 25—39.
41. *Kenyon N. H., Stride A. H.*, 1970, The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France, Sedimentology, **14**, p. 159—175.
42. *Laursen E. M.*, 1958, The total sediment load of streams, Proc. Am. Soc. Civil Engrs., **84**, HVI, p. 1530.
43. *Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P.*, 1964, Fluvial processes in geomorphology, San Francisco, W. H. Freeman, 522 p.
44. *Longuet-Higgins M. C.*, 1953, Mass transport in water waves, Phil. Trans. Roy. Soc. London, **245**, p. 535—581.
45. *Ludwick J. C.*, 1973, Tidal currents and zig-zag shoals in a wide estuary entrance, Geol. Soc. America Bull.
46. *Ludwick J. C.*, 1974, Tidal currents, sediment transport, and sandbanks in Chesapeake Bay entrance, Virginia, in 2nd internatl. Estuarine Conf. Proc., Myrtle Beach, S.C., Oct. 15—18.
47. *Maher J. C., Applin E. R.*, 1971, Geologic framework and petroleum potential of the Atlantic coastal plain and continental shelf, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 659, 98 p.
48. *Manheim F. T., Meade R. H., Bond G. C.*, 1970, Suspended matter in surface waters of the Atlantic continental margin from Cape Cod to the Florida Keys, Science, **167**, p. 371—376.
49. *May J. P., Tanner W. F.*, 1973, The littoral power gradient and shoreline changes, in *Coates D. R.*, ed., Publications in geomorphology, Binghamton, N.Y., State Univ. New York, 404 p.
50. *McCave I. N.*, 1971, Sand waves in the North Sea off the coast of Holland, Marine Geology, **10**, p. 149—227.
51. *McCave I. N.*, 1972, Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 225—248.
52. *McClennen C. F.*, 1973, New Jersey continental shelf near bottom current meter records and recent sediment activity, Jour. Sediment. Petrology, **43**, p. 371—380.
53. *McKinney T. F.*, в печати, Large-scale current lineations on the Great Egg Shoal Retreat Massif, New Jersey shelf investigation by side-scan sonar, Jour. Sediment. Petrology.
54. *Meade R. H.*, 1969, Landward transport of bottom sediments in estuaries of Atlantic coastal plain, Jour. Sediment. Petrology. **39**, p. 229—234.

55. *Menard H. W.*, 1973, Epierogeny and plate tectonics, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, **54**, p. 1244—1255.
56. *Milliman J. D., Emery K. O.*, 1968, Sea levels during the past 35 000 years, Science, **162**, p. 1121—1123.
57. *Moody D. W.*, 1964, Coastal morphology and processes in relation to the development of submarine sand ridges off Bethany Beach, Delaware, Ph. D. thesis, Johns Hopkins Univ., 167 p.
58. *Moss A. J.*, 1972, Bed-load sediments, Sedimentology, **18**, p. 159—220.
59. *Neumann G., Pierson W. J., Jr.*, 1966, Principles of physical oceanography, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 545 p.
60. *Nichols M. M.*, 1972, Inner shelf sediments off Chesapeake Bay, I. General lithology adn composition, Gloucester Point, Va., Virginia Inst. Marine Sci. Spec. Sci. Rept. 64, 20 p.
61. *Oertel G. F.*, 1972, Sediment transport of estuary mouth shoals and the formation of swash platforms, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 858—863.
62. *Oertel G. F., Howard J. P.*, 1972, Water circulation and sedimentation at estuary entraces on the Georgia Coast, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport: process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Huchinson & Ross, p. 411—427.
63. *Postma H.*, 1967, Sediment transport and sedimentation in the marine environment, in *Lauff G. H.*, ed., Estuaries, Washington, D.C., Am. Assoc. Advan. Sci., p. 158—180.
64. *Redfield A. C.*, 1956, The influence of the continental shelf on the tides of the Atlantic coast of the United States, Jour. Marine Res., **17**, p. 432—448.
65. *Robinson A. H. W.*, 1966, Residual currents in relation to shoreline evolution of the East Anglian Coast, Marine Geology, **4**, p. 57—84.
66. *Rona P. A.*, 1969, Middle Atlantic continental slope of United States, deposition and erosion, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **53**, p. 1453—1465.
67. *Rona P. A.*, 1973, Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, ses floor spreading, and estuary inferred from the central North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2851—2872.
68. *Schwartz M. L.*, 1968, The scale of shore erosion, Jour. Geology, **76**, p. 508—517.
69. *Shepard F. P.*, 1932, Sediments on continental shelves, Geol. Soc. America Bull., **43**, p. 1017—1034.
70. *Shepard F. P.*, 1973, Submarine geology, New York, Harper & Row, 517 p.
71. *Smith J. D.*, 1969, Geomorphology of a sand ridge, Jour. Geology, **77**, p. 39—55.
72. *Stahl L., Koczan J., Swift D.*, 1974, Anatomy of a shoreface-connected ridge system on the New Jersey shelf, implication for genesis of the shelf surficial sand sheet, Geology, **2**, p. 117—120.
73. *Stanley D. J.*, 1969, Submarine channel deposits and their fossil analogs (fluxoturbidites), in *Stanley D. J.*, ed., The new concepts of continental margin sedimentation, Washington, D.C., Am. Geol. Inst., p. DJS-9-1-DJS-9-17.
74. *Sternberg R. W.*, 1972, Predicting initial motion and bedload transport of sediment particles in the shallow marine environment, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 61—82.
75. *Stride A. H.*, 1963, Current swept sea floors near the southern half of Great Britain, Geol. Soc. London Quart. Jour., **119**, p. 175—199.
76. *Stride A. H.*, 1973, Interchange of sand between coast and shelf in European tidal seas, abstr., in Abstracts symposium on Estuarine and shelf sedimentation, Bordeaux, France, July 1972, p. 97.
77. *Stride A. H., Belderson R. H., Kenyon N. H.*, 1972, Longitudional furrows and depositional sand bodies of the English Channel, Mem. Bur. Recherches Geol. Minieres, No. 79, p. 233—244.
78. *Stubblefield W. L., Lavelle W. J., McKinney T. F., Swift D. J. P.*, в печати, Sediment response to the hydraulic regime on the central New Jersey shelf, Jour. Sediment. Petrology.
79. *Swain F. M., Jr.*, 1951, Ostracoda from wells in North Carolina, pt. I, Cenozoic Ostracoda, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 234-A, p. 1—58.
80. *Swain F. M., Jr.*, 1952, Ostracoda from wells in North Carolina, pt. II, Mesozoic Ostracoda, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 234-B, p. 54—93.
81. *Swift D. J. P.*, 1973, Delaware shelf valley, estuary retreat path, not drowned river valley, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2743—2748.
82. *Swift D. J P.*, в печати, Continental shelf sedimentation, in *Fairbridge R.*, ed., Encyclopedia of sedimentology, New York, Van Nostrand Reinhold.
83. *Swift D. J. P., Heron S. D., Jr.*, 1969, Stratigraphy of the Carolina Cretaceous, Southeastern Geology, **10**, p. 201—245.
84. *Swift D. J. P., Pirie R. G.*, 1970, Fine-sediment dispersal in the Gulf of San Miguel, western Gulf of Panama, a reconnaissance, Jour. Marine Res., **28**, p. 70—95.
85. *Swift D. J. P., Sears P.*, в печати, Estuarine and littoral depositional patterns in the surficial sand sheet, central and southern Atlantic shelf of North America, in *Allen G. P.*, ed., Shelf and Estuarine sedimentation, a symposium, Talence, France, Univ. Bordeau, Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine.
86. *Swift D. J. P., Sanford R. B., Dill C. E., Jr., Avignone N. F.* 1971, Textural differentiation in the shoreface during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, western North Atlantic shelf, Sedimentology, **16**, p. 221—250.
87. *Swift D. J. P., Stanley D. J., Curray J. R.*, 1971, Relict sediments, a reconsideration, Jour. Geology, **79**, p. 329—346.
88. *Swift D. J. P., Holliday B. W., Avignone N. F., Schideler G.*, 1972, Anatomy of a shoreface ridge system, False Cape, Virginia, Marine Geology, **12**, p. 59—84.
89. *Swift D. J. P., Kofoed J. W., Saulsbury F. P., Sears P.*, 1972, Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic coast of North America, in *Swift D. J. P., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 499—574.
90. *Swift D. J. P., Ludwick J. C., Boehmer R. W.*, 1972, Shelf sediment transport, a probability model, in *Swift D. J. B., Duane D. B., Pilkey O. H.*, eds., Shelf sediment transport, process and pattern, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, p. 145—224.
91. *Swift D. J. P., Schideler G., Holliday D. W., McHone J., Sears P.*, 1973, Distribution and genesis of inner continental shelf sands, Cape Henry to Cape Hatteras, Coastal Eng. Res. Center Tech. Memo.
92. *Swift D. J. P., Duane D. B., McKinney T. F.*, 1974, Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America, secular response to the Holocene hydraulic regime, Marine Geology.
93. *Todd T. W.*, 1968, Dynamic diversion, influence of longshore current-tidal flow interaction on Chenier and Barrier Island plains, Jour. Sediment. Petrology, **38**, p. 734—746.
94. *Uchupi E.*, 1970, Atlantic continental shelf slope of the United States, shallow structure, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 524-1, 44 p.
95. *Van Straaten L. M. J. U.*, 1965, Coastal barrier deposits in south and north Holland — in particular in the area around Scheveningen and Ijmuden, Mededel. Geol. Sticht, n.s. 17, p. 41—75.
96. *Wildon I. G.*, Aeolian bedforms — their development and origins, Sedimentology, **19**, p. 173—210.
97. *Wright L. D., Coleman J. M.*, 1972, River delta morphology, wave climate and the role of the subaqueous profile, Science, **176**, p. 282—284.
98. *Wright L. D., Coleman J. M.*, 1973, Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**, p. 320—348.

Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов

Р. Н. Гинзбург, Н. П. Джеймс

Введение

Карбонатные осадки распространены на большинстве современных континентальных шельфов. Поскольку различные карбонатные образования органического и неорганического происхождения не переносятся далеко от места своего формирования, их распространение на континентальных шельфах является надежным критерием для восстановления истории голоценового осадкообразования.

Голоценовые карбонатные шельфовые осадки рассмотрены на восьми примерах — приведены батиметрические карты, данные о гранулометрическом составе, о содержании карбонатов и преобладающих компонентах этих осадков. Все рассмотренные шельфы сгруппированы в две категории:

1. Открытые шельфы: западная часть Северной Атлантики, восточная часть Мексиканского залива, Юкатан и Сахул.

2. Закрытые шельфы: Большой Барьерный риф, Белиз, южная Флорида и Багамские банки.

Маломощные поверхностные отложения открытых шельфов являются преимущественно реликтовыми; они сформировались в мелководных условиях главным образом в голоцене. Осадки закрытых шельфов, особенно мелководные, часто довольно мощные и молодые ($<$ 6000 лет), они постепенно переходят в современные отложения.

Осадки открытых шельфов очень сходны с базальными трансгрессивными сериями более древних разрезов шельфов; различные лагунные осадки закрытых шельфов похожи на регрессивные верхние циклы мелководных ископаемых разрезов.

Карбонатные осадки и породы в разных количествах встречаются почти на всех современных континентальных шельфах. Карбонатные отложения покрывают многие шельфы и платформы тропических морей, и даже в пределах шельфов с мощными выносами крупных рек отложения внешних зон существенно обогащены карбонатным материалом. Хотя для шельфов умеренных и полярных широт характерны кремнистые осадки, на них также выделяются значительные площади, покрытые отложениями с высоким содержанием карбонатов.

Карбонатные осадки, распространенные на современных шельфах, чаще всего имеют размерность песка и гравия (2—4 мм). Коралловые рифы и твердые водорослевые постройки характерны для окраин шельфов в тропических морях. Распространение карбонатных илов и смеси карбонатных илов и песков отложений ограничено лагунами закрытых шельфов с краевыми барьерами.

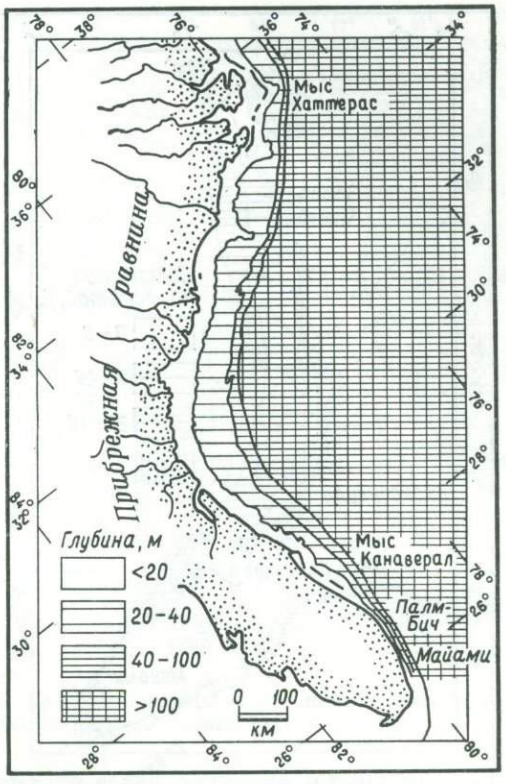
Карбонатные пески, рифы и твердые карбонатные постройки образуются in situ и не переносятся на большие расстояния волнами и течениями в пределах шельфа, поэтому характер и распространение этих осадочных образований являются надежным критерием для реконструкции обстановки их формирования и возраста. Самыми распространенными компонентами в составе карбонатных осадков современного шельфа являются органогенные частицы, а также целевые створки раковин бентосных и планктонных организмов и их обломки. Лис и Буллер [26] выделили два основных комплекса органических остатков, характерных для разных широт: тропический комплекс (chlorozoan), в котором основными диагностическими типами являются зеленые водоросли и кораллы, и комплекс умеренных и полярных широт (foramol), основными компонентами которого являются моллюски и фораминиферы, но часто присутствуют также иглокожие, усоногие рачки, мшанки и кораллиновые водоросли. Частицы неорганического происхождения, ооиды, пелоиды, а также агрегаты тех и других развиты только на шельфах и платформах тропических морей. Современные ооиды и частицы с оолитовыми оболочками широко распространены только в зонах действия волн, на глубинах менее 5 м, главным образом в пределах краевых частей платформ и шельфов или на примыкающих к ним участках [3]. Область распространения современных твердых пелоидов как и округлых полигенных частиц, сложенных тонкозернистым карбонатным материалом, также ограничивается мелководной (обычно $<$ 10 м) зоной тропических морей; они могут быть сцементированными фекальными комочками, оболочками на частицах ила или измененными обломками раковин («микритизация» по Батерсту [5]). Поскольку образование ооидов ограничено глубинами менее 5 м, эти легко распознаваемые частицы являются одним из наиболее важных индикаторов, помогающих ре-

конструкции условий осадконакопления в прошлом.

Значительные накопления карбонатных илов и глинистых песков наблюдаются в настоящее время только в закрытых лагунах шельфов и платформ с краевыми барьерами. Источники их формирования достаточно определенны. Голоценовые карбонатные илы образовались главным образом при разрушении хрупких скелетов зеленых и красных водорослей [45, 25, 37]. Возможно также и прямое осаждение их из воды [8]. Распространение этих двух генетических типов ограничено мелководными шельфами тропических морей.

Все разнообразие карбонатов, встречающихся на голоценовых шельфах, находит свое отражение в приводимых ниже восьми примерах.

Открытые шельфы обычно ровные, плоские с очень пологими склонами от береговой линии к перегибу шельфа; для закрытых шельфов характерны краевые барьеры, ограничивающие циркуляцию в прилежащей шельфовой лагуне. Как правило, краевые барьеры представляют собой кораллово-водорослевые рифы; они могут быть также сложены карбонатными песками в виде приливно-отливных баров и пляжевых дюн.



ФИГ. 1. Батиметрическая карта западной части шельфа от мыса Хаттерас до Майами [35].

Открытые шельфы

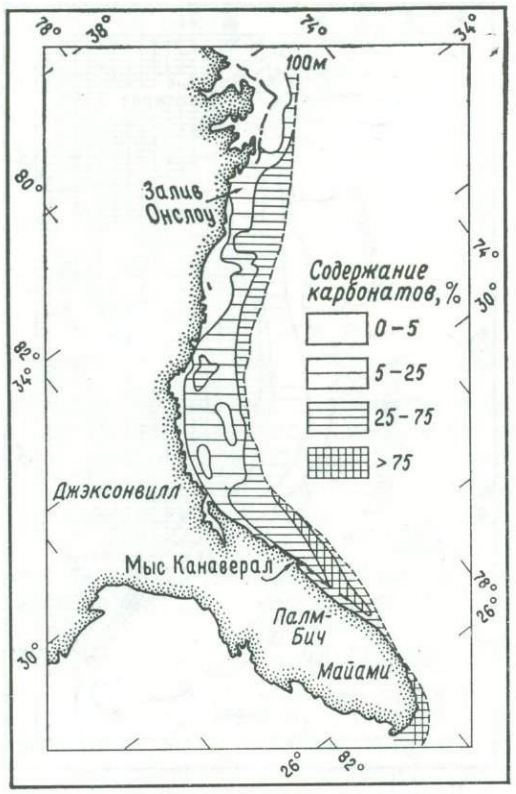
Большинство шельфов, окружающих континенты в современных океанах, согласно классификации Эмери [12], являются открытыми. Отсутствие высоких барьеров позволяет приливно-отливным волнам распространяться на весь внутренний шельф или на его большую часть.

Ниже приведено описание четырех примеров открытых шельфов, разделенных на две группы:

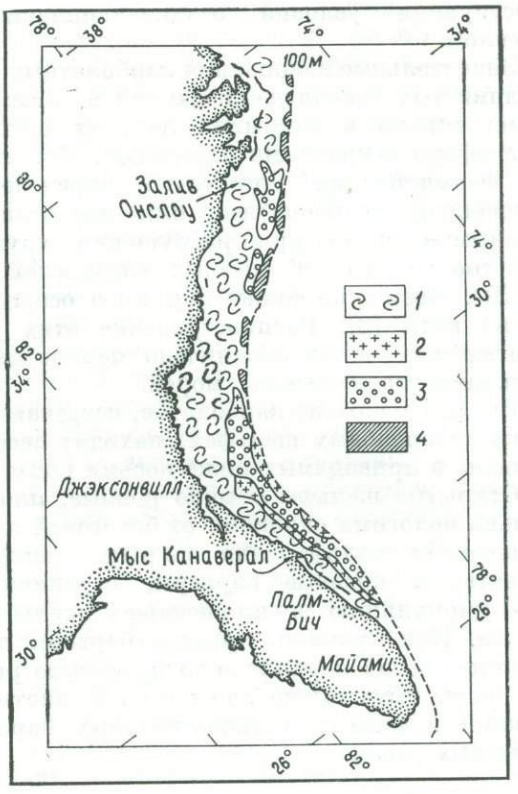
1. Шельфы западной части Северной Атлантики и восточной части Мексиканского залива. Они сложены смешанными кварцево-карбонатными песками, содержание карбонатов в которых увеличивается с севера на юг, при этом выделяются участки, расположенные параллельно береговой линии, где преобладает карбонатный материал.

2. Шельфы Юкатан и Сахул. Для них характерны изолированные банки или рифы, расположенные вдоль края шельфов. Отложения внутренних частей шельфов представлены главным образом карбонатными песками (Юкатан) или смесью терригенных и карбонатных песков и глинистых илов (Сахул).

Шельф западной части Северной Атлантики. Большая часть континентального шельфа южнее острова Лонг-Айленд (40 °с. ш.) образована продолжающейся в сторону океана Атлантической прибрежной равниной и сложена почти горизонтально залегающими третичными и четвертичными осадочными породами (фиг. 1). Эта часть шельфа имеет очень пологий склон — примерно 0,4—1 м/км [33]. Глубина погружения перегиба шельфа постепенно уменьшается в южном направлении от 120 м в районе мыса Хаттерас до 60 м у юго-восточных штатов США и до менее 10 м у Майами. Береговая линия имеет заметные различия к северу и югу от мыса Лукаут. В северной части имеются глубоко врезанные эстуарии, реки полноводные с низким содержанием взвешенного материала. На юге развиты барьерные острова, рек немного, сток их невелик, а содержание взвеси высоко. Поскольку шельф протягивается от 25 ° с. ш. до полярного круга и пересекает различные климатические зоны— от умеренных до тропических, содержание карбонатов в осадках заметно возрастает в южном направлении; севернее мыса Хаттерас карбонаты составляют менее 5% [33].



ФИГ. 2. Содержание карбонатов в поверхностных осадках западной части шельфа, от мыса Хаттерас до Майами [35].



ФИГ. 3. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках западной части шельфа от мыса Хаттерас до Майами [35].

1 — моллюски; *2* — моллюски и усоногие рачки; *3* — ооиды и пелоиды; *4* — кораллиновые водоросли.

Поверхностные осадки. Поверхностные осадки Атлантического шельфа являются реликтовыми и образовались в мелководных условиях в голоцене [12, 35]. Собственно современные осадки развиты только вдоль береговой линии. Далее они переходят в реликтовые отложения, содержащие остатки современных моллюсков и фораминифер. От мыса Хаттерас к югу до Майами содержание карбонатов значительно возрастает (фиг. 2). На карте осадков южной части шельфа выделено девять типов карбонатных песчаных отложений [33]. Из упрощенного варианта этой карты следует, что севернее Джэксонвилла в осадках внутренней части шельфа преобладают обломки моллюсков, а близ края шельфа выделяются зоны ооидов-пелоидов, а также кораллиновых водорослей. От Джэксонвилла до Майами, где содержания карбонатов выше, преобладают ооидно-пелоидные пески, существенным компонентом которых являются обломки усоногих рачков, а пески, состоящие из обломков моллюсков, образуют лишь узкие, вытянутые вдоль берега зоны (фиг. 3). Ооидные пески в районе залива Онслоу, залегающие в настоящее время на глубине 25—40 м, имеют абсолютный возраст, определенный радиоуглеродным методом, 25—27 тыс. лет [34]. Возраст ооидных песков, развитых вдоль окраины шельфа в районе Флориды, 9—14 тыс. лет [28].

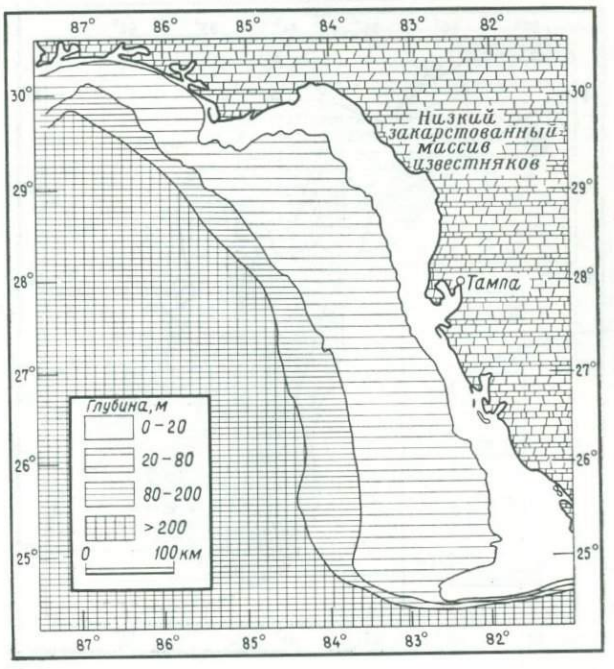
От мыса Хаттерас до мыса Канаверал внешний гребень шельфовой окраины представляет собой эрозионные останцы плейстоценовых известняков, покрытые мелководными калькаренитами и кораллиновыми водорослями. Два образца водорослевых известняков имеют абсолютный возраст, опередеренный радиоуглеродным методом, 12 и 27 тыс. лет [34]. От мыса Канаверал до Палм-Бич краевой барьер шельфа представляет собой реликтовые дюны или пляжевые гряды, покрытые растущими колониями ветвистых коралов (*Oculina* sp.) [28]. От Палм-Бич до Майами одиночная краевая гряда является окаменелым рифом, сложенным герматипными кораллами, октокораллами и спикулами губок. Вокруг рифа наблюдается

узкий ореол карбонатных песков, богатых обломками водорослей.

Реликтовые поверхностные отложения Атлантического шельфа сложные — они включают в себя разновозрастные осадки и породы, образованные в течение последних 30 тыс. лет. Наиболее древними карбонатными отложениями являются ооидные пески залива Онслоу и водорослевые известняки, один из образцов которых имеет абсолютный возраст 25—27 тыс. лет. Обе эти разновидности мелководных осадков образовались при низком положении уровня моря во время последнего ледникового периода. При поднятии уровня моря в голоцене прежде всего накопились мелководные карбонатные осадки вдоль края шельфа: ооидные пески и водорослевые известняки, а также, вероятно, пески, состоящие из кораллиновых водорослей, имеющие абсолютный возраст по радиоуглеродному методу 9—15 тыс. лет. Впоследствии, когда море затопило внутренние части шельфа, начали формироваться органогенные осадки, состоящие из обломков раковин моллюсков — сначала из мелководных форм, а затем при углублении моря из разновидностей, характерных для открытого шельфа. После того как уровень моря достиг своего современного положения, вдоль южного края шельфа начали бурно расти рифы и коралловые постройки, а на склоне накапливались раковины планктонных фораминифер.

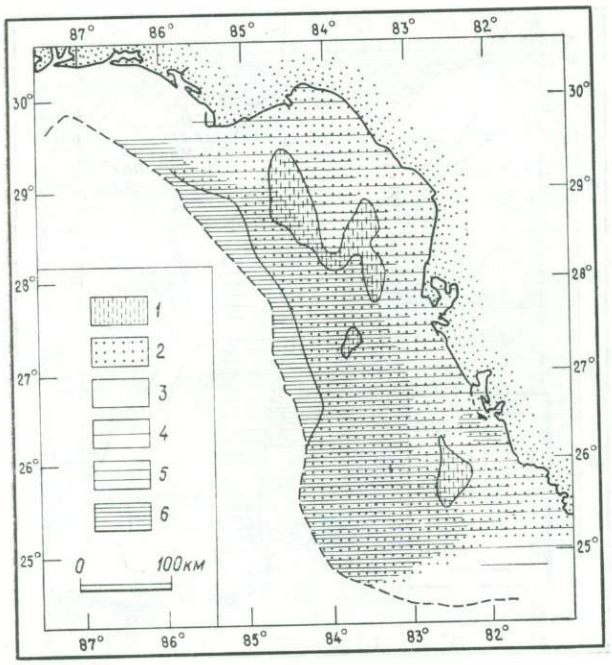
Шельф восточной части Мексиканского залива. Восточная часть Мексиканского залива протяженностью 600 км представляет собой затопленную низменную западную окраину полуострова Флорида (фиг. 4). Шельф от береговой линии до перегиба на глубине 70 м имеет ширину около 130 км и занимает площадь около 78 тыс. км². Для этого шельфа характерны однообразный пологий склон и ровный рельеф даже в его краевой части, а также зональность преобладающих карбонатных образований, параллельная береговой линии и краю шельфа.

Морфология. Шельф восточной части Мексиканского залива ограничен с берега плоской, низко расположенной сушей полуострова Флорида, сложенной закарстованными карбонатными отложениями третичного и плейстоценового возраста. Реки небольшие, короткие и размывают главным образом песчанистые известняки. Шельф плоский, ровный протягивается от береговой линии до глубины около 70 м с пологим уклоном 0,4 м/км. Краевая часть шельфа на глубине 70 м фиксируется лишь увеличением крутизны склона до 1,6 м/км. Вдоль края шельфа имеется несколько ориентированных на север поднятий и куполов высотой от 60 до 100 м [21].



ФИГ. 4. Батиметрическая карта шельфа восточной части Мексиканского залива [21].

Поверхностные осадки. Большая часть осадков шельфа представлена песками и в меньшей степени глинистыми илами (Чессер, личное сообщение, 1973; [21]) (фиг. 5). В центральной части шельфа встречаются неправильной формы участки, сложенные ракушечниками; карбонатные илы развиты в наиболее глубоких, краевых частях шельфа (фиг. 5). Состав осадков меняется от терригенных песков в непосредственной прибрежной зоне до карбонатных отложений, покрывающих две трети шельфа. Карбонатные зерна песчаной размерности в этих осадках встречаются в зонах разной ширины, протягивающихся параллельно береговой линии и перегибу шельфа. Наиболее обычным и широко распространенным типом карбонатных образований на внутренней половине шельфа являются раковины моллюсков, которые обычно смешаны с терригенными песками (фиг. 5 и 6). Примерно на глубине 60 м моллюсковые пески сменяются песками, в составе которых преобладают обломки кораллиновых водорослей (фиг. 6). На границе этих типов осадков кремнисто-карбонатные пески сменяются почти чистыми карбонатными отложениями (фиг. 5). На глубинах от 80 до 100 м дно покрыто ооидными песками (фиг. 6); в наи-



ФИГ. 5. Структуры и содержание карбонатов в в поверхностных осадках восточной части шельфа Мексиканского залива ([21]; Чессер, личное сообщение, 1973).

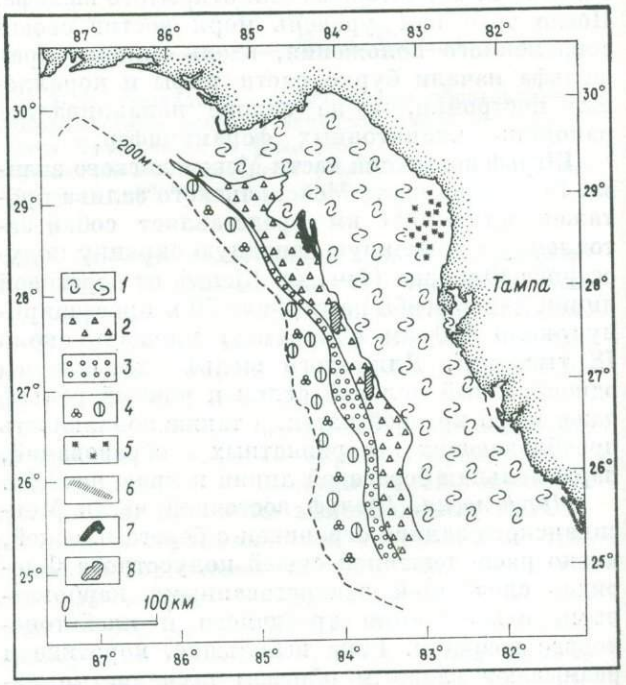
Структуры (терригенные и карбонатные осадки): *1* — пески и гравий; *2* — пески; *3* — глинистые илы. Содержание карбонатов: *4* — менее 50%; *5* — 50—80%. *6* — более 80%.

более глубоководной, обращенной к морю части шельфа эти ооидные пески содержат примесь как пелагических, так и бентосных фораминифер, которые становятся преобладающими компонентами на глубинах более 100 м [21].

На краю шельфа со стороны, обращенной к суше, встречаются отдельные возвышенности, сложенные карбонатами; три из них показаны на фиг. 6. Наибольшая из этих возвышенностей представляет собой продолжение срединной отмели Флориды; это раздвоенное поднятие неправильной формы, вытянутое в северном направлении, расположено на глубине 40 м, высота его 15 м, оно покрыто растущими колониями кораллов, мшанок и халимед; вокруг них накапливаются песчаные и гравийные отложения, состоящие главным образом из обломков моллюсков [2]. Другие две возвышенности, показанные на фиг. 6, покрыты кораллиновыми водорослями [21]. Отдельные коралловые постройки встречаются на породах дна вблизи от берега в северо-восточной части шельфа (фиг. 6). В юго-восточной части шельфа вдоль береговой линии расположен бар или риф, состоящий из червеподобных гастропод [43] (фиг. 6).

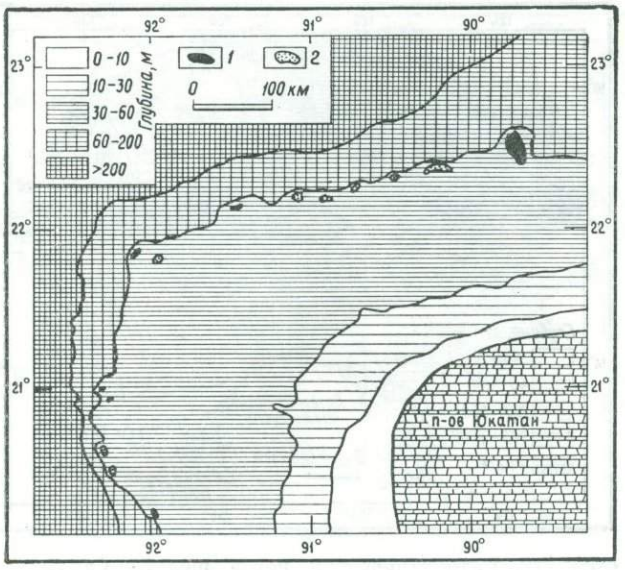
Голоценовое осадкообразование. Большая часть голоценовых осадков, залегающих на породах третичного и четвертичного возраста, являются реликтовыми; мощность их редко превышает 1 м [21]. Образец с гребня срединной отмели Флориды имеет абсолютный возраст, определенный радиоуглеродным методом, 6,5 тыс. лет [2], что свидетельствует о его реликтовом происхождении. Ооидные пески, залегающие в настоящее время на глубинах от 80 до 100 м, имеют несовременное происхождение; они образовались в голоцене в мелководных условиях на глубинах около 5 м. Пески, состоящие из раковин моллюсков, подобно пескам, распространенным на шельфе Западной Атлантики, вероятно, более молодые; они содержат обломки как прибрежных организмов, так и организмов открытого шельфа. Осадки, в которых преобладают коралловые водоросли, а также покрытые ими возвышенности, расположенные внутри шельфа, тоже, вероятно, имеют более молодой возраст, чем ооидные пески.

Шельф полуострова Юкатан. Юкатанский шельф (фиг. 7) является продолжением полу-



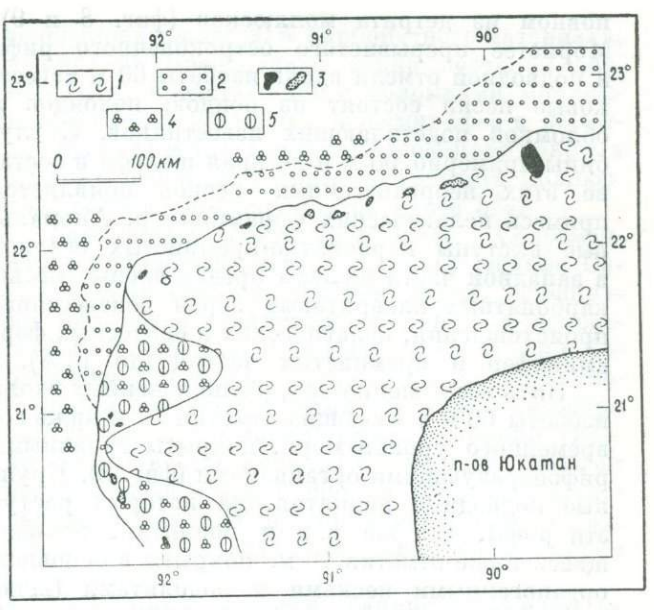
ФИГ. 6. Преобладающие карбонатные образования и расположение возвышенностей в восточной части шельфа Мексиканского залива [21, 4, 2].

1 — моллюски; *2* — кораллиновые водоросли; *3* — ооиды; *4* — фораминиферы; *5* — обособленные, рассеянные коралловые постройки; *6* — береговой риф, сложенный гастроподами; *7* — срединные отмели; *8* — возвышенности, покрытые кораллиновыми водорослями.



ФИГ. 7. Батиметрическая карта шельфа Юкатан, Мексика [27].

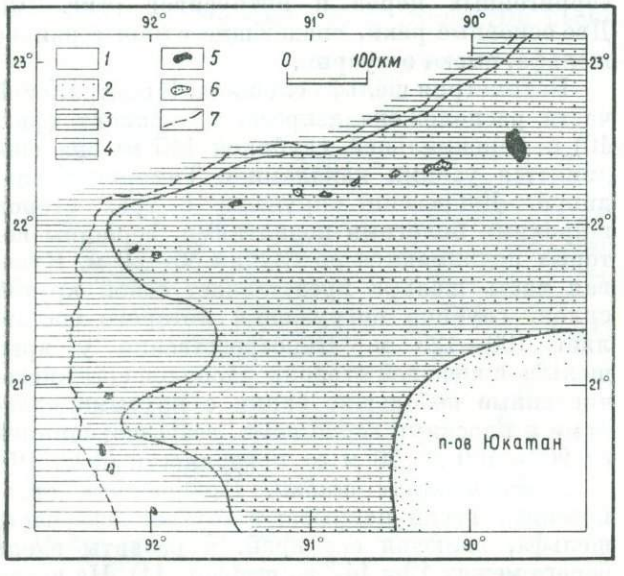
Полуостров Юкатан представляет собой низкий закарстованный массив известняков. *1* — выходящие на поверхность рифы; *2* — подводные отмели.



ФИГ. 9. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках шельфа Юкатан, Мексика [27].

1 — моллюски; *2* — ооиды, пелоиды, литокласты; *3* — кораллы, халимеды, кораллиновые водоросли; *4* — пелагические фораминиферы; *5* — бентосные фораминиферы.

острова Юкатан и переходит к северу в Мексиканский залив. Шельф имеет площадь 34 тыс. км^2 и характеризуется ровным пологим склоном с серией изолированных остроконечных рифов или возвышенностей, расположенных вдоль перегиба шельфа. Поверхность шельфа покрыта чистыми карбонатными осадками.



ФИГ. 8. Структуры и содержание карбонатов в поверхностных осадках шельфа Юкатан, Мексика [27].

Структуры (терригенные и карбонатные осадки): *1* — глинистые илы; *2* — пески. Содержание карбонатов: *3* — 90—100%, *4* — менее 90%; *5* — выходящие на поверхность рифы; *6* — подводные отмели; *7* — край шельфа.

Морфология. Юкатанский шельф подразделяется на две батиметрические провинции [27] (фиг. 7): 1) внутренний шельф шириной 130—190 км, глубиной от 0 до 60 м с серией рифов и затопленных отмелей, расположенных вдоль изобаты 60 м, и 2) внешний шельф с глубинами от 60 до 210 м, ширина которого быстро меняется от нескольких километров на западе до 30 км в остальной части шельфа (фиг. 7). Глубина погружения наиболее крутого склона шельфа различна: на востоке она колеблется от 82 до 210 м, вдоль северной окраины — от 190 до 315 м. В пределах шельфа выделяются три широкие террасы на глубинах 35—41, 56—73 и 105—158 м, которые представляют собой эрозионные поверхности, образованные в голоценовое время при поднятии уровня моря [27].

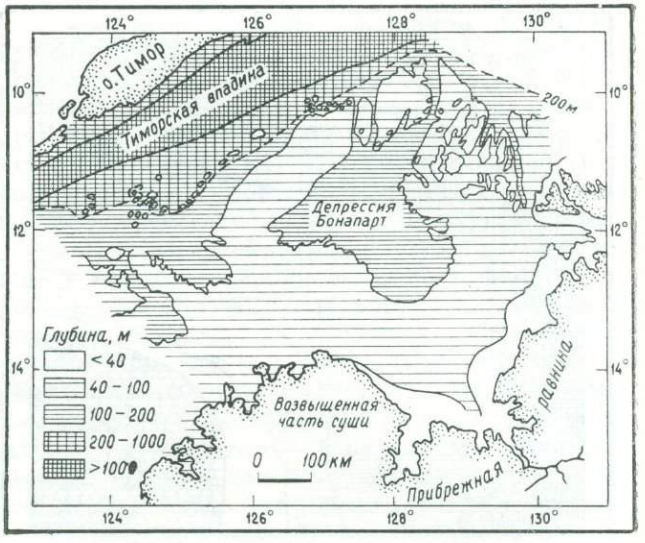
Поверхностные осадки. На большей части шельфа изменение гранулометрии и состава поверхностных осадков происходит параллельно с изменением глубины [27] (фиг. 8 и 9). Исключением являются два выступа тонкозернистых илов, протягивающиеся в западном направлении (фиг. 8). На широкой площади внутренней части шельфа отложения, залегающие на четвертичных известняках, представляют собой органогенные пески и состоят в ос-

новном из детрита моллюсков (фиг. 8 и 9). Мористее прерывистого остроконечного рифа и подводной отмели вдоль изобаты 60 м известковые пески состоят из ооидов, пелоидов и обломков подстилающих известняков. С глубины примерно 90 м и до края шельфа в составе этих неорганогенных песков появляется примесь пелагических фораминифер. Аномальные выступы карбонатно-кремнистых осадков в западной части шельфа представлены смесью карбонатных алевритовых зерен неизвестного происхождения, пелагических и бентосных фораминифер и кремнистых частиц (до 10%).

Пять возвышенностей, расположенных вдоль изобаты 60 м и имеющих отметки 10 м ниже современного уровня моря, покрыты типичными рифообразующими организмами (фиг. 8). Крупные подводные поднятия, на которых растут эти рифы, так же как и поднятия, находящиеся ниже отметки 10 м, покрыты в основном органогенными песками и родолитами (водорослево-фораминиферовыми стяжениями) [27].

Голоценовое осадкообразование. Неконсолидированные послеледниковые осадки, развитые с внешней стороны подводных поднятий шельфа, являются реликтовыми; мощность их нигде не превышает 1 м [27]. Мелководные ооиды и пелоиды, залегающие в настоящее время на глубинах 50—90 м, имеют абсолютный возраст по радиоуглеродному методу 11 — 14 тыс. лет [27]. Широко распространенные пески, состоящие из обломков раковин моллюсков, и ракушечники внутренней части шельфа имеют возраст 3—5 тыс. лет [27]. Поскольку эти осадки содержат как современный, так и более древний раковинный материал, данные абсолютного возраста могут быть занижены по сравнению с истинным временем начала их накопления. Карбонатно-кремнистые отложения западной части шельфа также имеют абсолютный возраст 3—4 тыс. лет [27]. Присутствие в этих осадках кремнистых алевритовых частиц свидетельствует о том, что они образовались ранее, в голоцене, когда из-за более низкого положения уровня моря алевритовый материал мог поступать с севера, с побережья залива Кампече [27]. При бурении крупного, самого восточного рифа Алакран (фиг. 8) было обнаружено, что слой нелитифицированных карбонатных осадков мощностью по крайней мере 38 м имеет, вероятно, голоценовый возраст [39].

Шельф Сахул является частью континентального шельфа, протягивающегося вдоль северных и западных берегов Австралии. Этот шельф (фиг. 10) представляет собой платформу



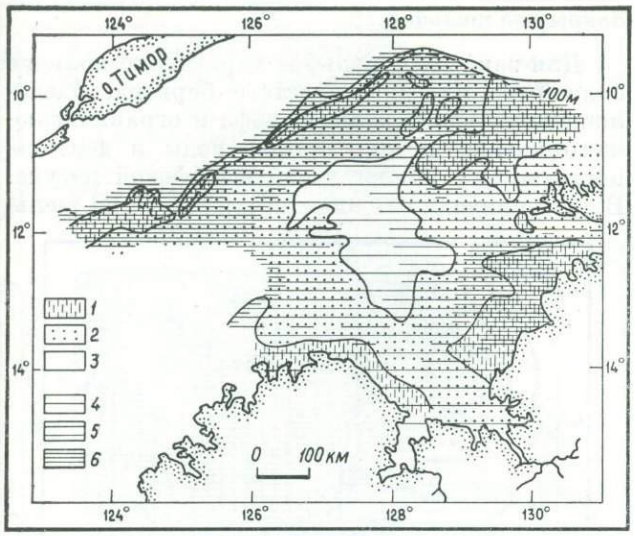
ФИГ. 10. Батиметрическая карта шельфа Сахул, северо-западная Австралия [55].

шириной 500 км, ограниченную с берега древней низкорасположенной, глубоко эродированной сушей, а со стороны моря — тектонически активной, не очень глубокой Тиморской впадиной [55].

Морфология. Континент вдоль южного края шельфа представляет собой серию приподнятых блоков докембрийских и палеозойских терригенных пород и интрузивов (фиг. 10). Две основные реки, впадающие в море в районе шельфа, имеют эстуарии.

Батиметрия шельфа сложная. В центральной части расположена депрессия Бонапарт (фиг. 10) с максимальной глубиной 145 м; она соединяется узкими каналами с Тиморской впадиной. Депрессия окружена с трех сторон широкими пологими поднятиями, вершины которых поднимаются до глубин 30—50 м. Краевая часть шельфа представляет собой крутой склон, глубина погружения которого составляет 100—125 м. Непосредственно у края шельфа с внешней стороны расположены многочисленные небольшие банки с крутыми склонами и плоскими вершинами, возвышающимися от 200—400 до 20 м от поверхности (фиг. 10).

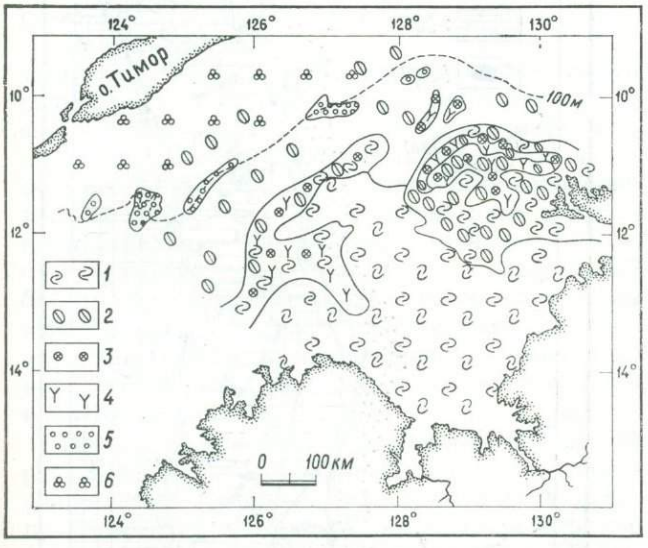
Поверхностные осадки. Прибрежные органогенные пески покрывают внутреннюю часть шельфа, включая его край, и развиты вдоль берега между 12 и 14 ° ю. ш. (фиг. 11). На внешней части шельфа в отложениях преобладают бентосные фораминиферы. Поверхность банок, расположенных вдоль края шельфа, покрыта песками состоящими из халимед, бентосных



ФИГ. 11. Структуры поверхностных осадков и содержание в них карбонатов на шельфе Сахул [55].

Структура осадков: *1* — пески, содержание фракции < 0,01 мм 0—25%; *2* — глинистые пески, содержание фракции < 0,01 мм 25—50%; *3* — глинистые илы, содержание фракции < 0,01 мм более 50%. Содержание карбонатов: *4* — менее 50%; *5* — 50—80%; *6* — более 80%.

фораминифер и мшанок; склоны сложены кораллами. В прибрежных частях шельфа преобладающим типом организмов являются моллюски (фиг. 12). Поверхностные осадки обширных возвышенностей, окружающих депрессию Бонапарт, представляют собой глинистые пески,



ФИГ. 12. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках шельфа Сахул [55].

1 — моллюски; *2* — бентосные фораминиферы; *3* — кораллы; *4* — мшанки; *5* — халимеды, кораллы, мшанки, фораминиферы; *6* — пелагические фораминиферы.

содержащие более 50% карбонатного материала, в которых преобладают зерна песчаной размерности, представленные обломками моллюсков, мшанок, бентосных фораминифер и кораллов (фиг. 11 и 12). Депрессия Бонапарт покрыта илами с небольшой примесью детрита моллюсков; содержание карбонатов менее 5%.

Голоценовое осадкообразование. Современное осадконакопление в пределах шельфа Сахул ограничено прибрежной зоной, вершинами некоторых мелководных банок и депрессией Бонапарт [55]. Отпечатки моллюсков и фораминифер свидетельствуют о постепенном смешивании с более древними осадками благодаря биотурбации. Во время низкого стояния уровня моря в доголоценовый период большая часть шельфа была сушей, а депрессия Бонапарт представляла собой полузакрытую лагуну, связанную протоками с Тиморским морем (фиг. 10).

По данным бурения, глинистые осадки на шельфе перекрыты песчанистыми, часто обогащенными карбонатами, отложениями [55]. Такое изменение гранулометрического состава и увеличение карбонатности осадков, вероятно, отражают изменение режима циркуляции вод при затоплении шельфа в результате поднятия уровня моря. Локальные накопления кварцевых песков на шельфе, расположенные параллельно современной береговой линии, являются, вероятно, реликтами песков литоральных зон. На внутреннем шельфе многие из реликтовых карбонатных образований, особенно остатки раковины фораминифер и гастропод, глауконитизированы [55].

Происхождение банок окончательно не выяснено. Возможно, они представляют собой эродированные останцы осадков прибрежной равнины или являются затопленными рифами или отмелями [16]. Накопления реликтовых обломков кораллов, развитые вокруг многих банок, свидетельствуют о том, что рост рифа происходил ранее в голоцене. Современные рифы развиты возле берега западнее 127° з. д. и на некотором удалении от него западнее 124° з. д. [53].

Краткие выводы. Реликтовые поверхностные осадки открытых шельфов, за исключением осадков шельфа Сахул, представлены главным образом песками, для которых характерно преобладание карбонатного материала. На внутренних частях шельфов, как правило, преобладают моллюски, в краевых частях — ооиды, пелоиды и кораллиновые водоросли, на склонах — планктонные фораминиферы (фиг. 13). Осадки этих трех зон не являются собст-

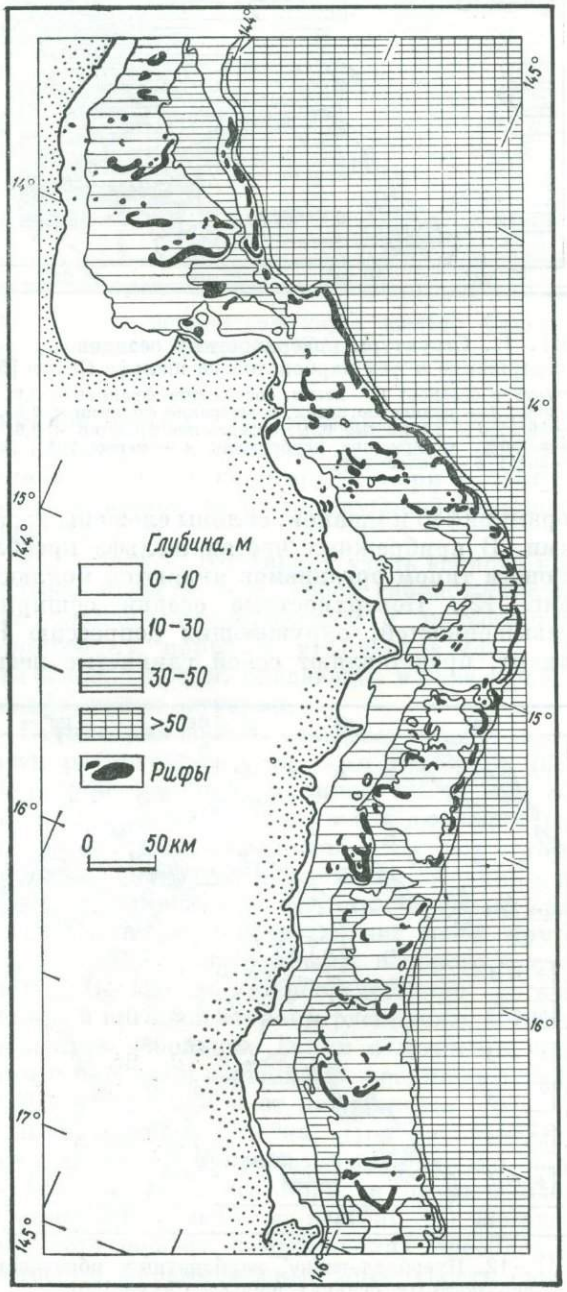
ФИГ. 13. Зональность карбонатных осадков открытых шельфов по типам преобладающих частиц.

1 — моллюски; *2* — ооиды; *3* — мшанки; *4* — бентосные фораминиферы; *5* — планктонные фораминиферы; *6* — кораллиновые водоросли; *7* — усоногие рачки; *8* — пелоиды; *9* — литокласты.

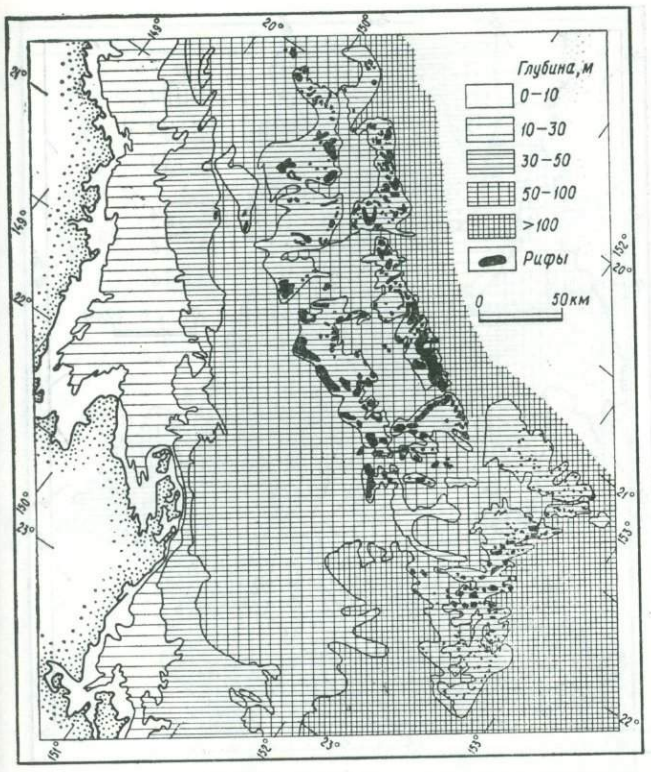
венно современными, начало формирования каждого типа соответствует разным стадиям затопления шельфа в голоцене. Наиболее древние голоценовые отложения — ооиды, пелоиды, литокласты, кораллиновые водоросли, а также рифоподобные банки формировались вдоль края шельфа, по всей вероятности, на глубинах, сравнимых с современными глубинами их образования, т. е. 3 — 10 м. Однако продолжающийся подъем уровня моря был слишком быстрым, для того чтобы развитие большей части образований на окраине шельфа успевало за этим изменением; только на шельфе Юкатан местами сохранился постоянно растущий риф. Затопление обширной внутренней части шельфа привело к тому, что прибрежная равнина превратилась в мелководный морской бассейн, в котором получили широкое развитие моллюски. По мере поднятия уровня моря прибрежные моллюски сменялись более глубоководными, что определило смешанный состав моллюсков в осадках внутренней зоны шельфа. Отложения склона, богатые планктонными фораминиферами, вероятно, начали накапливаться только после того, как уровень моря достиг современного положения. Современные биотурбации на внутренних частях шельфа приводят к перемешиванию современного органогенного детрита с реликтовыми осадками, так что на многих шельфах верхний слой отложений толщиной в несколько метров представляет собой настоящий палимпсест [49].

Закрытые шельфы

Для закрытых шельфов характерно наличие сплошного или прерывистого барьера, расположенного вдоль края шельфа и ограничивающего активную циркуляцию воды и деятельность волн в прилегающей шельфовой лагуне. В двух приводимых ниже примерах — на шель-



ФИГ. 14. Батиметрическая карта северной части континентального шельфа Квинсленд, восточная Австралия [30].



ФИГ. 15. Батиметрическая карта южной части континентального шельфа Квинсленд, восточная Австралия [30].

фе Квинсленд, или Большом Барьерном рифе, и шельфе Белиз — окаймляющее поднятие представляет собой барьерный риф.

Лагуна Большого Барьерного рифа и южная часть шельфа Белиз относительно глубокие и открытые с многочисленными лагунными рифами; северная часть шельфа Белиз мелководна, там преобладают карбонатные илы. На шельфе южной Флориды происходит рост многочисленных барьеров — во внешней зоне образуются отдельные обособленные песчаные банки, а на внутренней расположен непрерывный барьер островов, сложенных плейстоценовыми известняками. Барьеры Багамских банок — это также острова плейстоценовых известняков, отгораживающие обширные мелководные шельфовые лагуны.

Шельф Квинсленд — Большой Барьерный риф. Шельф, расположенный у восточного побережья штата Квинсленд в восточной Австралии, протягивается от 10 до 24 ° ю. ш. на расстояние 1500 км. Ширина его меняется от 24 до 290 км, площадь составляет 215 тыс. км². Характерными чертами этого шельфа являются интенсивное развитие окраинных рифов, широкое распространение терригенных осадков, а также относительно глубокая внутренняя часть с активной циркуляцией вод.

Морфология. В северной своей части шельф узкий и мелководный (фиг. 14), в южной — более широкий и глубокий (фиг. 15). На юге прибрежная и более глубоководная части шельфа разделены заливом [30]. Континентальный склон северной части шельфа крутой, он резко переходит в Квинслендский желоб; южнее склон полого сменяется платформой Коралового моря. На ограничивающей шельф суше расположена береговая гряда, примыкающая к прибрежной равнине; вместе они образуют внутреннее, глубоко рассеченное плато. Только три крупные речные системы достигают берега и впадают в море между 20 и 25° ю. ш.; севернее на протяжении 1000 км речной сток отсутствует.

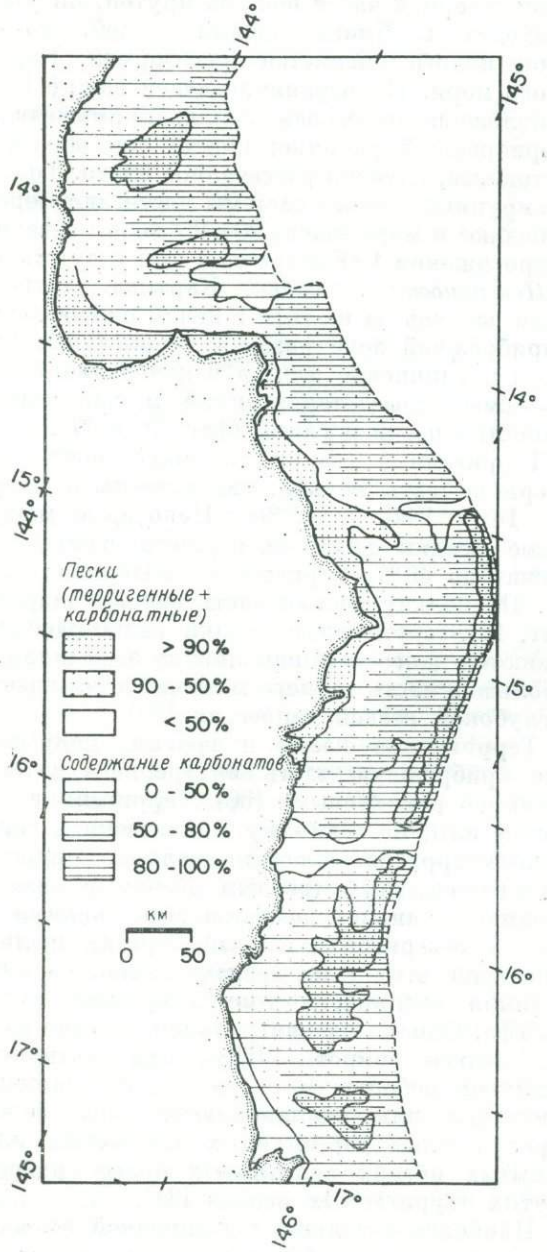
Поверхностные осадки. Картина распределения осадков на шельфе в целом однообразна: в прибрежной зоне развиты терригенные песчаные и глинистые илы, а в центральной части — смешанные терригенные и карбонатно-глинистые пески и глины (фиг. 16 и 17).

Терригенные осадки занимают почти всю северную часть шельфа, они развиты на широтах 14°, 14°30′ и 15°30′. Некоторые межрифовые осадки внутренней части шельфа содержат до 40% терригенного материала (фиг. 16). Поскольку южная часть шельфа широкая (фиг. 17), терригенные осадки редко распространяются далее чем наполовину этой ширины, и большая часть тонкого материала осаждается в глубокой осевой депрессии [30].

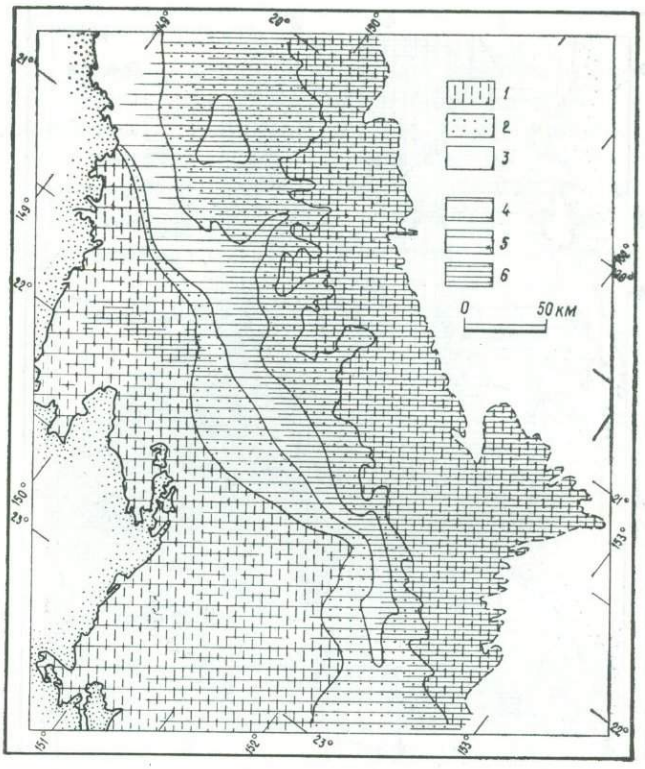
Терригенные пески и гравий, покрывающие прибрежную часть внутреннего шельфа, являются реликтовыми [30]. Терригенные глинистые илы, по-видимому, единственные современные терригенные осадки шельфа. В районах с незначительным твердым стоком и сильной приливно-отливной деятельностью, какими являются северный и южный отрезки шельфа, отложение этих глин незначительно, их аккумуляция ограничена только средней частью шельфа. Однако на центральном отрезке шельфа, южнее широты 16°3′, где активность приливов небольшая, а расход рек высокий, глинистые илы откладываются близ берега, образуя клин терригенных глинистых илов, намытых поверх реликтовых более грубозернистых терригенных песков [31].

Наиболее детально, с датировкой возраста, изучены лишь карбонатные зерна в осадках южного отрезка шельфа. Повсеместно широко распространены обломки моллюсков и мшанок; халимеды, бентосные фораминиферы кораллы и

и кораллиновые водоросли концентрируются вдоль края шельфа(фиг. 18). В прибрежных терригенных песках карбонатный материал представлен преимущественно обломками раковин моллюсков. Межрифовые осадки, развитые вдоль края шельфа, представляют собой карбонатные пески от мелко- до грубозернистых с локальными накоплениями гравийного и глинистого материала. Они состоят главным образом из местных видов фораминифер, моллюсков, халимед и мшанок (фиг. 18). Обломки мшанок обычно распространены вокруг рифов комплекса Помпей, южнее в пределах комплекса Суэнс преобладают халимеды (фиг. 18). Для осадков шельфа характерны относительно высокие содержания обломков мшанок, местами достигающие 30 %, т. е. намного выше, чем на других изучавшихся шельфах с широким развитием рифов. Рифовые осадки как на краю шельфа, так и во внутренних его частях представлены карбонатными песками и гравием на плоских поверхностях рифов, скоплениями валунов на гребнях рифов и тонкими песками и алевритами в лагунах. Межрифовые отложения состоят главным образом из кораллов, кораллиновых водорослей, халимед и фораминифер [30, 31].



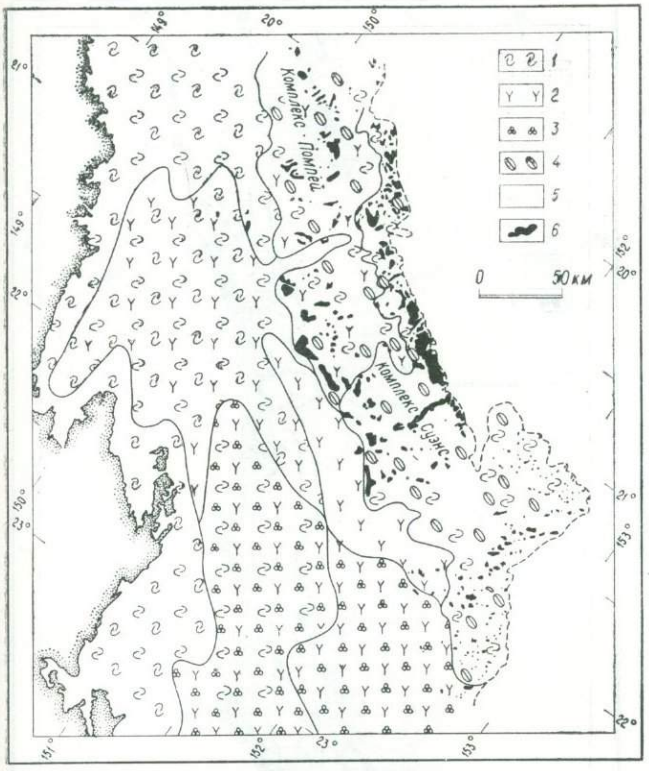
Фиг. 16. Структуры поверхностных осадков и содержание в них карбонатов на относительно узкой северной части шельфа Квинсленд, восточная Австралия [30].



Фиг. 17. Структуры поверхностных осадков и содержание в них карбонатов на относительно широкой южной части шельфа Квинсленд, восточная Австралия [30].

Пески (терригенные и карбонатные): *1* — более 90%; *2*—90—50%, *3* — менее 50%. Содержание карбонатов: *4* — 0 — 50%; *5*—50—80%, *6* —80—100%.

Рифы. В северной части шельфа вдоль берега протягиваются длинные узкие рифы, количество которых сокращается к югу, а в централь-



ФИГ. 18. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках южной части шельфа Квинсленд, восточная Австралия [30, 31].

Преобладающие карбонатные образования: *1* — моллюски; *2* — мшанки; *3* — пелагические фораминиферы; *4* — бентосные фораминиферы; *5* — халимеды; *6* — рифы.

ной части развиты отдельные окраинные рифы (фиг. 14). Эта смена непрерывных линейных рифов отдельными немногочисленными рифовыми постройками в центральной части шельфа совпадает с изменением характера строения края шельфа — крутой обрыв сменяется ровным и пологим склоном. На краю шельфа в его южной части имеются многочисленные удлиненные и кольцевые рифовые постройки (фиг. 15). Больше всего рифов встречено на внутреннем шельфе в северной его части с подветренной стороны барьера (фиг. 14); в пределах широкой зоны внутреннего шельфа количество рифов уменьшается к югу (фиг. 15).

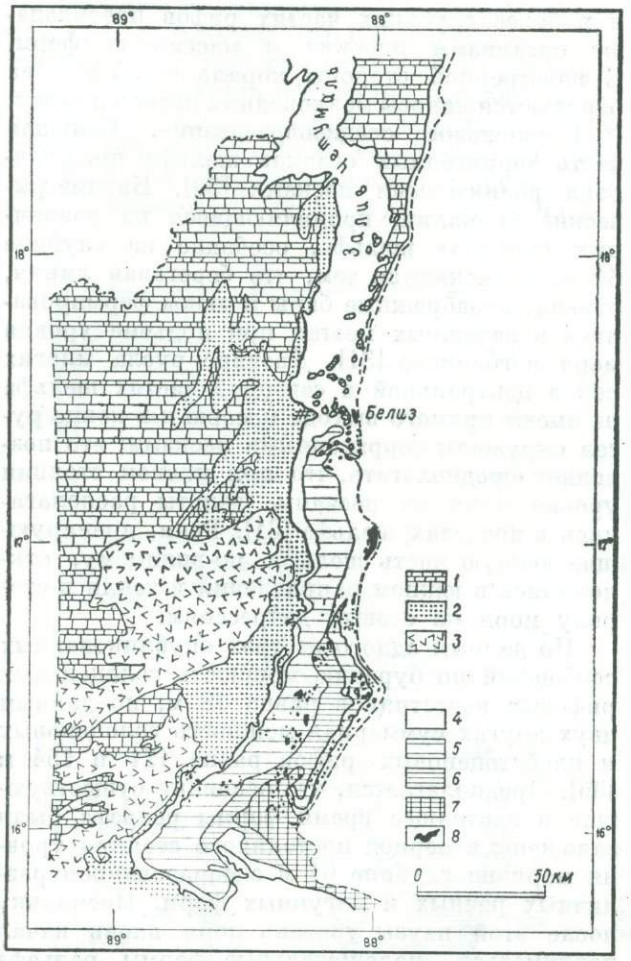
На внутреннем шельфе имеются рифы двух основных форм — округлые (или изометричные) и линейные (или удлиненные). Последние имеют тенденцию загибаться на концах, образуя в конечном итоге кольцевые рифы или плоские атоллы [30]. Наветренная часть этих рифов покрыта колониями ветвистых кораллов и миллепор; на гребнях рифов развиты коралловые водоросли, а с подветренной стороны и в более глубоких частях рифов преобладают организмы плоских и массивных форм. С наветренной стороны коралловых построек образуются наносы мелководных песков и галек.

Голоценовое осадкообразование. Большая часть терригенных осадков шельфа представлена реликтовыми песками [30]. Батиметрические аномалии, проявляющиеся на различных глубинах шельфа, особенно на глубине 64 м, объясняются тем, что береговая линия, отмели, предбрежные бары и дюны формировались в затишных местах при подъеме уровня моря в голоцене [31]. Древние русла многих рек в центральной и северной частях шельфа не имеют прямого выхода к морю и в конце русел окружены терригенными песками; это позволяет предполагать, что при низком стоянии уровня моря их песчаные дельты располагались в пределах шельфа [31]. Реки, дренирующие южную часть шельфа, по-видимому, отклонялись в южном направлении и текли в сторону моря по осевым депрессиям.

По данным одного из трех опубликованных сообщений по бурению мощность голоценовых рифовых известняков равна 18 м; по данным двух других суммарная мощность голоценовых и плейстоценовых рифов равна 121 и 154 м [39]. Предполагается, что основные существующие в настоящее время формы рельефа были заложены в период постоянного стояния уровня моря на глубине 64 м с образованием различных речных и лагунных форм. Поскольку после этой паузы уровень моря вновь начал подниматься, положительные формы рельефа являлись фундаментом, на котором росли кораллы. Таким образом, современное распространение рифов на большинстве внутренних шельфов может отражать формы рельефа, заложенные в период постоянного стояния уровня моря.

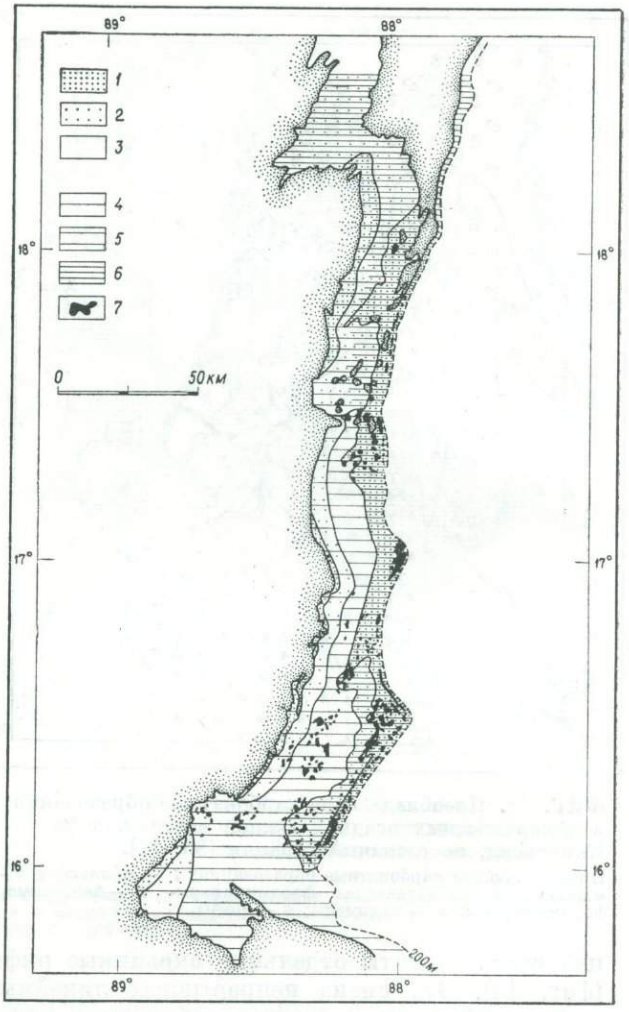
Шельф Белиз протягивается на юг от полуострова Юкатан примерно на 250 км до Гондурасского залива (фиг. 19). Ширина шельфа 20—40 км, площадь около 8400 км^2, край шельфа крутой, отвесный.

Морфология. Северная часть шельфа ограничена низкой закарстованной поверхностью полого залегающих кайнозойских и меловых карбонатных пород; лишь несколько небольших рек стекает на шельф. Внутренняя часть шельфа ровная, мелкая, глубины редко превышают 8 м (фиг. 19). Южная часть шельфа примыкает к гористой местности, сложенной палеозойскими породами, метаосадками и кислыми интрузивами. Горы Майя окружены прибрежной равниной, сложенной терригенными класти-



ФИГ. 19. Батиметрическая карта континентального шельфа Белиз [56, 40].

1 — массив известняков; *2* — прибрежная равнина; *3* — горы Майя. Глубина (в м): *4* — менее 10, *5* — 10—30, *6* — 30—50, *7* — 50—200; *8* — возвышающийся над водой риф.



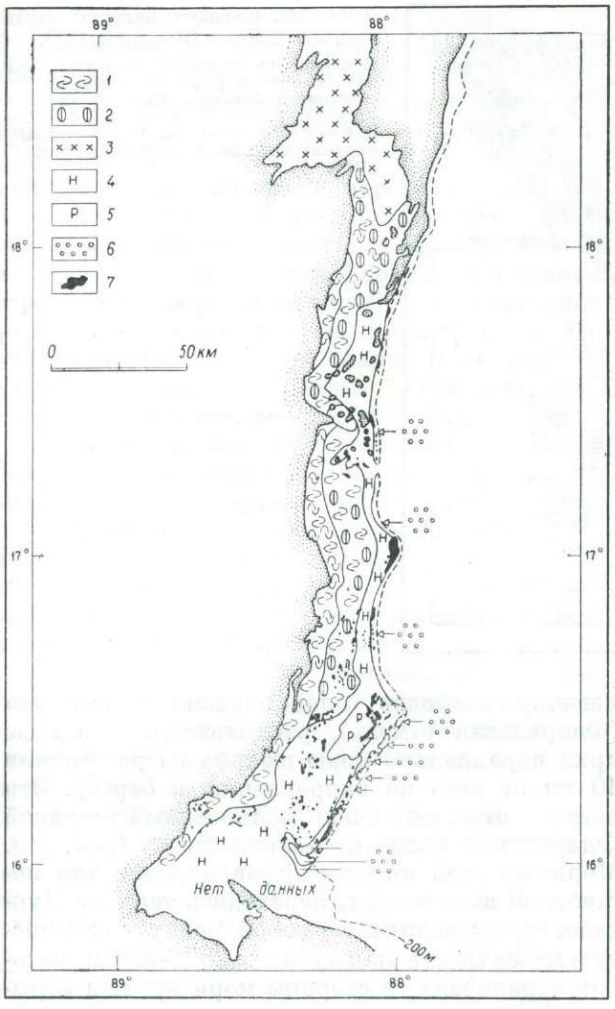
ФИГ. 20. Структуры поверхностных осадков и содержание в них карбонатов на континентальном шельфе Белиз [56, 40].

Пески (терригенные и карбонатные): *1* — более 75%; *2* — 25—75%; *3* — менее 25%. Содержание карбонатов: *4* — 0—25%; *5* — 25—80%; *6* — более 80%, *7* — рифы.

ческими осадками, по которой протекают многочисленные реки. Батиметрия внутреннего шельфа отражает особенности топографии суши. Глубина погружения шельфа меняется в южном направлении от 20—25 м у города Белиз (17°30′ с. ш.) до более чем 200 м в районе Гондурасского залива на широте 16° (фиг. 19).

Внутренний край шельфа представляет собой возвышенную платформу шириной 3—10 км, глубина здесь редко превышает 3 м. Обрывистый мористый край этой платформы венчается почти непрерывным коралловым рифом, с подветренной стороны расположены многочисленные небольшие низкие острова. На юге барьерная платформа сужается до 100 м и, загибаясь в виде крюка, заканчивается в Гондурасском заливе [47, 48].

Поверхностные осадки. Мелководная северная часть шельфа, отделенная от открытого океана барьерным рифом, отдельными разбросанными островами, а также южной частью полуострова Юкатан и заканчивающаяся на севере в заливе Четумаль, покрыта карбонатно-глинистыми илами, содержащими значительную примесь раковин фораминифер (фиг. 19 и 20). Поскольку в северном направлении происходит постепенное уменьшение циркуляции воды, в этом же направлении меняется состав фораминифер от милиолид, развитых в осадках открытых лагун, через пенероплиды до скрытокристаллических форм в осадках



ФИГ. 21. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках шельфа Белиз [56, 40].

1 — моллюски, *2* — фораминиферы; *3* — скрытокристаллические верна; *4* — халимеды; *5* — птероподы; *6* — кораллы, коралловые водоросли, халимеды; *7* — риф.

залива Четумаль [40]. Распространение терригенных осадков ограничено прибрежной зоной (фиг. 20) [56, 40].

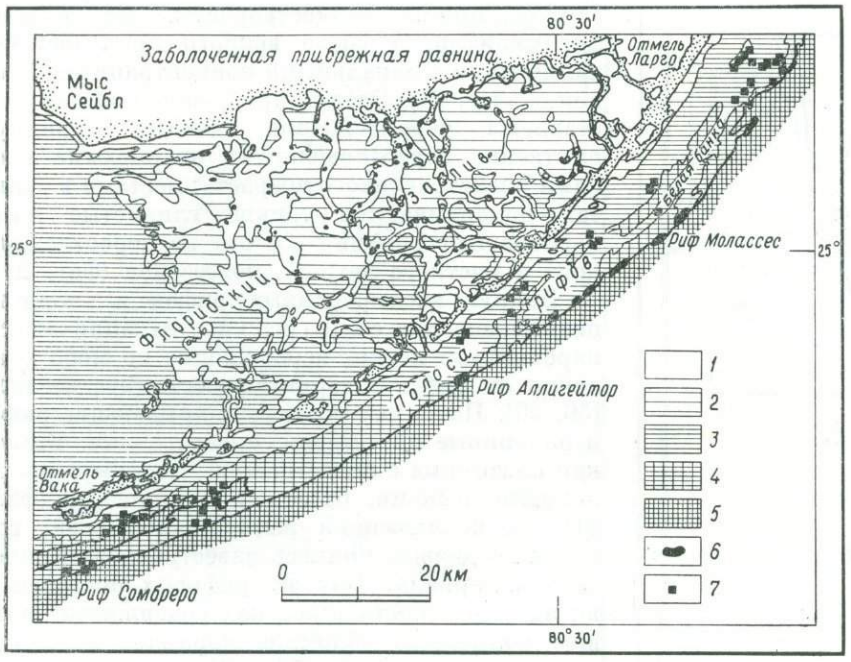
В более глубоководной южной лагуне развиты илы, содержащие значительную примесь терригенных глин. Содержание этих глин преимущественно монтмориллонитового состава меняется от 50% и более в осадках вдоль западного берега до 20% и менее в районе барьерной платформы [56]. Тонкозернистые карбонатные осадки образуются за счет измельчения более крупных известковых раковин [29], а также при осаждении карбонатного наннопланктона [42]. Карбонатные зерна песчаной и более крупной размерности представлены главным образом обломками тонкостворчатых моллюсков, фораминифер, а возле южного края шельфа халимедами с локальными концентрациями птеропод (фиг. 21). Осадки прибрежной зоны представлены терригенными песками — преимущественно переотложенными кварцевыми песками плейстоценового возраста; местами в дельтах накапливаются тонкие глинистые илы; карбонатная фракция состоит из переотложенного и местного детрита моллюсков (фиг. 21).

Вокруг изолированных рифов и атоллов, поднимающихся со дна лагуны, накапливаются карбонатные пески, переходящие по мере удаления от рифов в терригенные глинистые илы [56, 40]. Почти все осадки, покрывающие рифы и окраинные платформы, органогенные. Широкая платформа с подветренной стороны барьера покрыта песками, богатыми халимедами (фиг. 21), за исключением равнины Талассиа, где осадки содержат примесь известкового глинистого материала. Внутри рифовых построек и на их поверхности в осадках содержится большое количество обломков кораллов и коралловых водорослей [56, 40].

Рифы. Барьерная платформа является основанием, на котором образуется прерывистый риф; в мелководных частях его растут ветвистые кораллы, мшанки и известковые водоросли. Выступы растущего рифа окружены крупными обломками ветвистых кораллов, которые накапливаются около рифового хребта, часто цементируются и образуют твердые постройки [24]. В пределах северной части внутреннего шельфа рифы отсутствуют, а в южной его части имеется лабиринт узких и длинных рифов, платформ, атоллов и рифовых останцов различной формы [56, 46]. Мелкие рифы незональны, а более крупные в открытых водах имеют зональное строение: с наветренной стороны они имеют форму полумесяца — здесь растут кораллы; под их защитой с подветренной стороны накапливаются песок и крупные обломки, так же как и на рифах, расположенных на краю шельфа.

Голоценовое осадкообразование. Согласно сейсмическим исследованиям и по данным бурения [39], многие лагунные рифы и барьерные платформы представляют собой надстройки, образованные в голоцене на возвышенностях, заложенных в доголоценовое время. Высота голоценовых образований на этих возвышенностях меняется от 8 до 20 м, составляя в среднем 12 м [39].

Постепенное затопление лагуны при поднятии уровня моря в голоцене началось с южного конца шельфа, а северная его часть не была



ФИГ. 22. Батиметрическая карта шельфа южной Флориды [18].

В южной части шельф открытый, так как острова и рифы не образуют сплошного барьера. Глубина (в метрах): *1* — 0—1, *2* — 1—2, *3* — 2—6, *4* — 6—10, *5* — более 10; *6* — рифы окраины шельфа; *7* — обособленные рифы.

затоплена до тех пор, пока уровень моря не достиг отметки на 10 м ниже современного уровня. В течение большей части этого времени южная часть лагуны, возможно, представляла собой большой эстуарий, ограниченный со стороны моря известняковой грядой, служившей в плейстоцене барьером. Большая часть терригенных глинистых осадков, поступавших с континента, отлагалась в этом эстуарии. В это же время развивались рифы, и влияние барьера уменьшилось лишь после того, как уровень моря поднялся выше поверхности закарстованных возвышенностей до уровня примерно на 20 м ниже современного уровня моря. Только с этого момента началось интенсивное накопление карбонатных осадков, мощность которых в южной части лагуны составляет 3—5 м.

Во время подъема уровня моря северная часть шельфа представляла собой прибрежную равнину, покрытую терригенным материалом. В настоящее время подстилающие терригенные осадки перемешаны с современными известковыми глинистыми илами в результате жизнедеятельности роющих организмов [40].

Шельф южной Флориды. Шельф южной Флориды окружает южную оконечность полуострова Флорида и связывает шельф Северной Атлантики с шельфом восточной части Мексиканского залива, образуя дугу, охватывающую с южной и западной стороны Майами на протяжении 360 км. Мелководный шельф включает в себя цепочку островов плейстоценового возраста (Флоридская отмель), расположенных в виде арки параллельно краю шельфа на расстоянии 10 км от него по направлению к берегу. Эти острова отделяют очень мелководный широкий Флоридский залив от полосы рифов (фиг. 22). Мористее этой полосы рифов морское дно постепенно понижается, переходя в террасу Пуртале, представляющую собой ровную каменистую поверхность на глубинах 200—300 м, которая ограничена со стороны моря крутым обрывом, проходящим по оси Флоридского пролива [20].

Морфология. Полоса рифов состоит из ряда небольших растущих коралловых рифов, песчаных отмелей, банок, покрытых растениями, и удлиненных впадин. За Верхней Флоридской отмелью, представляющей собой острова, сложенные плейстоценовыми рифовыми известняками, расположены два прерывистых параллельных хребта: внешний хребет — разрозненные рифы шельфовой окраины, твердые банки, а также глыбы кораллов и органогенные пески — и внутренний хребет (Белая банка), сложенный органогенными песками и отдельными рифами вдоль обращенной к морю окраины шельфа (фиг. 22).

Флоридский залив — это широкая, мелководная область, простирающаяся от прибрежных затопленных низин на континенте до Нижней Флоридской отмели, состоящей из островов, сложенных плейстоценовыми оолитовыми

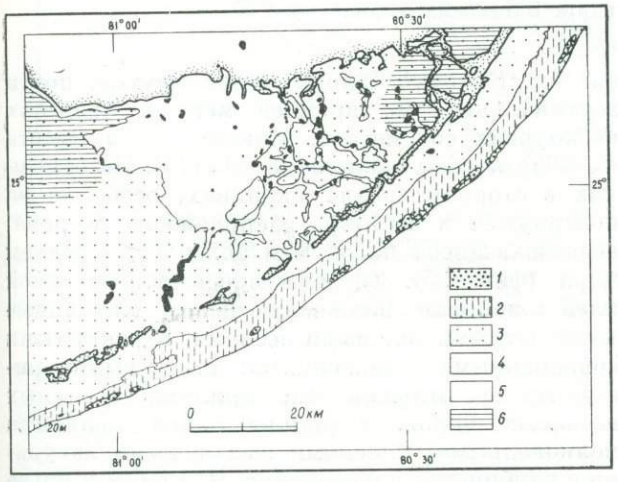
известняками. Северная часть залива (фиг. 22), защищенная непрерывным барьером островов, представляет серию покрытых растениями илистых банок глубиной менее 0,3 м; в северном углу залива эти банки окаймляют широкий бассейн глубиной 2—3 м, дно которого сложено плейстоценовыми породами, либо обнаженными, либо покрытыми тонким (мощностью несколько сантиметров) слоем ракушечных илов. В южной части Флоридского залива островной барьер прерывистый, что позволяет приливно-отливным волнам проникать из Атлантики в Мексиканский залив. В результате сильные течения и волновая активность препятствуют накоплению карбонатных осадков, и поэтому известковые породы на дне либо обнажены, либо покрыты тонким (менее 0,3 м) слоем глинистых органогенных песков.

Поверхностные осадки. На картах распространения поверхностных осадков (фиг. 23 и 24) выделены три области, каждая из которых характеризуется отложениями различного гранулометрического и фаунистического состава:

1. Внутренняя часть Флоридского залива отличается ограниченной циркуляцией вод, что допускает аккумуляцию карбонатных илов с раковинами местных моллюсков и фораминифер.

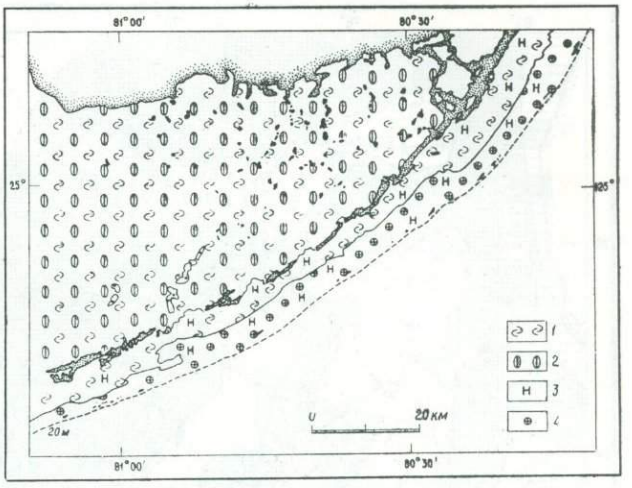
2. Внешняя часть Флоридского залива (юго-западнее банки, фиг. 22) характеризуется сильными приливно-отливными течениями и высокой волновой активностью со стороны открытого Мексиканского залива, благодаря чему тонкие осадки выносятся, и накапливается маломощный (менее 30 см) слой современного ракушечного детрита и обломков плейстоценовых известняков.

3. Полоса рифов (фиг. 22), где открытая циркуляция вод и приливно-отливные течения способствуют образованию лагун и окраинных рифов, а также накоплению карбонатных и глинисто-карбонатных песков, богатых обрывками водорослей. Более детальное описание этих осадков приведено в работах [18, 50].



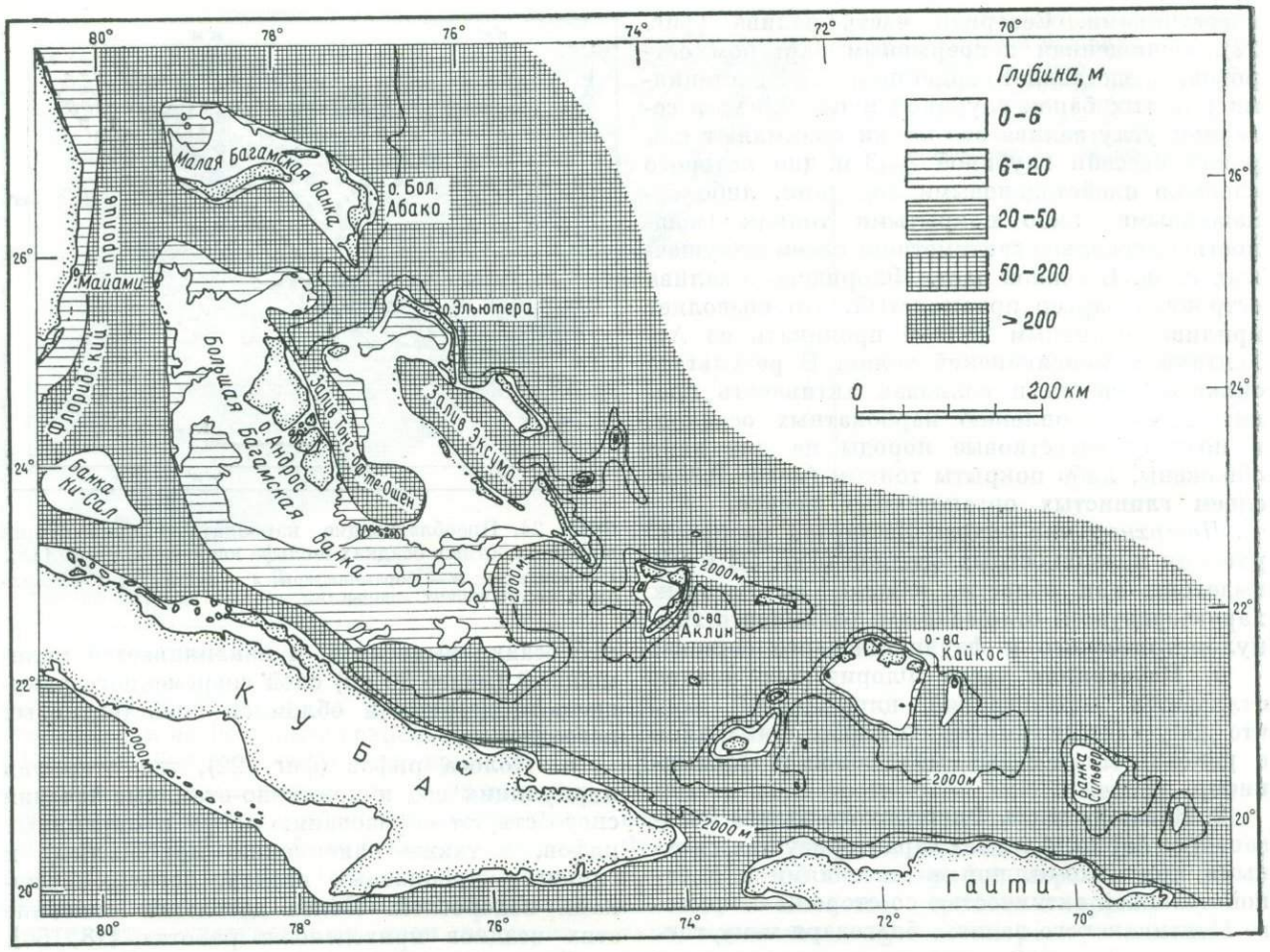
ФИГ. 23. Структуры поверхностных осадков и содержание в них карбонатов на шельфе южной Флориды [18, 50].

Структура (терригенные и карбонатные осадки), в скобках указано содержание фракции < 0,01 мм: *1* — гравий; *2* — песок (0—10%); *3* — песчанистый ил (10—50%); *4* — глинистый ил (> 50%). Содержание карбонатов: *5* — 100%; *6* — 95—100%.



ФИГ. 24. Преобладающие карбонатные образования в поверхностных осадках шельфа южной Флориды [18]. *1* — моллюски; *2* — фораминиферы; *3* — халимеды; *4* — кораллы и кораллиновые водоросли.

Голоценовое осадкообразование. Поскольку плейстоценовая поверхность располагается на двух различных уровнях, голоценовое осадконакопление происходило в два этапа. Первый начался после поднятия уровня моря до —20 м, при этом были затоплены наиболее глубокие части пояса рифов. В это время риф, вероятно, начал расти вдоль края перегиба шельфа, и вскоре в мелководных условиях мористее современных Флоридских отмелей начали накапливаться карбонатные глинистые осадки с раковинным детритом. По мере подъема уровня моря вдоль шельфовой окраины продолжался рост рифа, который потом распространился в лагуну. Карбонатные глинистые илы сменялись сначала глинистыми ракушечными песками, а затем чистыми песчаными осадками [15]. Второй этап голоценового осадконакопления, во время которого отлагались глинистые илы внутренней части Флоридского залива, начался не ранее 4 тыс. лет назад, когда при подъеме уровня моря было затоплено все скалистое дно. Вначале образовались манг-

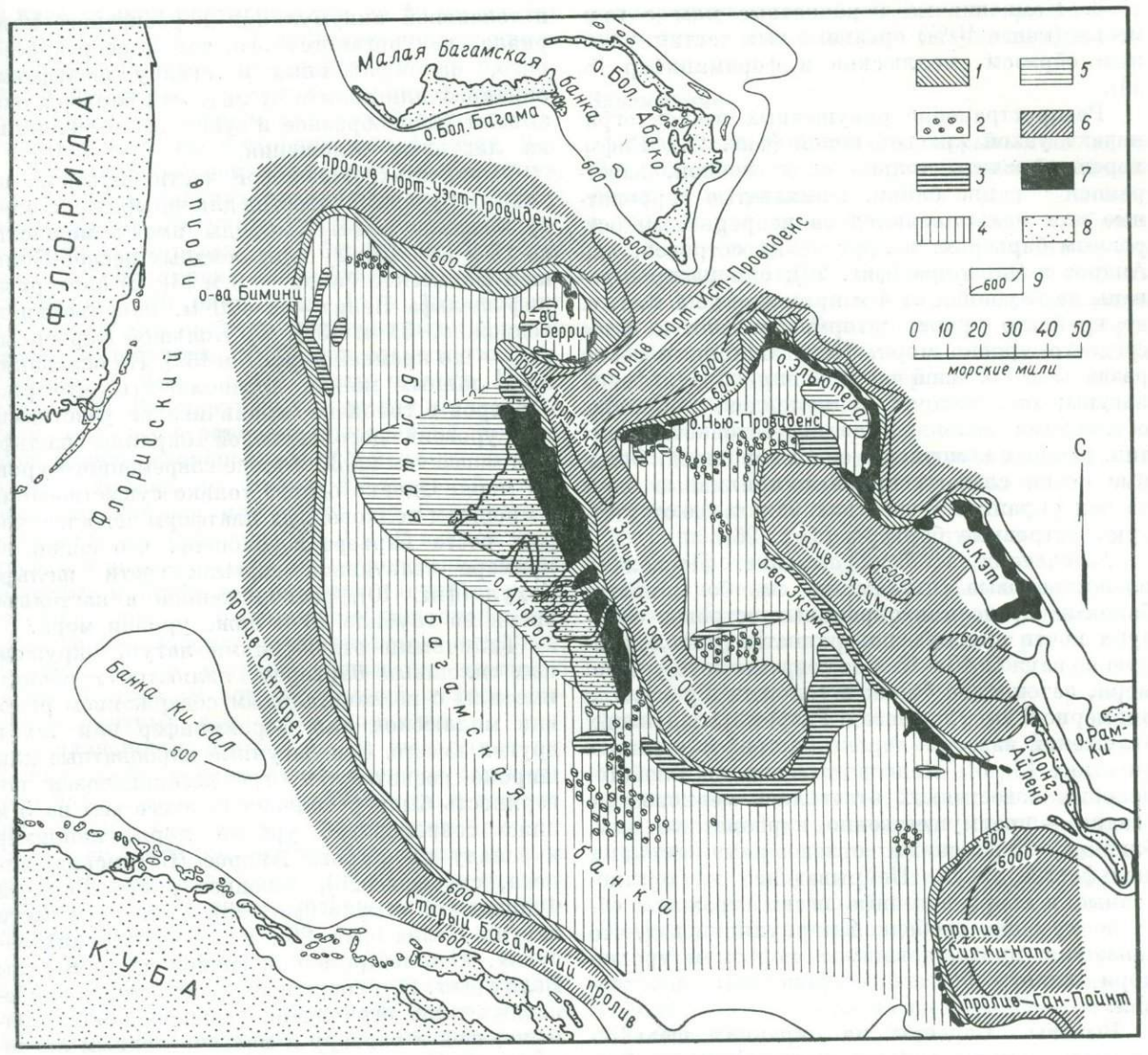


ФИГ. 25. Батиметрическая карта Багамских банок.

ровые торфяники внутриприливной зоны, которые затем были перекрыты толщей карбонатных глинистых илов мощностью 4 м с обломками фораминифер и моллюсков.

Багамские банки. Багамские банки представляют собой серию выровненных карбонатных платформ, окруженных глубокими зонами океана. Эта область занимает площадь 96 тыс. км^2 и простирается от северной части Флориды до острова Пуэрто-Рико (фиг. 25). Считается, что Багамская провинция не является частью Атлантического континентального шельфа, и ряд исследователей относят ее фундамент к океаническим образованиям [11].

Морфология. Банки имеют различный размер и конфигурацию, однако с запада на восток наблюдается тенденция к сокращению их площади и усложнению рельефа (фиг. 25). Возможно, это связано с постепенным углублением бассейна по направлению к Атлантическому океану. Краевые склоны банок крутые, почти вертикальные, по крайней мере в пределах нескольких сот метров. Максимальная высота их 4500 м, углы наклона до 40° [14]. На открытых в сторону океана окраинах, особенно на повернутых к востоку, расположены острова, возвышающиеся на 50 м и более над уровнем моря (фиг. 25). Острова представляют собой плейстоценовые пляжевые дюны, сложенные карбонатными эоловыми песками, перекрытыми современными отложениями: пляжевыми, рифовыми и отложениями приливно-отливных песчаных баров. Вершины банок являются мелководными, плоскими шельфовыми лагунами с глубинами, как правило, менее 6 м и нигде не превышающими 15 м (фиг. 25). В тех местах, где мелководные шельфовые лагуны окружены непрерывными островными барьерами, как, например, к западу от островов Андрос и Элъютера (фиг. 26), циркуляция вод ограничена,



ФИГ. 26. Поверхностные осадки Большой Багамской банки и прилегающих глубоководных участков океана [54].
1 — органогенные пески (> 40% органических частиц); *2* — локальные участки органогенных песков вокруг отдельных рифов и коралловых поднятий; *3* — оолитовые пески (> 50% оолитов); *4* — пеллетоидные пески; *5* — пеллетоидные пески с глинисто-карбонатной основной массой и карбонатные илы; *6* — органогенные пески и карбонатные илы, преимущественно пелагические; *7* — гряды и острова плейстоценовых оолитовых известняков (см. батиметрическую карту); *8* — обнаженные участки, лишенные осадочного чехла; *9* — изобаты (в футах).

что сопровождается отложением глинистых илов, повышением солености и сокращением популяций бентосных организмов. Там, где краевые барьеры отсутствуют или имеют прерывистое строение, усиливается действие волн и приливно-отливных течений, и в лагунах откладываются лишенные глинистой примеси неорганогенные пески со следами волновой ряби.

Поверхностные осадки. Наиболее полно изучены поверхностные осадки Большой Багамской банки; их можно подразделить на три основные группы:

1. Рифы и органогенные пески, богатые остатками водорослей и обломками кораллов.

2. Неорганогенные пески, состоящие из пелоидов, ооидов и покрытых оболочками пелоидов, из агрегатов этих и органогенных частиц, образующих рыхлые комки, а также из обломков пород [23, 38, 54, 51].

3. Комковидные карбонатные илы с примесью (менее 10%) органогенных частиц, главным образом моллюсков и фораминифер [8, 44].

Распространение ракушечных песков ограничено узкой краевой зоной (фиг. 26). Рифы хорошо развиты только на восточной, наветренной окраине банки. Комковатые карбонатные илы накапливаются за непрерывным островным барьером, вокруг таких островов, как Андрос и Эльютера (фиг. 26); они распространены на глубинах от 4 м примерно до 1 м, т. е. до крайнего уровня штормовых волн и выше среднего уровня моря. Неорганогенные пески развиты на большей части обширной шельфовой лагуны; они состоят из пелоидов, покрытых оболочками пелоидов, из агрегатов этих частиц, рыхлых комочков и обломков пород. Ооидные пески слагают крупные приливные бары на тех окраинных участках банки, где отсутствуют островные барьеры (фиг. 26).

Голоценовое осадкообразование. Поскольку плейстоценовые отложения на большинстве банок за пределами окраинных островов образуют почти плоскую поверхность, расположенную не глубже 10—15 м от современного уровня моря, затопление банок в голоцене произошло примерно 6 тыс. лет назад. Разрез последующих отложений известен только на трех окраинных участках [3, 6]. Непосредственно на плейстоценовых известняках отлагались мелководные осадки — преимущественно карбонатные илы, близкие современным отложениям закрытых шельфовых лагун. Покрывающие их органогенные и неорганогенные пески отражают обстановку более свободной циркуляции вод, что связано с продолжавшимся подъемом уровня моря вплоть до его современного положения.

Выводы. Барьеры на окраинах шельфов развиты обычно только в тропических бассейнах. Некоторые барьеры сложены плейстоценовыми известняками, как, например, пляжевые дюны (эолиниты) Багамских банок (фиг. 26) или рифы плейстоценовой банки южной Флориды (фиг. 22). Другие барьеры представляют собой голоценовые рифы, сформировавшиеся на рифах плейстоценового возраста, как, например, Белиз (фиг. 19), прерывистые внешние рифы южной Флориды (фиг. 22) и, возможно, Большой Барьерный риф (фиг. 14 и 15). Остальные являются банками, сложенными ооидными песками — Большие Багамские банки (фиг. 26)— или ракушечными песками — Белая банка полосы рифов близ Флориды (фиг. 22). Барьеры образовались в результате интенсивной аккумуляции карбонатного материала, как органогенного, так и неорганогенного, на обращенных к океану шельфовых окраинах или вблизи от них. Эти барьеры оказывают разнообразное и существенное влияние на лагунные отложения.

Мощность голоценовой части барьеров, по данным бурения, известна для четырех районов: 1) внешние рифы Флориды имеют мощность до 16 м [22, 15]; 2) бары ооидных песков Большой Багамской банки — 8 м [3]; 3) барьерный риф шельфа Белиз — 8—20 м, максимальная, возможно, 31 м [39]; 4) Большой Барьерный риф — по крайней мере 18 м [39]. На основании этих данных можно предположить, что рост барьеров в голоцене ограничивался участками, где уровень доголоценовой окраины шельфа был менее чем на 30 м ниже современного уровня моря. Однако одного только существования в прошлом мелководных платформ недостаточно для роста барьера в голоцене, что видно на примере неактивной возвышенности шельфа Сахул (фиг. 10), расположенной в настоящее время на глубине 20 м ниже уровня моря.

Типичными отложениями лагун, окруженных сплошным барьером, являются карбонатные илы с незначительным содержанием раковин моллюсков или фораминифер или тех и других вместе. Эти лагунные карбонатные илы широко развиты там, где доголоценовая поверхность была расположена менее чем на 5 м ниже современного уровня моря, например к западу от острова Андрос (Багамские острова, см. фиг. 26), западнее рифов Верхней Флоридской отмели (фиг. 23), в северной части лагуны Белиз (фиг. 20). В более глубоких лагунах, как, например, в южной части лагуны Белиз (фиг. 20), современное накопление карбонатных илов ограничено внешней зоной, примыкающей к барьеру и многочисленным лагунным рифам; на остальной части лагуны развиты в основном терригенные глины — реликтовые осадки, вероятно, раннеголоценового возраста с примесью современных моллюсков и фораминифер [56]. Недостаточно ясно, какое влияние оказывает Большой Барьерный риф на лагунные осадки. Возможно, он способствует широкому развитию мшанок и моллюсков, а также накоплению терригенных глин в осевой части лагуны (фиг. 17).

Влияние прерывистых барьеров ограничивается узкой прилегающей к ним зоной. С восточной стороны Большой Багамской банки в районе островов Эксума (фиг. 26) приливно-отливные каналы между островами являются местами образования ооидных песков, которые

в виде языков протягиваются на 10 км внутрь шельфовой лагуны. В пределах полосы рифов Флориды широкие промежутки между отдельными постройками дают возможность рифообразующим организмам окраинной зоны протягиваться на 2 км в сторону шельфа (фиг. 24).

Барьеры обеспечивают защиту, необходимую для роста в лагунах различных типов коралловых рифов. Лагунные рифы наиболее обильно развиты за непрерывными барьерами Флориды (фиг. 22), Багамских банок (фиг. 26) и Большого Барьерного рифа (фиг. 14 и 15). Однако не всегда при наличии непрерывных барьеров имеются лагунные рифы: они отсутствуют, например, в центральной части шельфа Белиз (фиг. 19). Распространение рифов на шельфовых окраинах ограничено наветренной, доступной волнам стороной платформенных окраин, как, например, на Большой Багамской банке; они отсутствуют или очень слабо развиты с подветренной стороны [36, 19]. В южной Флориде и в районе Багамских островов окраинные барьеры и связанные с ними лагунные рифы наиболее широко развиты на обращенной в сторону моря окраине плейстоценовых островов, поскольку эти острова защищают внешнюю часть шельфа от вод внутренней лагуны, неблагоприятных для роста кораллов.

Голоценовые отложения на шельфах с окраинными барьерами имеют сложное строение: они накапливаются по крайней мере в два этапа, сходных с этапами, характерными для открытых шельфов (см. выше). Затопление шельфа и последующая за этим аккумуляция осадков определялись главным образом доголоценовыми формами рельефа.

Там, где доголоценовая поверхность имела резко выраженный рельеф с высотами порядка 50 м, как, например, на шельфе Белиз, первоначально была затоплена лишь наиболее глубокая южная лагуна (фиг. 19, 20). Рост рифов на платформе плейстоценового барьера и на вершинах карстовых останцов начался только после их затопления, примерно 6 тыс. лет назад [39].

Мелководные плоские поверхности шельфа южной Флориды и Большой Багамской банки также были затоплены примерно 6 тыс. лет назад, а самые древние осадки шельфовой лагуны представлены мелководными карбонатными илами и глинистыми песками с большим количеством обломков раковин моллюсков [6—15]. В результате подъема уровня моря после затопления всей территории шельфа на окраине начали расти рифовые постройки, а в лагуне накопленные ранее глинисто-карбонатные илы перекрылись органогенными и неорганогенными песками или локально лагунными рифами.

Заключение

Сравнение открытых и закрытых шельфов. Осадки открытых и закрытых шельфов имеют отчетливые различия. Так, расположенные в виде параллельных полос тонкие карбонатные пески восточной части шельфа Мексиканского залива (фиг. 6) резко отличаются от барьерных рифов и глинисто-карбонатных лагунных илов шельфа Белиз (фиг. 20). В некоторых случаях, однако, открытые и закрытые шельфы имеют некоторые общие черты. Например, как шельф южной Флориды (фиг. 22), так и Большая Багамская банка (фиг. 26) имеют открытые и закрытые участки. В других случаях, в частности на шельфах Сахул (фиг. 10) и Юкатан (фиг. 7), современные условия, характерные для открытых шельфов, могли существовать лишь в течение короткого отрезка геологического времени. Временно изолированные и неактивные рифы и банки шельфовых окраин при изменении условий могут снова начать расти, образуя типичные окраинные барьеры. Распространение закрытых шельфов ограничено тропическими бассейнами, поскольку только в теплых водах аккумуляция карбонатов на шельфовых окраинах может успевать за быстрым подъемом уровня моря в голоцене. Однако не все шельфы или платформы тропических бассейнов имеют окраинные барьеры; например, они не развиты на шельфах Сахул и Юкатан, а также местами на Большой Багамской банке и шельфа южной Флориды. Некоторые авторы объясняют это отсутствием необходимых для роста рифов доголоценовых поднятий [39]. Отсутствием доголоценового барьера на шельфе Юкатан можно объяснять также существование там условий открытого шельфа. На окраинных частях шельфа Сахул барьер не мог образоваться при подъеме уровня моря, по-видимому, в результате неблагоприятных гидродинамических условий.

Карбонатные отложения на шельфах бассейнов умеренных и полярных широт. Первым, кто обратил внимание на широкое развитие карбонатных осадков на шельфах бассейнов умеренных и полярных широт, был Чейв [7]; его выводы были подтверждены последующими исследованиями [26]. Кораллиновые водоросли в виде корок и желваков (родолитов) широко распространены на шельфах бассейнов, развитых в высоких широтах [1]. Банки агерматипных ветвистых кораллов *Lophelia* высотой

до 60 м расположены вдоль большей части шельфа Северной Атлантики [52]. Большинство этих коралловых банок находится на глубинах 180—270 м. Они распространены до 70 ° с. ш. и, кроме кораллов, содержат остатки червей, мшанок, брахиопод, ежей и моллюсков [52]. Осадки на широкой южной части шельфа Австралии между 35 и 45 ° ю. ш. представлены главным образом карбонатами [9], основной составной частью которых являются мшанки, составляющие 20—50% осадка; две трети этих организмов представлены голоценовыми формами.

Хотя температуры ниже 15 °С и не препятствуют широкому развитию карбонатов на шельфе, такие низкие температуры и другие соответственно меняющиеся факторы ограничивают разнообразие типов осадков, препятствуют массовому накоплению карбонатных илов, а также, возможно, замедляют скорость их накопления.

Карбонаты на шельфах с широким развитием терригенных илов. Привнос терригенных илов препятствует распространению карбонатов на шельфе, поскольку он связан с поступлением больших объемов пресной воды, понижающей соленость; при этом мутные воды, содержащие большое количество взвеси, затрудняют проникновение света, поэтому глинистые илы являются неблагоприятным субстратом и для развития большинства бентосных организмов. Быстро осаждающиеся терригенные частицы также значительно разбавляют карбонатные осадки. Именно по этим причинам на шельфах с крупными дельтами карбонатных осадков либо нет совсем, либо их очень немного.

Однако на внешних участках шельфов, где терригенные илы отсутствуют или развиты очень слабо, а воды чистые и прозрачные, осадки содержат значительную примесь карбонатного материала. На шельфе северо-восточного побережья Южной Америки между устьем Амазонки и Тринидадом во внутренней части шельфа развиты терригенные илы; в осадках внешней части содержание карбонатного материала возрастает до 90% [17]. Даже в северо-западной части Мексиканского залива за дельтой Миссисипи возле шельфовой окраины имеются локальные банки органогенных карбонатных осадков [10].

Голоценовые и более древние отложения шельфов. Реликтовые отложения, покрывающие многие открытые шельфы, представляют собой аналоги базальных трансгрессивных серий более древних разрезов. Как в голоценовых, так и в более древних отложениях эти серии, как правило, маломощны и содержат ископаемые остатки и обломки пород из подстилающих слоев, а также разнообразный комплекс фауны открытого моря. Голоценовые карбонатные осадки, образованные в мелководных условиях (на глубине < 10 м), аналогичны широко распространенным и маломощным карбонатным осадкам ископаемых шельфов. Наиболее обычными элементами этих ископаемых разрезов являются мелководные лагунные карбонатные илы, банки ракушечного детрита и карбонатных илов, рифы, ооидные и пелоидные пески и отложения приливно-отливных зон. Подобные образования встречаются в шельфовых лагунах Багамских банок, южной Флориды, северного Белиза, в южной части Персидского залива, так же как и на широко распространенных по всему миру рифах и банках.

Такого рода широкие сопоставления показывают, что при изучении последовательных стадий голоценового осадкообразования на шельфах можно реконструировать сходные регрессивные или мелководные серии осадков, характеризующие историю карбонатообразования в целом.

Список литературы

1. *Adey W. H., Macintyre I. G.*, 1973, Crustose coralline algae, a re-evaluation in the geological sciences, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 883—904.
2. *Back R. M.*, 1972, Recent depositional environment of the Florida Middle Ground (M.S. thesis), Florida State Univ., 224 p.
3. *Ball M. M.*, 1967, Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas, Jour. Sediment. Petrology, 37, p. 556—591.
4. *Ballard R. D., Uchupi E.*, 1970, Morphology and quaternary history of the continental shelf off the Gulf Coast of the United States, Bull. Marine Sci., 20, p. 547—560.
5. *Bathurst R. G. C.*, 1966, Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites, Geol. Jour., 5, p. 15—32.
6. *Buchanan H.*, 1970, Environmental stratigraphy of Holocene carbonate sediments near Frazers, Hog Cay, B.W.I. (Ph. D. thesis), Columbia Univ., 229 p.
7. *Chave K. E.*, 1967, Recent carbonate sediments — an unconventional view, Jour. Geol. Educ., XV, p. 200—204.
8. *Cloud P. E.*, 1962, Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 350, p. 1—138.
9. *Conolly J. R., Von Der Borch C. C.*, 1967, Sedimentation and physiography of the sea floor south of Australia, Sediment. Geol., 1, p. 181—220.
10. *Curray J. R.*, 1960, Sediments and history of Holocene transgression, Continental Shelf, Northwest Gulf of Mexico, in *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel T. H.*, eds., Recent sediments Northwest Gulf of Mexico, Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Oklah., p. 221—267.
11. *Dietz R. S., Holden J. C., Sprou W. P.*, 1973, Geotectonic evolution and subsidence of Bahama Platform, Geol. Soc. America Bull., 81, p. 1915—1928.
12. *Emery K. O.*, 1968, Relict sediments on continental shelves of the world, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 52, p. 445—465.
13. *Emery K. O., Uchupi E.*, 1972, Western North Atlantic Ocean, topography, rocks, structure, water,

life, and sediments, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem., 17, 504 p.
14. *Emiliani C.*, 1965, Precipituous continental slopes and considerations on the transitional crust, Science, **147**, p. 145—148.
15. *Enos P.*, 1974, A carbonate shelf margin, the third dimension, abstr., Geol. Soc. America.
16. *Fairbridge R. W.*, 1950, Recent and Pleistocene coral reefs of Australia, Jour. Geology, **58**, p. 330—401.
17. *Gibbs R. J.*, 1973, The bottom sediments of the Amazon shelf and tropical Atlantic Ocean, Marine Geology, **14**, p. M39 — M45.
18. *Ginsburg R. N.*, 1956, Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **40**, p. 2384—2427.
19. *Ginsburg R. N.*, ed., 1964, South Florida carbonate sediments, guidebook, reprinted as Sedimenta II, Univ. Miami, 1972, 72 p.
20. *Gomberg D.*, 1973, Drowning of the Floridan Platform and formation of a condensed sedimentary sequence, Geol. Soc. America, abstr., **5**, p. 640.
21. *Gould H. R., Stewart R. H.*, 1956, Continental terrace sediments in the northeastern Gulf of Mexico, in Finding ancient shorelines, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., 3, p. 2—19.
22. *Hoffmeister J. E., Multer G.*, 1968, Geology and origin of the Florida Keys, Geol. Soc. America Bull., **79**, p. 1487—1502.
23. *Illing L. V.*, 1954, Bahaman calcareous sands, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **38**, p. 1—95.
24. *James N. P., Ginsburg R. N., Marszalek D. S., Choquette P. W.*, 1973, Early subsea cementation of shallow British Honduras reefs, abstr., Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 57, p. 786.
25. *Land L. S.*, 1970, Carbonate mud, production by epibiont growth on *Thalassia testudinum*, Jour. Sediment. Petrology, **40**, p. 1361—1363.
6. *Lees A., Buller A. T.*, 1972, Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted, Marine Geology, **13**, p. M67 — M73.
27. *Logan B. W., Harding J. L., Ahr W. M., Williams J. D., Snead R. G.*, 1969, Carbonate sediments and reefs, Yucatan Shelf, Mexico, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem., 11, p. 1—196.
28. *Macintyre I. G., Milliman J. D.*, 1970, Physiographic features on the outer shelf and upper slope, Atlantic continental Margin, southeastern United States, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 2577—2598.
29. *Matthews R. K.*, 1965, Genesis of lime mud in southern British Honduras, Jour. Sediment. Petrology, **36**, p. 428—454.
30. *Maxwell W. G. H.*, 1968, Atlas on the Great Barrier Reef, New York, Elsevier, 258 p.
31. *Maxwell W. G. H., Swinchatt J. P.*, 1970, Great Barrier Reef, regional variation in a terrigenous-carbonate province, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 691—724.
32. *McMaster R. L., Milliman J. D., Ashraf A.*, 1971, Continental shelf and upper slope sediments off Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone, West Africa, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 150—159.
33. *Milliman J. D.*, 1972, Atlantic continental shelf and slope of the United States — petrology of the sand fraction of sediments, northern New Jersey to southern Florida, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 529-J, p. J1 — J40.
34. *Milliman J. D., Pilkey O. H., Blackwelder B. W.*, 1968, Carbonate sediments on the continental shelf, Cape Hatteras to Cape Romain, Southeastern Geology, **9**, p. 245—269.
35. *Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A.*, 1972, Sediments of the continental margin of the eastern United States, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 1315—1334.
36. *Newell N. D., Rigby J. K.*, 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank, in *Leblanc R. J., Breding J. C.*, eds., Regional aspects of carbonate deposition, Soc. Econ. Mineralogists and Paleontologists Spec. Publ., 5, p. 15—72.
37. *Patriquin D. G.*, 1972, Carbonate mud production by epibionts on *Thalassia*, an estimate based on leaf growth rate data, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 687—689.
38. *Purdy E. G.*, 1963, Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank, pt. I, Petrography and reaction groups, Jour. Geology, **71**, p. 334—355; pt II, Sedimentary facies, Jour. Geology, **71**, p. 472—497.
39. *Purdy E. G.*, 1974, Reef configurations, Cause and effect, in *LaPorte L. F.*, Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spc Publ., **18**, p. 9—77.
40. *Purdy E. G.*, 1974, Karst determined facies patterns in British Honduras, a Holocene carbonate sedimentation model, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.
41. *Rao M. S.*, 1964, Some aspects of continental shelf sediments off the east coast of India, Marine Geology, **1**, p. 59—88.
42. *Scholle P. A., Kling S. A.*, 1972, Southern British Honduras, lagoonal coccolith ooze, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 195—205.
43. *Shier D. E.*, 1969, Vermetid reefs and coastal development in the Ten Thousand Islands, southwest Florida, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 485—508.
44. *Shinn E. G., Lloyd R. M., Ginsburg R. N.*, 1969, Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas, Jour. Sediment. Petrology, **39**, p. 1202—1228.
45. *Stockman K. W., Ginsburg R. N., Shinn E. A.*, 1967, The production of lime mud by algae in south Florida, Jour. Sediment. Petrology, **37**, p. 633—648.
46. *Stoddart D. R.*, 1962, Three Caribbean atolls, Turneffe Islands, Lighthouse Reef, and Glover's Reef, British Honduras, Atoll Res. Bull., **87**, 151 p.
47. *Stoddart D. R.*, 1963, Effects of Hurricane Hattie on the British Honduras Reefs and Cays, October 30—31, 1961; Atoll Res. Bull., **95**, 142 p.
48. *Stoddart D. R.*, 1969, Post-hurricane changes on the British Honduras reefs and cays, resurvey of 1965, Atoll Res. Bull., **131**, 34 p.
49. *Swift D. J. P., Stanley D. J., Curray J. R.*, 1971, Relict sediments, a reconsideration, Jour. Geology, **79**, p. 322—346.
50. *Swinchatt J. P.*, 1965, Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some Recent carbonate sediments, Jour. Sediment. Petrology, **35**, p. 71—90.
51. *Taft W. H., Arrington F., Haimovitz A., MacDonald C., Woolheater C.*, 1968, Lithification of modern carbonate sediments at Yellow Bank, Bahamas, Bull. Marine Sci., **18**, p. 762—828.
52. *Teichert C.*, 1958, Cold- and deep-water coral banks, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 42, p. 1064—1082.
53. *Teichert C., Fairbridge R. W.*, 1948, Some coral reefs of the Sahul shelf, Geograph. Rev., **38**, p. 222—249.
54. *Traverse A., Ginsburg R. N.*, 1966, Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation, Marine Geology, **4**, p. 417—459.
55. *Van Andel T. H., Veevers J. J.*, 1967, Morphology and sediments of the Timor Sea, Bur. Min. Resources, Geol. and Geophys. Bull., **83**, 173 p.
56. *Wantland K. F., Pusey W. C.*, 1971, The southern sheef of British Honduras, guidebook, New Orleans Geol. Soc., 87 p.

Современные осадки и условия седиментации на континентальном шельфе южной Бразилии, Уругвая, провинций Буэнос-Айрес и Рио-Негро

К. М. Урьен, М. Юинг

Введение

Континентальный шельф южной Бразилии представляет собой узкую и слабо наклоненную затопленную прибрежную равнину, покрытую осадочным чехлом. Его ширина составляет 62 морские мили. Южнее ширина шельфа увеличивается до 170 морских миль и он становится круче. Глубина погружения перегиба шельфа варьирует от 35 фатомов на севере до 50 фатомов на юге. В центральной части изученной территории переход от шельфа к континентальному склону крутой в связи с развитием здесь реликтовых дельт.

Топография шельфа контролируется морфоструктурами прибрежной зоны, главным образом докембрийским и меловым — третичным бассейнами осадконакопления, которые образуют теперь основу континентальной террасы.

Встречаются реликтовые пляжевые гряды, берега, окаймленные барами, и распределительные рукава дельт, в особенности в районе Ла-Платы, Рио-Колорадо и Рио-Негро.

Большая часть осадков шельфа представлена песками (продукты перемещения береговой линии в результате голоценовой трансгрессии), образующими покров толщиной более 15 футов. Распространение алевритисто-глинистых осадков ограничено заливами и эстуариями или каналами внутреннего шельфа близ устья Ла-Платы. Шельфовые лютиты найдены только на перегибе шельфа Риу-Гранди и являются реликтами речных выносов с расположенного поблизости докембрийского плато. Считается, что несколько флуктуаций уровня моря, которые привели к изменению фаций осадков и рельефа дна, происходили в этой области до и после голоценовых трансгрессий, примерно 18 тыс. лет назад.

На перегибе шельфа были обнаружены намытые (проградационные) слои. Они отложены в эстуариях и дельтах крупных рек в периоды низкого положения уровня моря.

Одной из наиболее замечательных черт континентальной окраины востока Южной Америки является постепенное расширение континентального шельфа к югу от 32 ° ю. ш. (фиг. 1). Природные условия и морфологию континентальной окраины контролируют Бразильский щит, холмы Буэнос-Айрес, Патагонский массив, а также послеюрские отрицательные структурные формы, такие, как бассейн Пелотас и бассейны рек Рио-Саладо и Рио-Колорадо [20]. В рельефе бассейны этой группы представлены комплексами низин и прибрежных равнин, таких, как прибрежные равнины Риу-Гранди— Ла-Плата и Баия-Бланка—Рио-Колорадо.

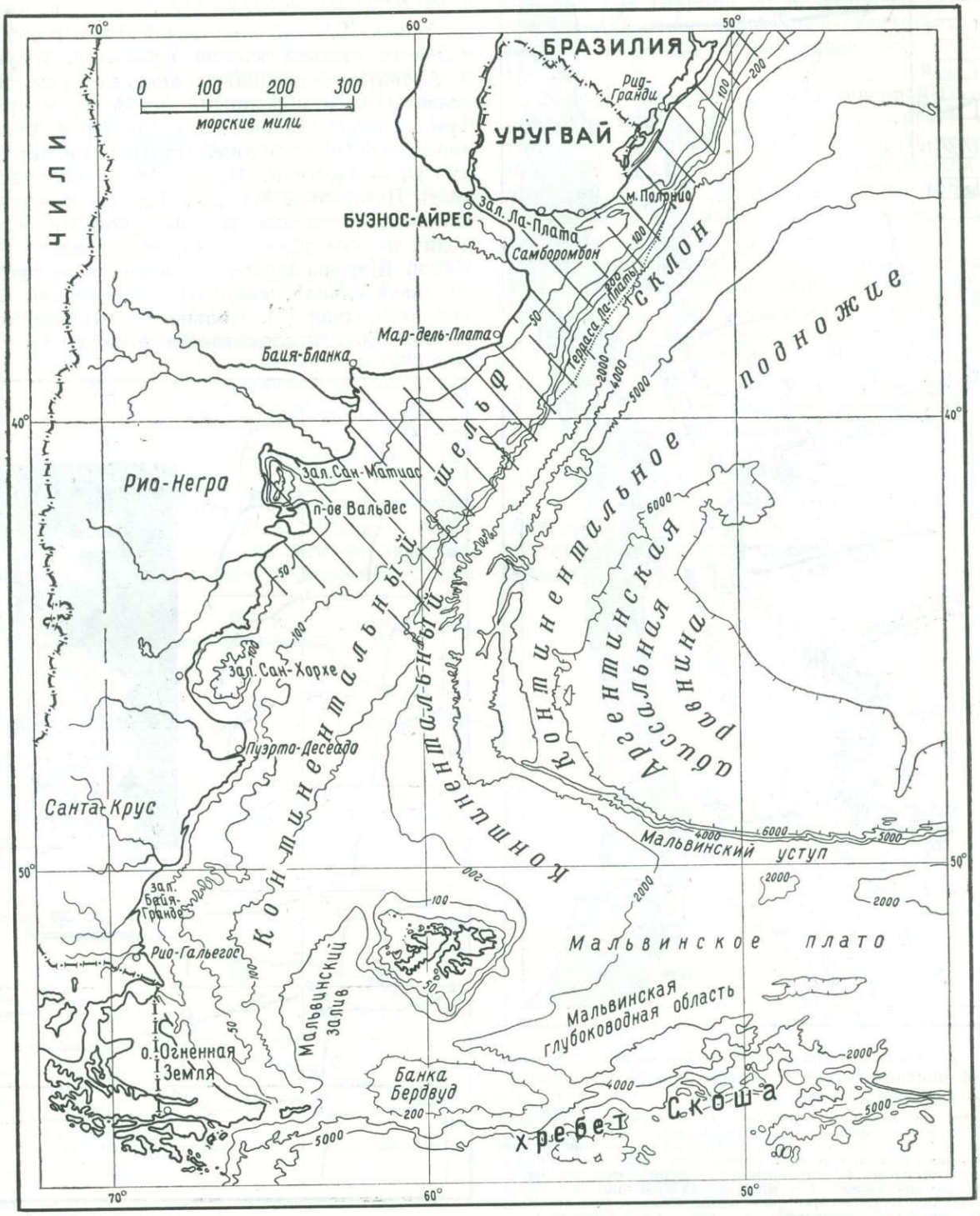
Прибрежная равнина и континентальный шельф погружались медленно. В позднетретичное время в этой области произошло несколько трансгрессий и регрессий, оставивших значительный объем осадочного материала [21]. Около 18 тыс. лет назад в результате глобальной трансгрессии уровень моря поднялся примерно от края шельфа (—140 м) до современного. Береговая линия переместилась на прибрежную равнину и после некоторых флуктуаций стабилизировалась в своем современном положении.

В настоящей статье рассмотрены геологические события, произошедшие с момента глобальной трансгрессии до настоящего времени и отразившиеся в особенностях рельефа и осадках. В статье обобщены результаты исследований, начатых в 1960 г. и частично описанных в ряде работ [2, 4, 6, 7, 12, 13, 14, 15,17,19,22,23,24,25].

Общая позиция

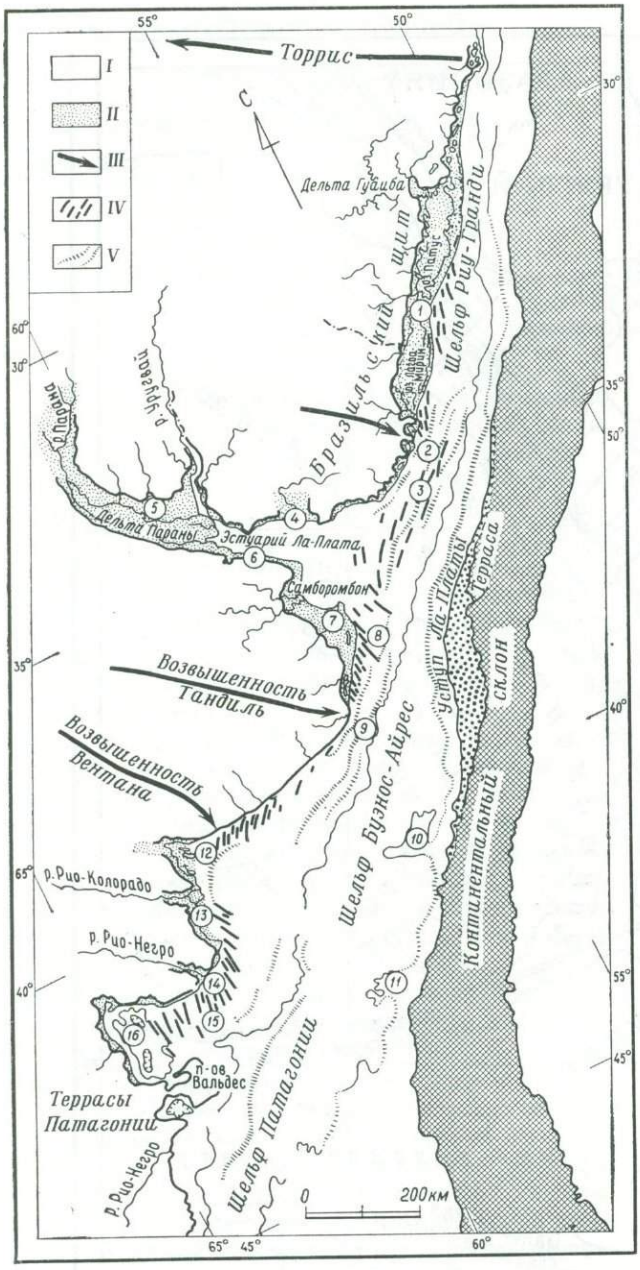
Район исследования ограничен несколькими морфоструктурными единицами, среди которых наиболее важен Бразильский щит, выходящий на побережье Бразилии и Уругвая и местами мористее и формирующий ядра континентальной окраины [24]. К югу от Ла-Платы равнина Пампы резко обрывается клифом, но южнее Рио-Колорадо (фиг. 2) она постепенно переходит в Патагонское плато, которое круто спускается от Кордильер к морю.

Бразильский щит расчленен двумя бассейнами: Пелотас и Саладо. К югу от холмов Тандиль — Вентана в пределы континентальной окраины простирается бассейн Колорадо. Частичным отражением этих осадочных бассейнов в рельефе являются плейстоцен-голоценовые прибрежные равнины, такие, как Риу-Гранди-ду-Сул, Ла-Плата и Баия-Бланка — Рио-Колорадо (фиг. 1 и 2).



ФИГ. 1. Генерализованная карта рельефа и основные физико-географические элементы континентальной окраины юго-восточной части Южной Америки [11].

Косой редкой штриховкой показана область исследования. Батиметрия в метрах.

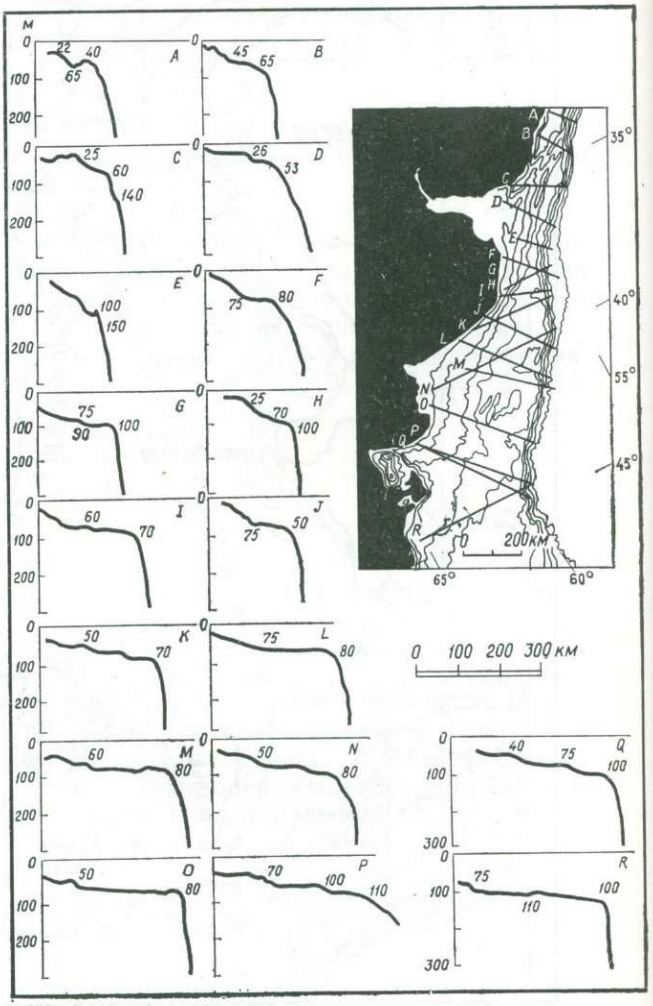


ФИГ. 2. Основные физико-географические элементы, рельеф континентального шельфа и наиболее крупные морфоструктурные единицы суши.

Цифрами на карте обозначены: *1* — прибрежная равнина Риу-Гранди; *2* — «илистые колодцы» (каналы); *3* — отмели Ла-Платы; *4* — прибрежная равнина Уругвая; *5* — прибрежная равнина приустьевого южного района рек Парана и Уругвай и дельта Параны; *6* — прибрежная равнина северной части района Буэнос-Айрес; *7* — прибрежная равнина восточной части района Буэнос-Айрес; *8* — возвышенность Сан-Антонио; *9* — ступени Капо-Корриентас; *10* — бухта Баия-Бланка; *11* — бухта Рио-Негро; *12* — залив Баия-Бланка; *13* — залив Сан-Блас; *14* — борозды Рио-Негро; *15* — борозды Сан-Матиас; *16* — бассейн Сан-Матиас. *I* — плейстоцен, доплейстоцен (приподнятые участки); *II*— прибрежная равнина (голоценовая); *III* — оси основных структур; *IV* — песчаные волны; *V* — невысокие уступы. Изобаты — в метрах.

Рельеф дна

Урьен [20] выделил в пределах континентального шельфа южной Бразилии, Уругвая и Аргентины несколько зон, которые тесно связаны с прибрежными морфоструктурами. Три подобные зоны наблюдаются в районе, описанном в настоящей статье: Риу-Гранди-ду-Сул — Уругвай, Буэнос-Айрес и северная часть Патагонии. На фиг. 3 показано быстрое изменение наклона шельфа, которое происходит на его краю на глубинах между 80 и 130 м. Ширина шельфа изменяется от средней до значительной, скорость поступления осадков небольшая [3]. Бóльшая часть осадков и речного ила откладывается в эстуариях или



ФИГ. 3. Рельеф дна и перегиб шельфа на эхолотных профилях.

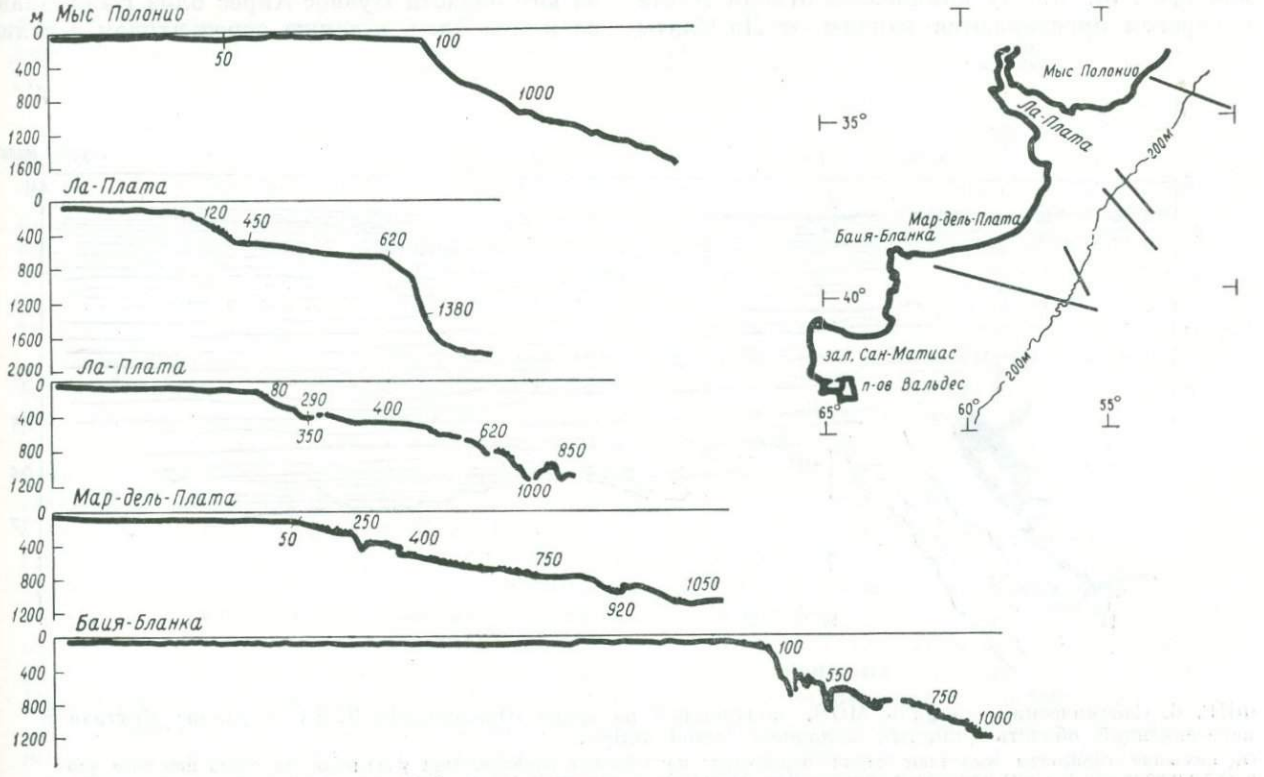
Вертикальный масштаб больше горизонтального в 900 раз (Urien, Zambrano, в кн. A. E. M. Nairn, F. G. Stehli, eds., Ocean basins and their margins, 138 p., Plenum Press, New York, 1973).

частично переносится над шельфом в виде суспензии и осаждается на большей глубине в в пределах континентального склона.

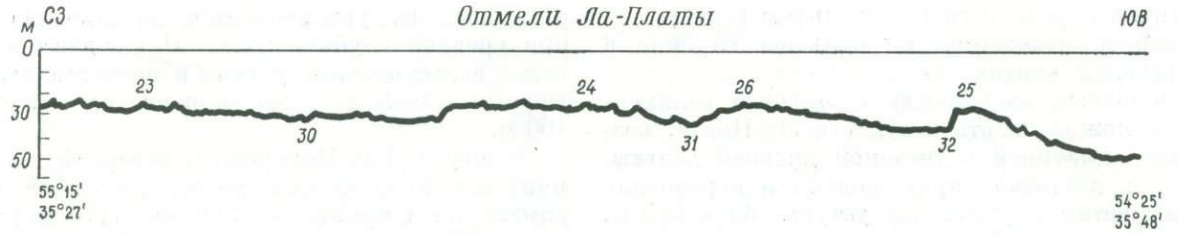
Основные особенности шельфовой седиментации можно видеть в области Ла-Плата, возможно связанной с системой древней дельты, которая достигала края шельфа и образовала серию четко выраженных уступов 60 и 620 м. На разрезах сейсмического профилирования, выполненных судами «Запиола» и «Вима» в 1962 г., видны серии проградационных слоев в современных шельфовых осадках. Лонарди и Юинг [11] описали сходные слои в районе окраины шельфа у Ла-Платы. Подобные характерные особенности позволяют предположить очень молодой возраст фронта дельты, созданного во время последнего понижения уровня моря и перекрывающего несколько четвертичных и, возможно, также позднетретичных дельт.

В южной Бразилии и Уругвае ширина континентального шельфа составляет примерно 120 км (62 морские мили) и глубина погружения края шельфа равна 160 м. В целом поверхность ровная, и только на юге наблюдаются неровности дна. В районе Буэнос-Айреса ширина шельфа увеличивается до 200—300 км при средней глубине 60 м. Наблюдаются каналы, валы, отмели, уступы и песчаные волны. Перегиб шельфа расположен на глубине 100 м.

К югу от Рио-Колорадо (в северной Патагонии) континентальный шельф достигает максимальной ширины — 380 км (170 морских миль). Наклон шельфа составляет 60 м на 200 км, при этом изобаты 50, 100 и 200 м расположены примерно на одинаковом расстоянии друг от друга. К югу от 45 ° ю. ш. изобаты 50 и 100 м отклоняются на запад ближе к берегу. Наклон шельфа резко увеличивается, возможно, из-за того, что шельф здесь является продолжением Патагонских террас в море; но он более ровный вследствие волнового воздействия на него и погребения террас под осадками. Урьен и Замбрано [24] предположили, что существует тесная связь между степенью распространения докембрийско-доюрского фундамента в пределы континентальной террасы и максимальной шириной континентального шельфа; они пришли к выводу, что накопление осадков не является единственной причиной огромной ширины шельфа в этом районе.



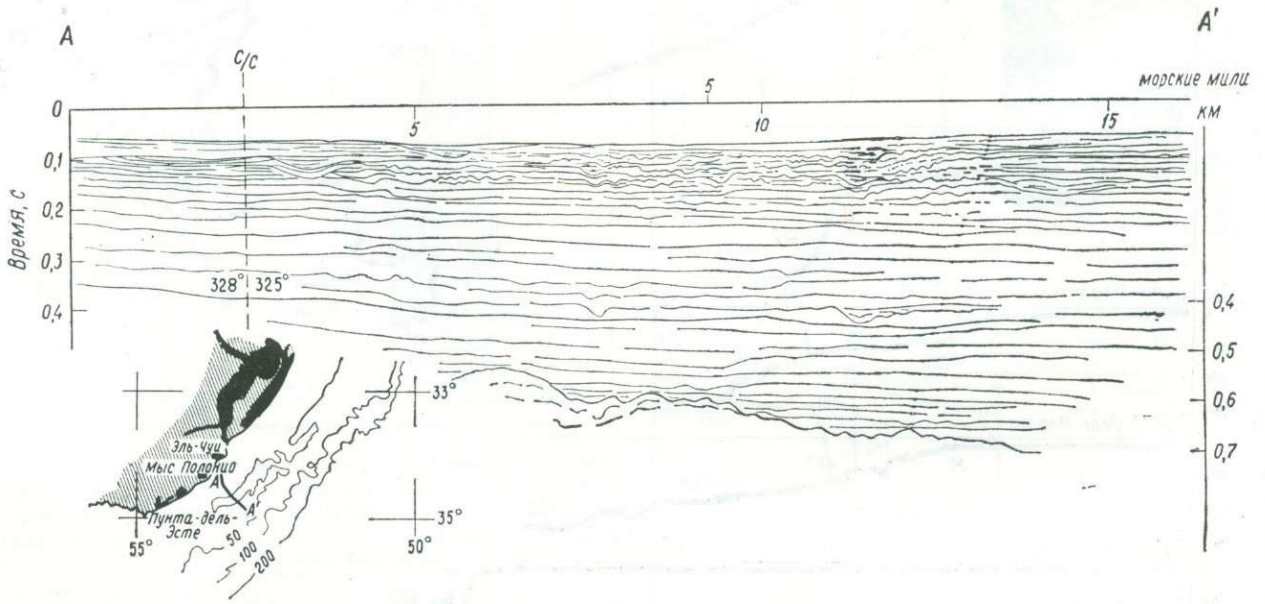
ФИГ. 4. Эхолотные профили дна в Уругвае и провинции Буэнос-Айрес.
Вертикальный масштаб больше горизонтального в 25 раз. На разрезе в районе Ла-Плата видна терраса шириной 400—600 м



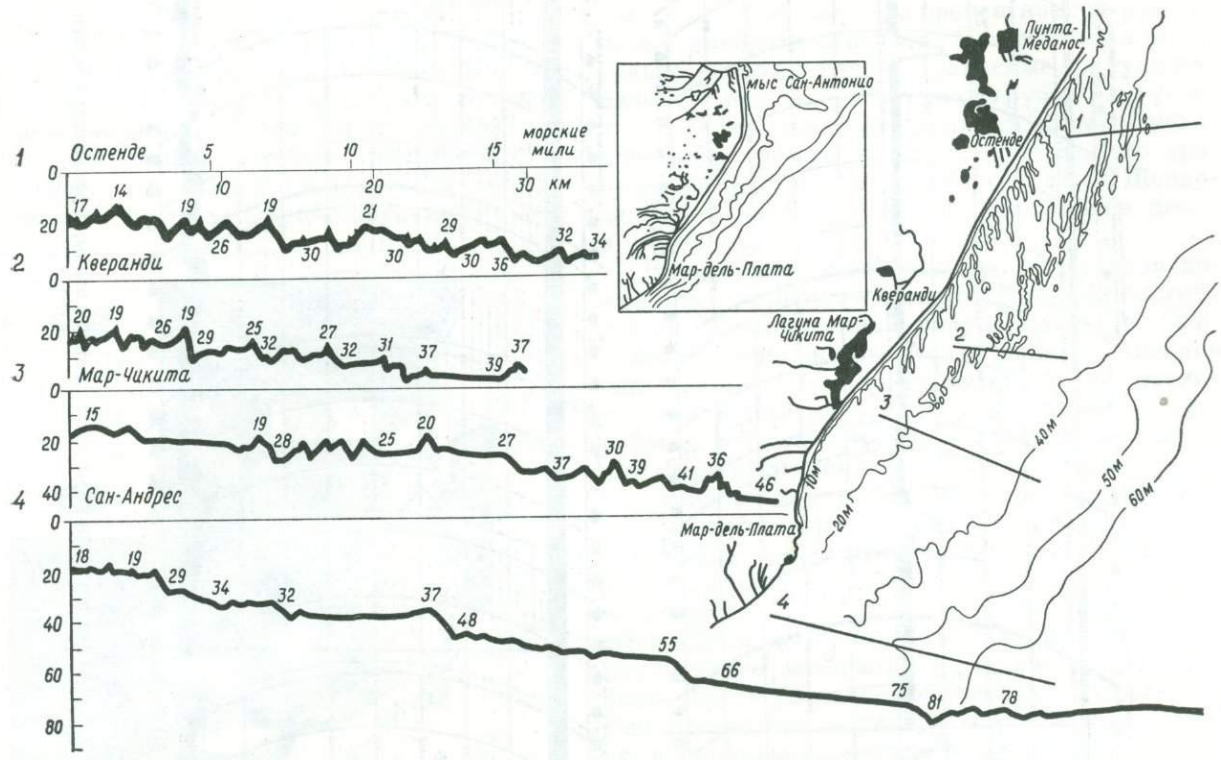
ФИГ. 5. Профиль дна внутреннего шельфа Ла-Плата, пересекающий баровый комплекс.
Гребни высотой 5—7 м образуют эскарпы на склоне, обращенном к берегу. Полученные при драгировании образцы сложены ракушей или обогащены обломками пляжевых пород.

Рельеф края шельфа и верхней части континентального склона очень неровный; с каньонами, ступенями, террасами и заливами, особенно на глубинах 200—450 м (фиг. 2 и 4).

На континентальном шельфе развиты три главные формы рельефа: валы, уступы и каналы (фиг. 2). Они могут быть подразделены на аккумулятивные и эрозионные. К аккумулятивным формам относятся валы, параллельные простиранию шельфа и маркирующие уровни моря в прошлом. Наиболее крупный из них расположен неподалеку от устья Ла-Платы; он представляет собой баровый комплекс и, вероятно, закрывал эстуарий в недавнем прошлом (фиг. 5). Между комплексом отмели Плата и берегом простираются каналы от Ла-Платы в пределы внутреннего шельфа [2, 22, 20]. Сейсмический профиль, полученный судном Береговой и геодезической службы США «Океанограф» на широте мыса Полонио (фиг. 6), выявил серии наложенных друг на друга погребенных каналов, которые смещались на запад, возможно, вследствие подъема уровня моря. Южнее отмели Плата близко к берегу расположены серии песчаных волн или подводных дюн, сходных с дюнами, развитыми в пустынях, высотой от 5 до 12 м (фиг. 7). Некоторые из них простираются под углом к берегу и более или менее параллельны направлению приливных течений. Подобные формы обнаружены на юге области Буэнос-Айрес близ Баия-Бланка и Сан-Блас, а также перед входом в залив



ФИГ. 6. Сейсмический профиль МОВ, полученный на судне «Океанограф» (США) в районе Уругвая и пересекающий область «илистых колодцев» («mud wells»).
Отражающие горизонты выявляют серии перекрытых погребенных каналов. Они указывают на очень неровное дно и расширение (до 2,5 км) каналов к западу. Для толщи воды глубиной 175 м время отражения примерно 0,5 с. Виден предположительно докембрийский фундамент на глубине 150 м, являющийся продолжением структур мыса Полонио. Его восточный склон пологий.



ФИГ. 7. Профили дна подводной части прибрежной равнины Буэнос-Айрес.

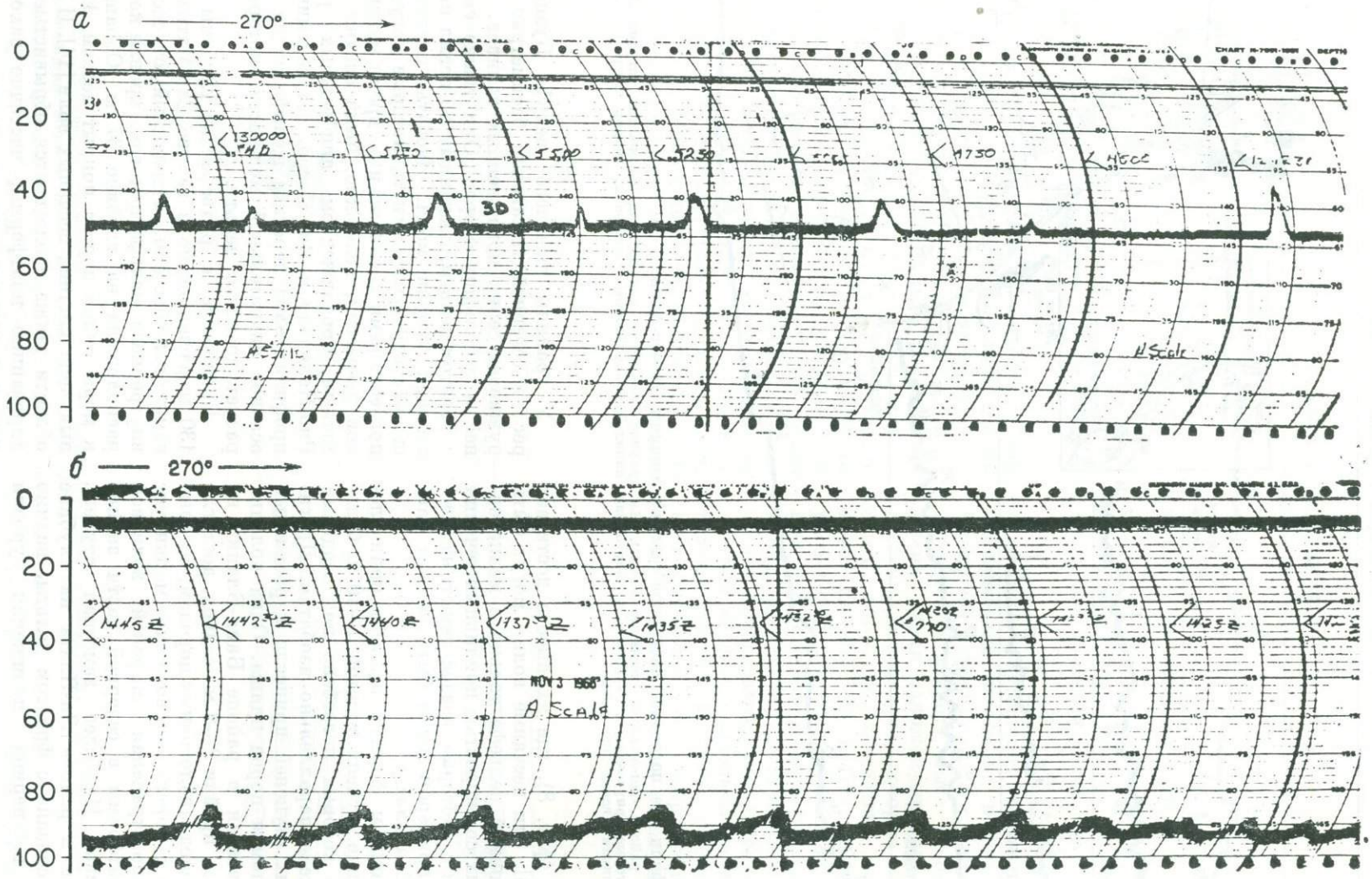
Видны валы в районе Сан-Антонио (песчаные волны). На профиле Сан-Андрес показан ряд эрозионных уступов Кабо-Корриентос, которые приурочены к карбонатным платформам, наподобие абразионных платформ. Форма песчаных волн неправильная, видимо, вследствие эрозии.

Сан-Матиас (фиг. 8), где их высота достигает 4—17 м [14]. Эти песчаные волны могут быть активной формой рельефа только в мелководных областях со скоростью приливных течений 100—200 см/с, которые воздействуют на песчаное дно; примером могут быть районы Сан-Матиас и Сан-Блас.

К эрозионным формам рельефа принадлежат небольшие ступени высотой 3—10 м, большинство из которых погребено под осадками и расположено параллельно изобатам. Драгирование этих ступеней принесло карбонатный шлам и обломки пород пляжа. Одна колонка (V16-158), взятая в районе Баия-Бланка на глубине 17 м, пройдя 2—8 м осадков, достигла скальных пород, аналогичных породам, которые обнажаются на берегу. Это, возможно, маркирует предел распространения широкой волновой абразии платформы в северной части залива Баия-Баланка. Наиболее заметная ступень расположена в районе Ла-Плата на глубине 80 м. Она связана с фронтом дельты, видимо созданной в период понижения уровня моря.

У границы внешнего шельфа Буэнос-Айреса и северной Патагонии батиметрия обнаруживает серии погруженных заливов, ступеней и небольших террас. Они также связаны с фронтом дельты, созданным во время низкого стояния уровня моря. Изобаты поверхности шельфа отражают изгибы, которые могут быть погребенными каналами и во время максимальной регрессии, возможно, были сязаны с восточным продолжением прибрежных равнин Рио-Колорадо и Рио-Негро. На сейсмических профилях близ перегиба шельфа видна толща осадков значительной мощности, которая образует древнюю дельту.

Понижение в рельефе до глубины более 130 м расположено в заливе Сан-Матиас. Это замкнутый бассейн, отделенный от соседнего внутреннего шельфа порогом, кровля которого расположена на глубине 37 м. Обращенный к морю склон порога покрыт песком. На нем выявлена система песчаных волн [14]. И в этой области также наблюдаются обрывистые абрадированные платформы, частично захороненные под современными осадками.

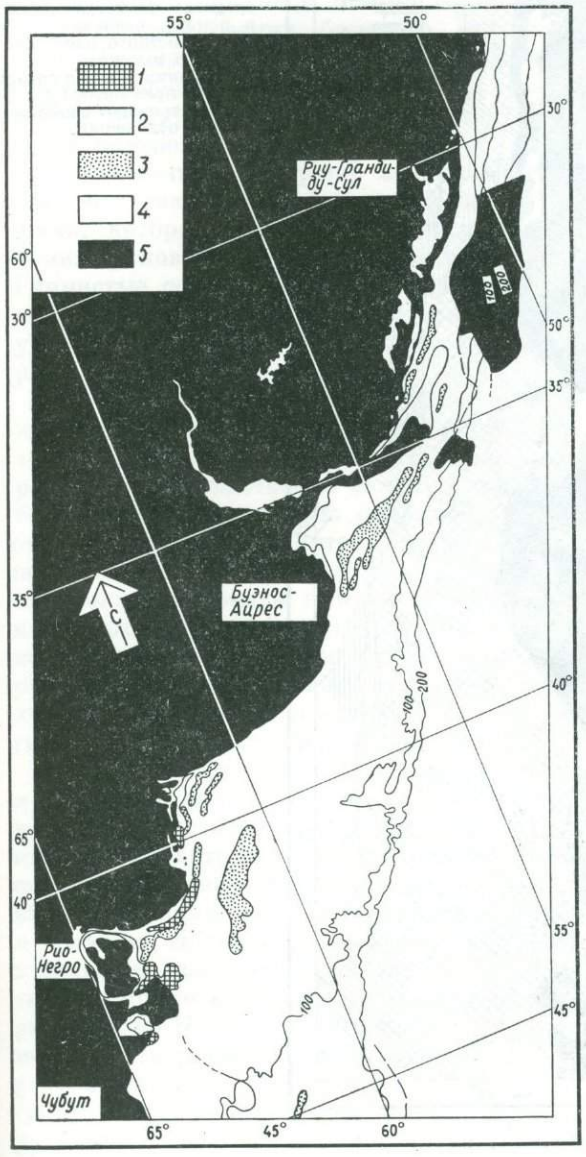


ФИГ. 8. Эхограммы, показывающие некоторые песчаные волны района Сан-Матиас.

Эти разрезы развернуты на 180°. *а* — симметричные и расположенные примерно на одинаковом расстоянии друг от друга песчаные волны, переходящие в изолированные волны; *б* — цепочка асимметричных волн, свидетельствующая об их перемещении к западу.

Донные осадки

Около 600 дночерпательных проб и 60 колонок донных осадков были собраны в исследованной области и послужили основой для составления карты осадков поверхностного слоя (фиг. 9). Гранулометрический состав определялся по треугольной диаграмме, в вершинах которой показано процентное содержание песка, алеврита и пелита. На фиг. 9 показаны только наиболее распространенные гранулометрические разности. Материал грубее 2 мм (гравий и (или) раковины) включен в карту механического состава в качестве четвертого (раковинного) компонента треугольника Шепарда. На фиг. 10, *а* показано содержание песка в образцах.



ФИГ. 9. Донные осадки поверхностного слоя.

Генерализованная литология основана на процентном содержании песка, алеврита и глинистого ила. Ракушечный песок и гравий или галька откартированы без помощи гранулометрического треугольника Шепарда — это материал грубее 2 и 4 мм соответственно. Поле песка интерпретируется как прибрежные реликтовые или современные фации осадков. *1* — гравий и породы — песок; *2* — песок; *3* — песок с ракушей; *4* — песчанистый алеврит — алевритистый песок; *5* — алевритоглинистый ил — глинистый алеврит.

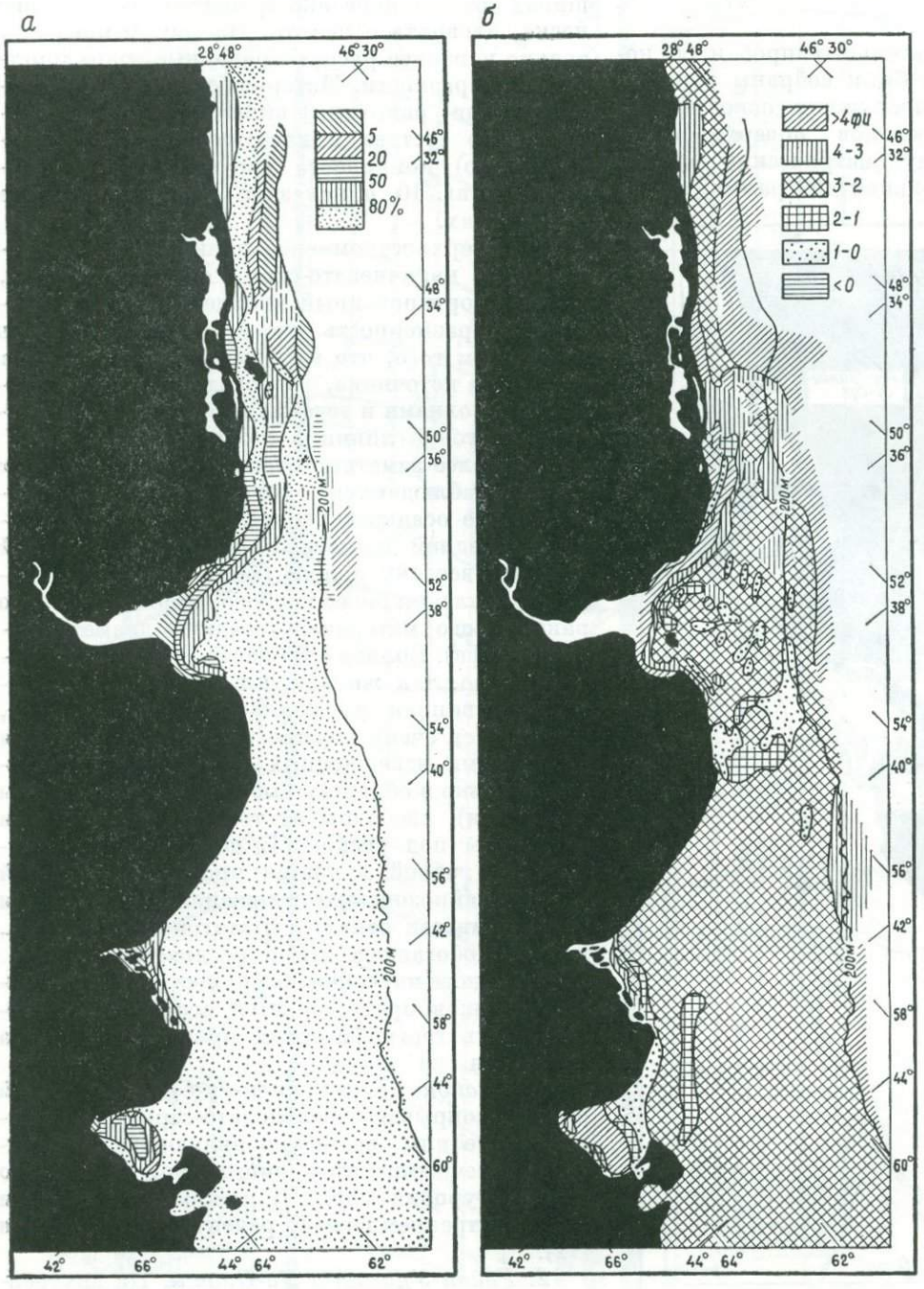
В поверхностном слое донных осадков доминирует коричневато-серый среднезернистый, хорошо сортированный кварцевый песок. Одинаковая размерность песка, видимо, явилась следствием того, что весь материал происходит из одного источника, впоследствии был переработан волнами и течениями в процессе миграции береговой линии в сторону суши.

Наиболее заметные отличия в механическом составе наблюдаются около заливов или эстуариев, где осадки становятся более алевритистыми (средний диаметр 3—4 фи). В вытянутой к северо-востоку полосе (фиг. 10, *б*) наблюдаются скопления более грубого биокластического раковинного материала (средний диаметр 2—более 10 фи). Вблизи от области Рио-Колорадо—Рио-Негро, так же как и в заливе Сан-Матиас, «раковинная фракция» становится грубее, обогащаясь очень хорошо окатанными зернами и гальками изверженных пород. Они появляются только в областях высокой энергии (волны и течения), свободны от тонких фракций или погребены под песком. В основном этот рассеянный гравий является продуктом морской эрозии кайнозойских отложений Патагонии и (или) принесен реками с Патагонской террасы, которая обогащена этими осадками.

На основе изучения поверхностного слоя донных осадков представляется возможным выделить пять географических провинций шельфа (с севера на юг):

1. *Район Риу-Гранди-ду-Сул.* Внешний шельф покрывают зеленовато-серые алеврит-глинистые илы, возможно являющиеся реликтовыми речными отложениями периода низкого стояния уровня моря. В прибрежной области и на внутреннем шельфе развиты желтые пески [12].

2. *Район Уругвая и Ла-Платы.* На внутреннем шельфе Уругвая параллельно берегу тянется полоса глинистых илов, совпадающая с каналом, который протягивается от Ла-Платы. Зеленовато-бурый глинистый алеврит и песчанистая глина (20—50% песка) представляют собой взвесь в выносах эстуария; большая часть этого материала осаждается в данном районе. Прибрежная область является скалис-



ФИГ. 10.

а — содержание песчаной фракции (в процентах). Песок является главным компонентом донных осадков на всей площади, за исключением устьев рек, заливов или эстуариев, а также северной области, где распространены шельфовые фации Ла-Плата и Риу-Гранди-ду-Сул; *б* — схема распределения среднего диаметра частиц в донных осадках поверхностного слоя. В областях высокого содержания ракуши средний диаметр превышает 1 фи. Обе схемы отражают свойства донных отложений.

той и песчаной (карманообразные пляжи). Местами распространен желтоватый песок. Он образуется за счет эрозии четвертичных песчаных отложений, которые пополняют запасы песка литорали. Во внешней части эстуария Ла-Платы илистые или песчано-илистые осадки мористее переходят в хорошо сортированный средне-тонкозернистый песок, который маркирует проникновение песчаных фаций шельфа в пределы эстуария [13, 19]. Этот песок, обозначаемый как «древний песок», относится к трансгрессивной стадии и отличается от алевритовых речных осадков, принадлежащих регрессивной стадии эволюции эстуария [21].

Твердые речные выносы осаждаются в эстуарии Ла-Платы и на внутреннем шельфе Уругвая почти вплоть до Риу-Гранди-ду-Сул. На среднем шельфе здесь концентрируются целые раковины и их обломки и карбонатные фрагменты (гальки известковые и песчанистые до 10 мм в диаметре). Они смешаны с песком и распространены в виде полос, которые определяются как реликты береговой линии, возможно, как деструктивные фации барового острова.

3. Район Буэнос-Айрес. Здесь, как и на подавляющей части южного шельфа, располагается обширное песчаное поле, перекрывающее и внутренний, и внешний шельф. Это средне-тонкозернистый хорошо сортированный песок желтовато-серого до коричневато-серого цвета, который местами содержит мелкие обломки раковин и (или) карбонатный детрит. Глинистые осадки здесь не найдены. Участки, обогащенные раковинным материалом, имеют удлиненную форму и расположены вдоль берега.

4. Район Баия-Бланка — Сан-Блас. Речная взвесь осаждается в заливе и прибрежных зонах. Таким образом, в этом районе распространены преимущественно лютиты и только вдоль берега наблюдается пояс оливковых алевритистых песков. И во внутреннем, и во внешнем шельфе Баия-Бланка на повышенных участках рельефа развиты выпуклые тела ракушечников (сходные с валами). В южной части среднего шельфа находится удлиненный покров ракушечных отложений, возможно обусловленный реликтовым островным баром, аналогичным расположенному у Ла-Платы.

5. Район залива Сан-Матиас. Это широкий и глубокий залив, в котором песчано-гравийный порог отделяет песчаные шельфовые фации от буровато-зеленого глинистого ила, выстилающего большую часть депрессии. Прибрежный пояс залива сложен алевритистым песком и гравием. Поскольку в настоящее время реки в залив не впадают, то считается, что глинистый ил приносится приливными течениями из района Рио-Негро. С другой стороны, этот ил может быть реликтовым образованием древней речной системы в пределах залива. Сигуэл (устное сообщение) обнаружил голоценовые раковины ниже 2 м гомогенного глинистого ила, что свидетельствует об относительно молодом возрасте этих осадков.

Таким образом, преобладающая часть континентального шельфа в изученной области покрыта слоем современного песка мощностью 1—3 м. Мелкозернистость песка обусловлена выносами современных или древних рек. Наибольшее значение имеет Ла-Плата с ежегодным выносом 23 тыс. м³/с (Рио-Колорадо — 180 м³/с; Рио-Негро — 950 м³/с).

Поскольку в настоящее время речные отложения накапливаются в главных эстуариях и заливах или близ берега, то большинство песчаных шельфовых фаций не содержит более тонких осадков. Тем не менее в районе Ла-Плата — Уругвай осадок во взвеси переносится через шельф и, возможно, осаждается на континентальном склоне. По пути часть материала отлагается и, судя по образцам осадков и придонным фотографиям, спорадически образует в донных осадках тонкие прослойки глинистого ила.

Состав песчаного и раковинного материала

Области повышенных содержаний раковинного материала характеризуются обилием биокластических частиц, в основном целых или сломанных раковин моллюсков со следами истирания. Они смешаны с песком в «песчаных» областях шельфа и рассматриваются как реликты мелководных участков (сублиторали) или прибрежных отложений. В колонках из коллекции Ламонтской геологической обсерватории Ричардс и Крейг [16] описали холодноводные виды (Магеллановой провинции) пелеципод, гастропод, морских желудей (усоногих рачков), брахиопод, а также кости рыб. Эти холодноводные виды прослежены вплоть до области Ла-Платы. Волновое воздействие разносит эти частицы и примешивает их к песку; таким образом увеличивается средний диаметр осадков (до 1—2 фи). В областях низких или нулевых скоростей седиментации присутствуют обломки (иглы) иглокожих и плоские морские ежи, так называемые песчаные доллары [19].

Содержание фораминифер в осадках колеблется от умеренного до низкого. Комплекс фораминифер содержит большое количество мелководных видов (устное сообщение Болтовского), характерных для литорали и сублиторали того же периода седиментации [7]. Болтовский [1] выделяет два вида фораминиферовых комплексов, свойственных прибрежным водам и внешней части неритовой зоны. Это отличие наиболее четко выражено в колонках осадков, взятых с глубины более 80 м. В горизонте 0—1 см фораминиферы типичны для мальвинских водных масс, а глубже они соответствуют прибрежным условиям, что позволяет предположить гораздо меньшую глубину во время их накопления.

Терригенные компоненты песков шельфа состоят в основном из обломков основных горных пород и их минералов (плагиоклаза, гиперстена, авгита), описанных Теруджи и др. [18] как «Пампо-Патагонский комплекс». Однако в северной части изученной территории (районы Уругвая и Риу-Гранди) песчаный материал образовался в основном за счет разрушения кислых горных пород (преобладают кварц, эпидот, гранат и слюда). Вблизи 35° ю. ш. наблюдается смешанный минеральный состав песчаной фракции [19]. В эстуарии Ла-Платы выделены два минеральных комплекса: «северный береговой» и «южный речной» [21].

В «северном береговом» комплексе кварц и эпидот столь же обильны, как и в кислых горных породах бразильского берега. Однако в пляжевых песках отмечено присутствие минералов основных горных пород [15]. В Уругвае обнажаются основные эффузивы, за счет размыва которых, видимо, добавились гиперстен, роговая обманка и авгит к кислому минеральному комплексу, очевидно связанному с гнейсами и мигматитами Уругвая.

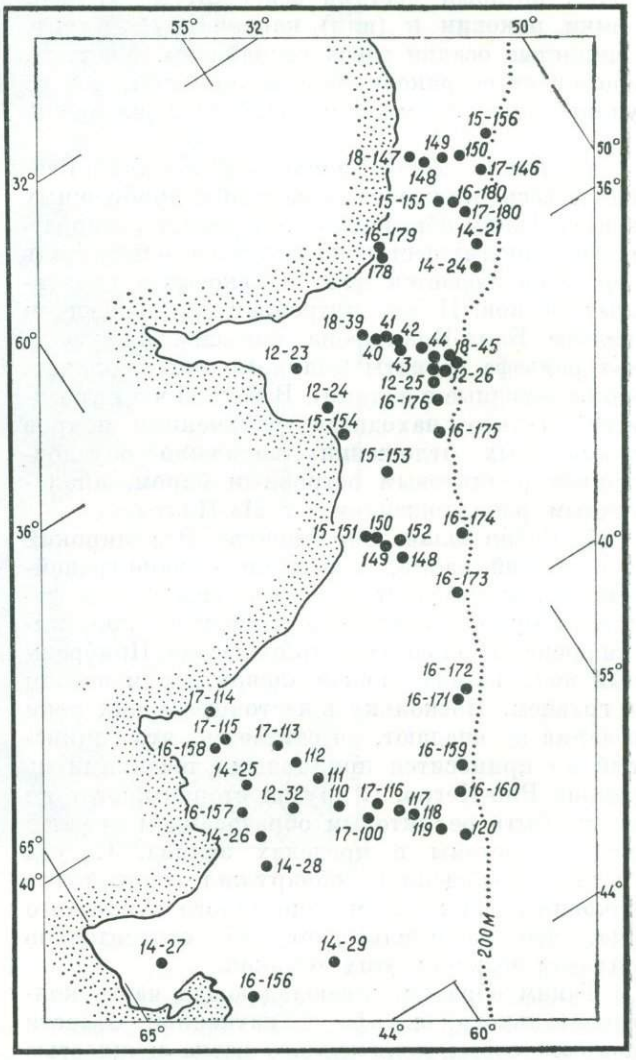
«Южный речной» комплекс обогащен минералами Пампо-Патагонского района, идентичными тем, что наблюдаются в близшельфовой и прибрежной областях Буэнос-Айреса [18]. Однако южнее 35 ° ю. ш. кварц опять становится более обильным, чем плагиоклаз. В разрезе преобладает хорошо окатанный кварц; обломки горных пород и железомарганцевых окислов имеют подчиненное значение. Близ внутреннего шельфа Уругвая в песчаных слоях присутствуют различные типы минеральных комплексов, что, возможно, отражает изменения системы течений и происхождение песка. Однако, поскольку изучение минералогии еще не закончено, сделать окончательные выводы пока невозможно.

Разнос песчаных компонентов происходит вдоль берега и приписывается действию вдольбереговых течений, для которых песок является объектом транспортировки. Это заключение справедливо лишь для песка, так как алеврит и глинистые частицы распространяются независимо. Таким образом осуществляется переработка песка, поскольку в настоящее время не происходит значительного приноса реками вдоль современной береговой линии.

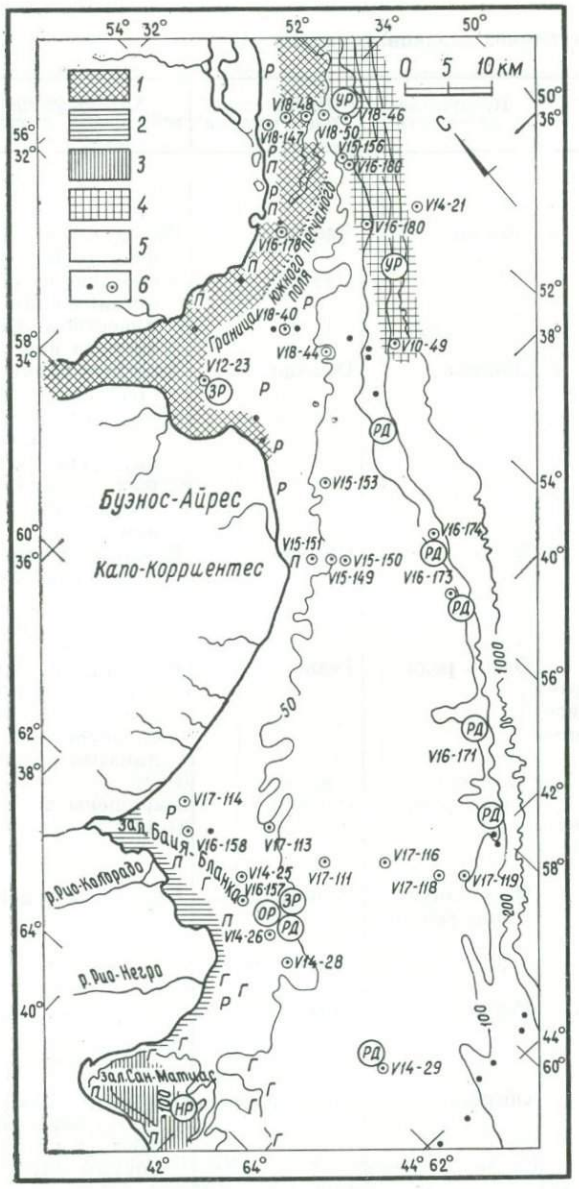
Если пренебречь глинистым заполнителем и следовать классификации Фолка, то осадки к северу от Ла-Платы могут рассматриваться как ортокварцитовые, а к югу — как субаркозовые. В областях широкого распространения илистых осадков (например, на внутреннем шельфе Уругвая) песок переходит соответственно в граувакки и субграувакки. Минеральный состав песков обычно отражает состав питающей провинции, однако процессы переработки, например когда значительная часть минералов подвергается выветриванию и смешению в субаэральных условиях, изменяют характер любого минерального комплекса и создают новые минеральные ассоциации.

Характеристики разрезов осадков

С 1957 по 1960 г. сотрудники Ламонтской геологической обсерватории собрали с помощью поршневой трубки многочисленные колонки донных осадков на континентальном шельфе



ФИГ. 11. Точки опробования донных осадков (колонки) и подводного фотографирования дна.



ФИГ. 12. Схематическая карта фаций донных осадков, основанная на всей совокупности литологических данных.

Морфология дна (при фотографировании) отражает динамику отложения осадка: ровное дно — области неосаждения; знаки ряби — частичная мобилизация донного осадочного материала; неровная, грубая поверхность — гравийное дно, находящееся под воздействием сильных течений.
Фации осадков поверхностного слоя; *1* — речной ил; *2* — ил эстуариев; *3* — ил глубоководных бухт; *4* — шельфовый ил. Уругвай: *5* — песок прибрежный, реликтовый и современный; *6* — колонки. *Р* — ракуша; *Г* — гравий; *П* — осадочные горные породы; *ЗР* — знаки ряби; *РД* — ровное дно; *ОР* — очень ровное дно; *УР* — умеренно ровное дно, *НР* — неровное дно.

Аргентины. Они описаны Фреем и Юингом [7]. Позднее Шпак [17] тщательно изучил гранулометрию и минеральный состав 17 колонок из района Ла-Платы. В настоящей статье описано 60 колонок (фиг. 11), при этом каждая из них детально изучена; наиболее характерные особенности колонок показаны в табл. 1. Типы донных осадков поверхностного слоя, связанные с особенностями распределения в разрезе, показаны на фиг. 12. На большинстве фотографий дна видна относительно ровная поверхность дна мелководных районов, хотя местами и появляются знаки ряби (табл. 2).

Текстуры осадков

Выделены четыре основных типа текстур осадков: гомогенный (бесструктурные отложения), пятнистый, конгломератовидный и слоистый. *Гомогенные* текстуры найдены во многих колонках, состоящих либо из песка, либо из ила. *Пятнистые* текстуры также найдены и в песчаных, и в илистых осадках, причем часть из них обусловлена деятельностью роющих организмов или корнями растений. *Конгломератовидные* текстуры характеризуются высоким содержанием биогенных остатков, обломков раковин и карбонатных галек. В районах, подверженных влиянию рек, матрикс представлен глинистым илом. *Слоистые* текстуры образованы параллельными слойками песка мощностью 1—3 мм и алевритовой глины, чередующимися с мощными единичными пластами алевритовых глин. Местами появляются слои, обогащенные раковинным материалом. Иногда наблюдается слоистость в глинистых пачках, обусловленная концентрированием глинистого вещества в очень тонких прослоях.

На фиг. 13 показаны некоторые колонки с наиболее ярко выраженными текстурами и свойствами осадков.

Фации осадков

На континентальном шельфе выделены голоценовые фации осадков, перекрывающие доголоценовые регрессивные толщи. Эти фации определены по тем колонкам, которые, как предполагается, вскрыли несогласие в основании голоцена. Возможность опробования поздневисконсинских регрессивных осадков очень мала, так как они погребены под чехлом трансгрессивных отложений. Кроме того, эрозия, предшествовавшая отложению, могла размыть часть доголоценовой регрессивной толщи.

1. *Преимущественно песчаные фации.* Это гомогенный песок от коричневато-серого до серовато-коричневого цвета тонко-среднезернистый (2,5 фи). Он хорошо сортирован, сос-

Таблица 1

Обобщенные характеристики обстановок осадконакопления

Обстановка осадконакопления	Осадки	Присутствие ракуши	Текстура	Присутствие слоистости	Присутствие ходов илоедов	Характерные особенности осадков
Прибрежная равнина:						
приливные равнины и марши	Глинистый ил с ракушей и песок	Часто и очень часто	Пятнистая и слоистая	Обычно	Часто	Прослои тонкозернистого песка и обогащенного органическим веществом глинистого ила
эстуарии	Глинистый ил и алевритистый песок	Обычно	Гомогенная и слоистая	Обычно	Обычно	Алеврито-глинистый ил и стратифицированный глинистый ил, обогащенный органическим веществом
лагуны	Глинистый ил и песок	Обычно	Гомогенная и слоистая	Часто	Обычно	Прослои песка в глинистом иле
Собственно морская обстановка:						
баровые фации	Песчанистая глина и раковинный конгломерат	Очень часто	Раковинно-конгломератовая и песчаная гомогенная	Очень редко	Редко	Раковинный гравий с неправильной слабой слоистостью и линзами песка
внутренний шельф	Песчанистая глина	Очень часто	От гомогенной до конгломератовой	Очень редко	Обычно	Нарушены ходами илоедов
середина шельфа	От песчанистых до илистых	Обычно	Гомогенная	Отсутствует или редко	Редко	Нарушены ходами илоедов
Флювио-морская обстановка:						
проксимальная	Глинистый и алеврито-глинистый ил	Часто	Гомогенная, пятнистая, слабо слоистая	Редко	Обычно	
дистальная	Глинистый и алеврито-глинистый ил	От обычного до редкого	Пятнистая, слоистая	Обычно	Очень редко	Тонкие пласты песка, переслаивающиеся с глинистым илом

тоит из полуокатанных зерен кварца и плагиоклаза. Обломки основных пород, тяжелые (железомарганцевые) и непрозрачные минералы, зеленоватые обломки туфов сконцентрированы в более тонких фракциях песка. Этот комплекс обычен в колонках, поднятых с глубин более 100 м (V16-159 до V16-175, фиг. 11). Появляются обломки и примесь раковин размером от 2 до 15 мм. В основании колонок наблюдаются слои, в которых встречаются большие створки пелеципод. Примером являются колонки от V17-100 до V17-120, колонки на фиг. 13, *а* и V16—156/158, поднятые с глубины от 20 до 100 м в южной части шельфа Буэнос-Айрес.

Присутствие глинистого вещества в количестве 5—20% обусловливает темно-серый («грязный ») цвет песка, в котором рассеяны мелкие фрагменты раковин. Эта песчано-глинистая смесь обычно бестекстурна (гомогенна), но когда количество глинистого вещества увеличивается, то текстура становится пятнистой. Эта развновидность песка формируется вследствие добавления разных выно-

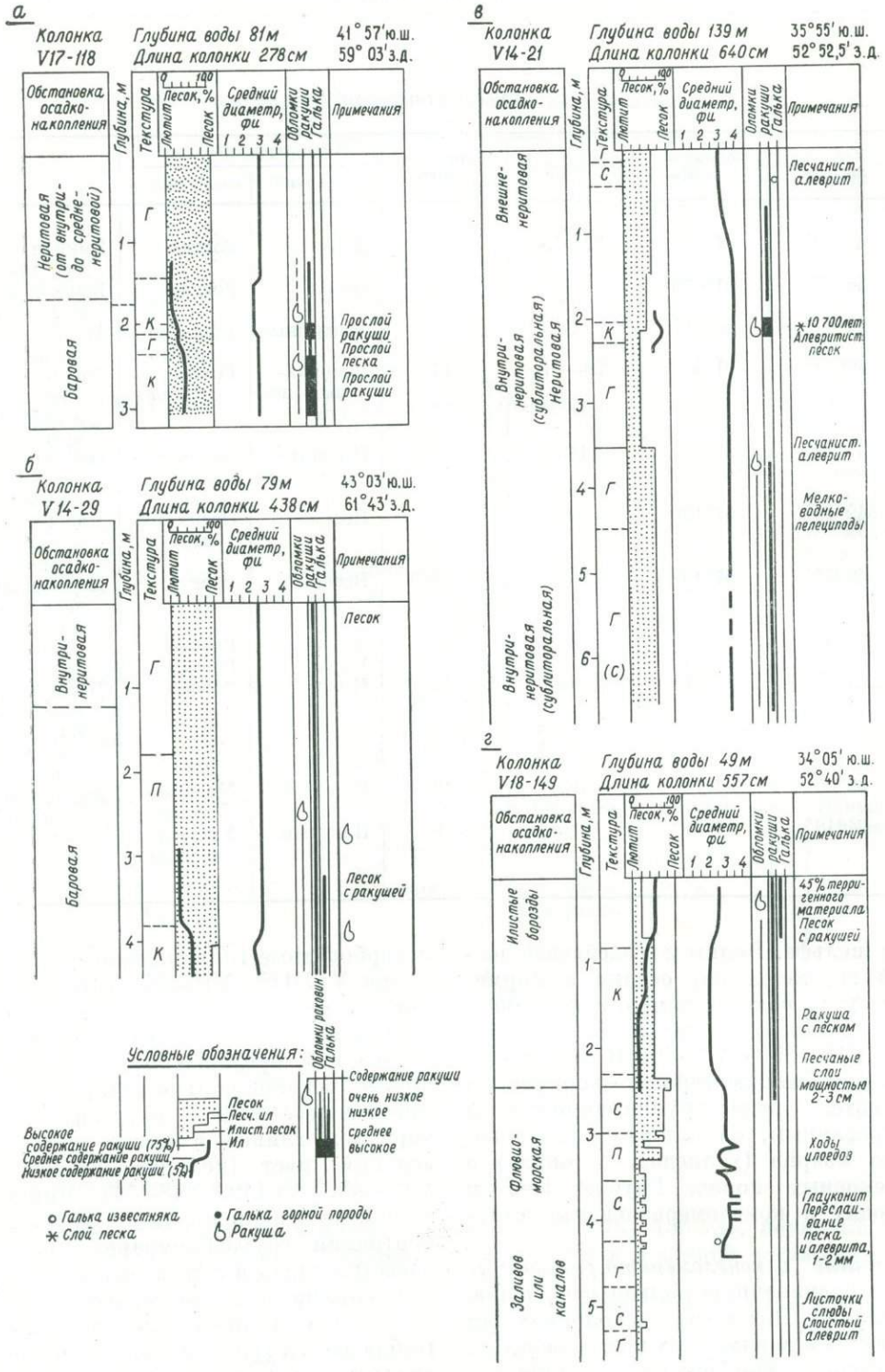
Таблица 2

Данные фотографии

Номера станций	Южная широта	Западная долгота	Глубина, м	Количество кадров	Характеристика дна		Описание
					Осадки	Поверхность	
V14-10	41°09′	61°36′	22—40	1	Песок	Ровная	Ямки и валики на ровной поверхности
V14-12	43°05′	61°42′	77	10	Песок	Ровная	Ямки и валики на ровной поверхности
V16-57	42°46′	63°11′	70	4	Гравийные	Неровная грубая	Гальки на песчаных волнах
V16-58	40°43′	61°41′	29—31	11	Раковинный песок	Ромбоидальная	Знаки ряби на слабо ромбоидальной поверхности раковинного песка
V16-61	41°50′	57°53′	115	17	Песчанистый ил	Очень ровная	Немного валиков на очень ровном лютитопесчаном дне
V16-62	40°58′	57°12′	97	1	Песок	Очень ровная	Дно ровное и гладкое, присутствуют иглокожие
V16-63	40°53′	57°10′	93	3	Песок	Ровная	Несколько плоских знаков ряби, деформированных валиками
V16-64	39°43′	56°01′	99	17	Песок	Ровная	То же
V16-65	39°01′	55°44′	101	10	Песок	Ровная	» »
V16-66	37°36′	55°07′	115	17	Песок	Ровная	Несколько плоских знаков ряби, деформированных валиками, несколько ямок и иглокожие
V18-5	36°06′	53°18′	192	12	Илистые	Умеренно-ровная	Несколько ямок на очень ровном дне
V18-65	34°18′	52°04′	85	9	Илистый песок	Умеренно ровная	Ямки и валики

сов к пескам шельфа. Волны и воздействие донных течений перемешивают осадки и формируют их текстуру, как, например, в колонках, поднятых на внешнем шельфе Ла-Платы (V16-176, V16-177, V18—39 до V18-49). В южной части района Баия-Бланка серовато-коричневый песок становится средне-крупнозернистым и плохо сортированным, он содержит слабоокатанные зерна кварца (халцедона и опала) и обломков основных пород. Глубже 1—2 м песок переходит в конгломератовидные отложения.

2. *Раковинные и конгломерато-раковинные фации* играют подчиненную роль по отношению к песчаным фациям. Почти во всех колонках они представлены слоем раковинных конгломератов. Переход от песка к конгломерату обычно постепенный, при этом количество обломков раковин растет от единичных до 70—80% объема осадка. Появляются большие (до 50 мм) фрагменты раковин, к ним примешаны также обломки сцементированных пляжевых песчаников и карбонатные гальки диаметром до 10 мм (колонки V17-115, V16-157, V16-158). Целые раковины редки, что свидетельствует о высокой волновой энергии в этих районах (обстановки пляжа или предбрежного бара), где частички донных осадков сильно истираются. Некоторые прослои обломочной ракуши хорошо сцементированы глиной и имеют светлый серовато-зеленый цвет (колонки V18-40, V18-43 до V18—48, V18-149, V18-150). Конгломерато-раковинные осадки являются другим типом концентрации грубообломочного материала; они известны лишь в самых низах колонок. Наиболее обычна конгломерато-раковинная фация на шельфе Баия-Бланка и близ Сан-Блас. Наблюдается градационная слоистость: диаметр андезитовых галек уменьшается от 10—50 мм в подошве слоя до 3—5 мм в кровле. В некоторых колонках (V14-29) мощность песчанистых конгломератов превышает 2 м (фиг. 13, *б*). Присутствуют обломки раковин, количество песчаного материала составляет примерно 30%.



ФИГ. 13.

а — колонка V17-118, взятая на шельфе южнее Баия-Бланка. Видно преобладание песка в верхних горизонтах (перекрывающий песок) и увеличение содержания ракуши вниз по разрезу вплоть до формирования конгломератов, обогащенных обломками крупных раковин (баровая фация). *б* — колонка V14-29. Тонко- и среднезернистый, серый, хорошо сортированный кварцевый перекрывающий песок, который становится конгломератовидным к основанию разреза; много крупных раковин. Слой конгломерата свидетельствует о прибрежном происхождении. *в* — колонка V14-21. *г* — колонка V18-149. Слоистый темно-серый алеврито-глинистый ил, переслаивающийся с чистым кварцевым песком, содержащим примесь слюды и обломков раковин. *Текстуры*: *Г* — гомогенная, *К* —конгломератовая, *П* — пятнистая, *С* — слоистая.

Около Баия-Бланка некоторые колонки (например, V16-158) обогащены розовой глинистой галькой, при этом количество песка увеличивается к основанию разреза. Часть андезитовых галек покрыта карбонатными раковинами обрастающих организмов; целые раковины гастропод и морских желудей также встречаются в прослое конгломератов, указывая на высокую биологическую активность в стабильных мелководных условиях. На фотографии, сделанной на станции V16-57 (глубина 70 м), видно обнаженное дно, сложенное конгломератом; песка нет, видимо, из-за размыва сильными донными течениями.

3. Преимущественно глинистые фации. Подобные фации представлены двумя разновидностями. Первая является чисто глинистой, во второй наблюдается переслаивание глинистого ила с песком. Наиболее обычным типом осадка является зеленовато-серый или голубой глинистый алеврит, очень однородный, с многими обломками раковин. В весьма однородной и пластичной глине описаны захороненные в прижизненном положении скрепленные створки (фиг. 13, *в*). Эти однородные глинистые фации, достигающие местами мощности почти 10 м, развиты в главном канале внешней части эстуария Ла-Платы [19] и в заиленных участках (колонки V16-178, V16-179).

В колонке V15-156, расположенной близ перегиба шельфа, эта фация содержит слой глинистого песка мощностью около 3,5 м гомогенной и пятнистой текстуры (3,4 фи), перекрывающего слои илистого ракушняка. Илистые фации перекрыты тонким слоем песка, и они содержат переслаивающиеся гомогенные и пятнистые глинистые пески и тонкие (25—60 мм) четкие пласты чистых желтых среднезернистых песков (колонки V16-176, V16-177, V14-21 и V18-48, фиг. 13, *в*).

Этот тип структуры и прослои песков могут указывать на придельтовую фацию, когда уровень моря был ниже на 100 м. Лонарди и Юинг [11] отметили серию каналов в районе перегиба шельфа между 36 и 37°5′ ю. ш., которые, возможно, являются протоками внешней дельты. Здесь можно предположить придельтовый тип седиментации.

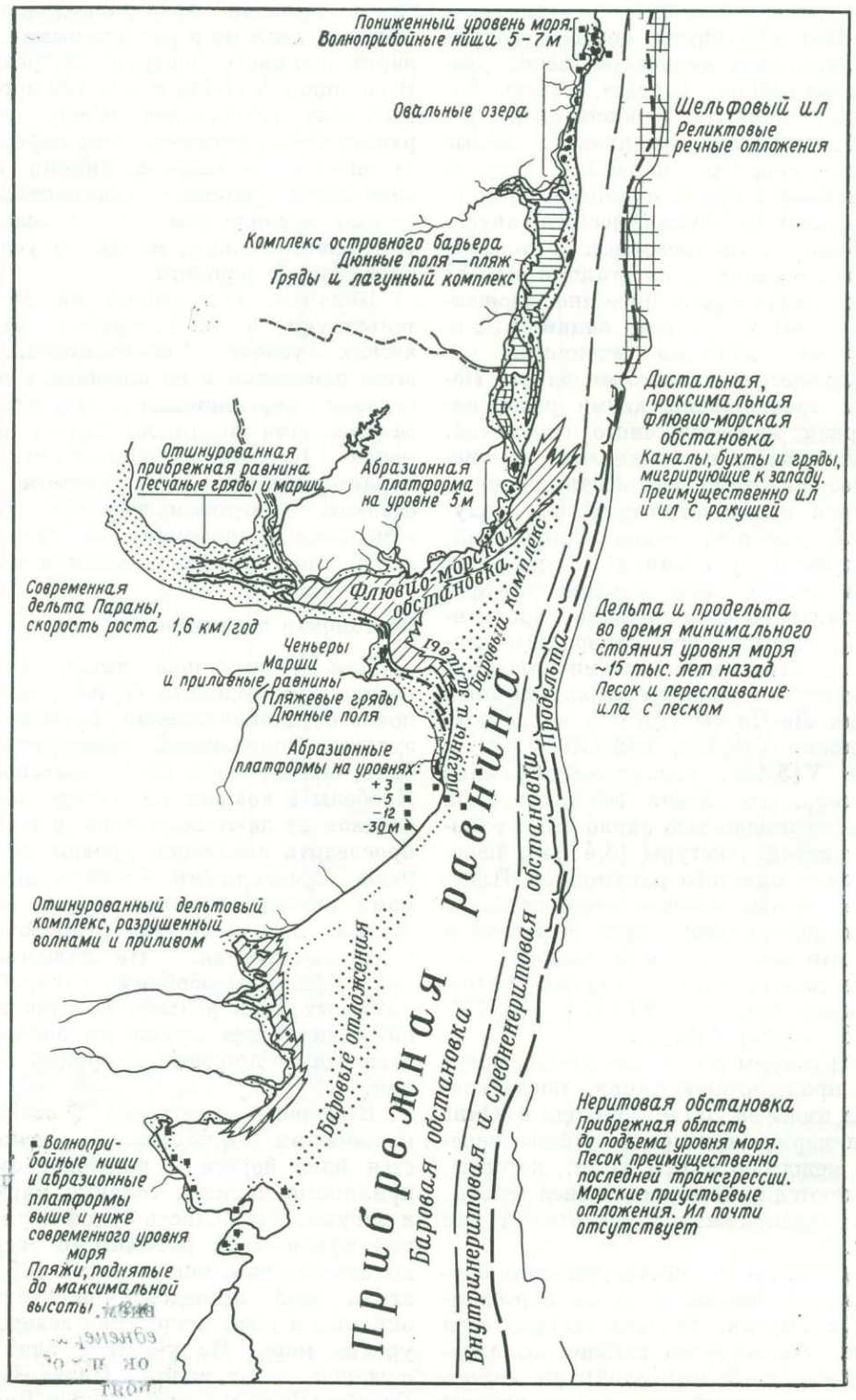
В тех областях, где песок еще довольно обилен, глинистые отложения и песок переслаиваются друг с другом. Обычно наблюдается переслаивание светло-серого глинистого алеврита с тонкими (1—2 мм) слойками серого песка, при этом глинистый ил обладает хорошо выраженной тонкой слоистостью. Примером является колонка V18-149 (фиг. 13, *г*). В этом случае прослой песка расположен между пятнистыми глинами и раковинными песками в области активного поступления речных осадков. В колонках V15-149 и V15-150 прослой глинистого ила расположен между пятнистыми и раковинными песками. Этот случай отличается от описанного выше и, видимо, соответствует спокойным условиям седиментации с циклическим накоплением речных осадков (алеврито-глинистого ила), например условиям лагун прибрежной равнины.

Колонки, полученные на шельфе, свидетельствуют о многообразии палеогеографических условий седиментации. Наблюдаются изменения и на площади, и в разрезе, что говорит о переплетении ряда факторов в процессе эволюции континентального шельфа в голоцене. Каждая из обстановок седиментации характеризуется определенным комплексом осадков, в котором текстуры указывают на изменения гидродинамического режима и условий процесса осадконакопления.

Обстановки осадконакопления

Как указывалось выше, представляется возможным выделить серию различных обстановок осадконакопления, проявлявшихся в результате голоценовой трансгрессии (и, может быть, более ранней плейстоценовой регрессии). Пробелы в возрастных датировках шельфовых осадков не дают возможности последовательно проследить эволюцию уровня моря. Различия между эрозионными и аккумулятивными формами рельефа в совокупности со свойствами осадков позволяют закартировать обстановки осадконакопления. На палеогеографической карте (фиг. 14) обобщено распространение реликтовых форм рельефа и осадков в соответствии с наиболее крупными зонами, существовавшими в процессе миграции береговой линии.

Выделены следующие обстановки осадконакопления. *Прибрежная равнина* формируется близ берега и включает субобстановки: приливные низины, соленые марши, эстуарии и лагуны. Эта область сухой и умеренно влажной прибрежной равнины (с несколько более холодным климатом, чем ныне [8]) простирается вдоль всей исследованной континентальной окраины и ныне погружена вследствие подъема уровня моря. На участках близ устьев больших рек, таких, как Ла-Плата (Буэнос-Айрес), Гуаиба (Риу-Гранди-ду-Сул) и Рио-Колорадо—Рио-Негро (юг Баия-Бланка), на шельфе остались крупные реликты эстуариев и дельт, но



ФИГ. 14. Главные обстановки осадконакопления и их характерные особенности.
Схема основана на результатах изучения колонок осадков, рельефа и сейсмических разрезах.

морфология их изменена более поздним гидродинамическим режимом.

Фундамент прибрежной равнины образован дораннеплейстоценовыми или еще более древними образованиями, которые погребены на большей части шельфа под осадками прибрежной равнины или трансгрессивным песчаным чехлом.

Приливные низины и лагуны находятся в континентальной части прибрежной равнины, они сходны с теми современными формами, какие обнаружены в заливах Сан-Блас, Баия-Бланка и Самборомбон. Приливные низины связаны с открытым морем каналами, по которым осадки транспортируются сильными приливными течениями, создающими в каналах значительную глубину. Там, где течения были более активны, осаждались базальные пласты плохо сортированной ракуши и глины. Ослабление течений приводило к образованию слоистой глины и тонкозернистого хорошо сортированного песка. Эти текстуры, наблюдаемые в колонках, хорошо сохранены, возможно, вследствие высокой скорости седиментации, которая помешала бентосным илоедам нарушить седиментационную слоистость. В осадках приливных низин скорость седиментации, по-видимому, ниже, ходы роющих организмов более многочисленны и часто присутствуют целые раковины в прижизненном положении. Скопления раковин часто отмыты от глины и смешаны с галькой плотной глины.

В данном разрезе осадки приливных низин перекрыты тонким чехлом *баровых песков* (колонки V16-157, V18-149, фиг. 13,*г*). В противоположность приливным низинам *соленые марши* характеризуются песчанистым илом с редкими тонкими пропластками ракуши, которые напоминают песчаные или ракушечные валы, погребенные под ил. Отложения лагун сходны с отложениями приливных низин, но содержат меньше раковин; в них в изобилии встречаются песчаные прослои, чередующиеся со слоистым глинистым илом, что свидетельствует об изменениях гидравлического режима.

В некоторых колонках близ Мар-дель-Платы и эстуария Платы (например, колонки V15-148 до V15-151) видны осадки лагун или соленых маршей, перекрытые песками барьерной фации. Это является результатом смещения береговой линии в сторону суши.

Анализ взятых колонок позволяет предположить, что осадки прибрежной равнины простираются к востоку до глубины 80—100 м. Радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что прибрежная фауна (в пляжевых отложениях) распространена на больших глубинах, чем в настоящее время; сейсмопрофилирование дает основание думать, что осадки прибрежной равнины могут распространяться вплоть до глубины 140 м.

Морские осадки обычно перекрывают описанные выше отложения. Они могут быть подразделены на собственно морские осадки, свободные от влияния рек, и *флювио-морские, связанные с влиянием рек*, которые являются поставщиками осадочного материала. Среди собственно *морских* осадков выделяются две разновидности: существенно органогенно-обломочные и преимущественно терригенные. Существенно органогенно-обломочные отложения накапливались в условиях баров. Это в основном обломочные (песчаные) осадки, причем биологическая активность (вследствие очень малой глубины) достаточно высока, чтобы обеспечить преобладание органогенного материала над терригенным. Эти отложения сконцентрированы во вдольбереговых барах, валах и, возможно, в выбросах штормов на пляже. Они часто размываются волнами и течениями в прибрежных зонах. Нередко органогенно-обломочные отложения перекрыты песком, при этом граница между ними может быть и резкой, и размытой (например, в колонках от V18-40 до V18-44). Колонки были получены в районе отмелей Ла-Платы, которые рассматриваются в качестве реликта барового комплекса (фиг. 2 и 5).

В прибрежных участках переслаивание алеврита и глинистого ила становится обычным, видимо, в результате деятельности течений, проникающих в заливы или каналы. Большинство таких участков приурочено к барьерным косам или валам, как это наблюдается в настоящее время вдоль береговой линии (например, песчаная коса Пунта-Раса [19], заливы Риу-Гранди и Баия-Бланка—Сан-Блас), и к системе отмелей района «илистых колодцев» (mud wells).

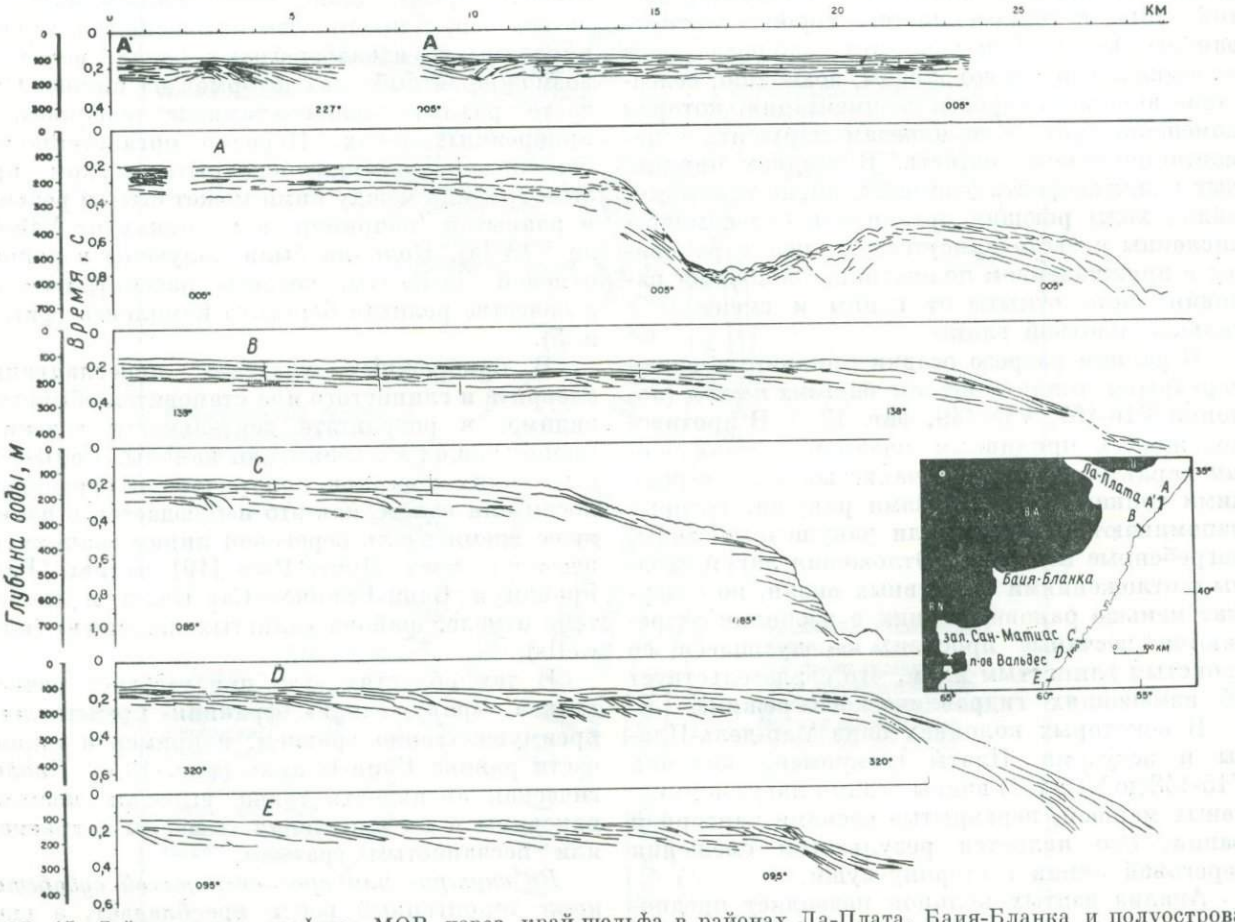
В тех областях, где присутствует речная галька, «ракушечная» фракция представлена преимущественно гравием, например в южной части района Баия-Бланка (фиг. 13,*в*). Биологическая активность также высокая, поэтому раковины и их скопления смешаны с гравием или песчанистым гравием.

Во внутри- или субтидальной литоральной субобстановке терригенный песок преобладает, а скорость седиментации, вероятно, меньше. Волны, течения и роющие организмы время от времени перемешивают песок и изменяют микрорельеф дна. За исключением некоторого количества

илистой смеси, осадки однородны. Однако спорадически штормовые волны и течения воздействуют на дно и взмучивают осадки. Следовательно, реликтовые формы дна шельфа и осадки, по-видимому, изменены и местами являются наложенными образованиями.

Реликтовые отложения внутренней неритовой субобстановки найдены также в районе современного внешнего шельфа и во внешней неритовой области (фиг. 14). В последнем случае отличие основано только на содержании алеврита и почти полном отсутствии органических остатков. В районах с активным влиянием рек обычен бесструктурный алевритистый песок, однако местами он переслаивается с песком, что отражает, возможно, изменения сильных приливных течений, проникающих по бороздам или каналам.

К *флювио-морским отложениям* относятся морские отложения, которые формируются за счет поступления речного материала. Скорость отложения здесь достаточно велика, чтобы уменьшить биологическую активность. В *проксимальной* части флювио-морских отложений наблюдается переслаивание мощных слоев глинистого ила и песка, подобное переслаиванию в приливных каналах, но здесь характерно более высокое содержание глинистого вещества. Возможно, это обусловлено осаждением взвеси в соленой воде [13, 19, 21]. Даже когда глинистый ил не содержит песка, наблюдается некоторая слоистость, вероятно, за счет изменений течения (колонка V14-21, фиг. 13,*в*). Содержание макрофауны уменьшается вверх по разрезу, и только на отмелях (например, отмели Ла-Платы) речной ил смешивается с об-



ФИГ. 15. Сейсмические профили МОВ через край шельфа в районах Ла-Плата, Баия-Бланка и полуострова Вальдес.

Получены с помощью спаркеров на судах «Ара-Заниола» и «Вима» в 1966 г. На разрезе *A'A*, параллельном краю шельфа, видны серии каналов, выполненных осадками; на разрезе *A* — проградационные слои, образующие дельтоподобный фронт. Разрез *A* пересекает каньон и террасу Ла-Плата. На других разрезах также видны дельтовые проградационные слои, частично обнажающиеся на континентальном склоне (например, разрез *B*). Для этих отложений по данным морских разведочных скважин предполагается возраст от раннего до среднего плейстоцена.

ломками раковин (от V18-147 до V18-149, фиг. 13,*г*). Подобная обстановка накопления преимущественно глинистых илов наблюдается на шельфе Уругвая и распространяется вплоть до середины и до перегиба шельфа, особенно перед мысом Полонио, Рио-Негро — Рио-Колорадо, где колонки осадков отличаются от колонок в районе Ла-Платы. Современные осадки, по-видимому, более илистые и расположены узкой каймой в заливах Сан-Блас и Баия-Бланка.

Флювио-морские осадки *дистальной обстановки* осадконакопления продвигаются к неритовым, так как здесь осаждается взвесь таких рек, как Ла-Плата. В проксимальных и дистальных условиях структура транспортировки осадочного материала различна. В то время как в проксимальных (речных) областях отливные течения лишь усиливают разгрузку рек, в дистальных областях морские полупостоянные течения (приливные, обусловленные ветрами) являются единственными агентами транспортировки взвешенного вещества.

Эти осадки широко распространены в изученной области, преимущественно в северной ее части. Примером могут служить районы Баия-Сан-Блас — Баия-Бланка и район от северо-востока Ла-Платы до Риу-Гранди-ду-Сул. На широте 35° ю. ш. осадки в колонках становятся более илистыми и гомогенными в результате влияния Ла-Платы. Текстуры осадков и сейсмические профили МОВ (фиг. 6) свидетельствуют о смещении в сторону суши этой субобстановки осадконакопления, которая сменяется обстановкой островных барьеров или отмелей, перекрытых песчаными и глинистыми илами.

Представляется, что канал, тянущийся от Уругвая, распространялся до края шельфа примерно до 34° 30′ ю. ш., а расположенная на шельфе долина Ла-Платы в раннем голоцене или ранее оказывала большее влияние на осадконакопление в этом секторе.

На краю шельфа Риу-Гранди-ду-Сул найдены дистальные флювио-морские осадки, представленные темно-зеленоватым алеврито-глинистым илом, который частично обогащен обломками раковин. Генезис этих осадков обусловлен выносами рек района Риу-Гранди-ду-Сул, особенно Гуаиба, Камакуан и Жагуаран, которые достигли шельфа во время низкого стояния уровня моря [12].

Две другие субобстановки осадконакопления также описаны близ края шельфа, однако из-за скудости информации границы их не полностью определены. Это *дельты* и *заливы*. Осадки здесь состоят из гомогенных илов, содержащих сильно деформированные линзы песка, или переслаивающихся алеврито-глинистых илов и песков, что позволяет предполагать промежуточные условия осадконакопления. Осадки обеих обстановок седиментации найдены близ края шельфа и идентифицированы по характерным формам рельефа дна. На фиг. 15 видны типичные проградационные слои в верхней части современной толщи дельтовых осадков, отраженной на профиле НОВ. Некоторые горизонтальные отражающие горизонты в верхней части разреза и очень неровное дно с волнистыми формами рельефа указывают на перекрытие вышележащими осадками трансгрессивной барьерной фации, которое могло бы быть обусловлено подъемом уровня моря и отступанием берега.

Радиоуглеродные определения

В табл. 3 представлены результаты радиоуглеродных датировок различных образцов раковин, собранных на погруженной и субаэральной прибрежной равнине. Хотя этих результатов недостаточно для того, чтобы построить точную кривую подъема уровня моря, они все же указывают на его подъем 11 700±500 лет назад от уровня —139 м до настоящего положения и на осцилляции уровня в течение периода 9000—2000 лет назад, пока 2000 лет назад уровень моря не стабилизировался. Эти события не обязательно синхронны периодам отступания ледника, и, возможно, в изученном районе подъем уровня моря был более медленным, чем в других районах.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные указывают на следующие факты:

1. Континентальный шельф в позднем плейстоцене был по крайней мере на 150 м ниже современного уровня моря.

2. Уровень моря 11 000 лет назад поднялся от примерно —140 м до современного положения, что может быть определено как голоценовая трансгрессия.

Основой для подобных выводов являются не только радиоуглеродные датировки, но и фации осадков, формы рельефа, определенные на погруженной равнине, а также палеонтологические данные. [1].

Заключение

Материалы о континентальном шельфе, которыми мы располагаем, делают возможным анализ современных осадков и обстановок осадко-

Таблица 3

Радиоуглеродные определения по раковинам из осадков прибрежной равнины

Аналитическая лаборатория	Образец	Место взятия образца	Горизонт, см [а]	Расстояние от уровня моря, м	Возраст, года	Примечания
LDGO	Lss	Отмели Ла-Платы	Поверхность	—22	1 500	Глина, смешанная с песком и известняковой галькой
1286 A. LDGO	Lss	Отмели Ла-Платы	Поверхность	—40	6 000±100	То же
Gif. 736 CNEA	D-5	Дельта Ла-Платы	Поверхность	—10	3 250±110	Глина, смешанная с уплотненным глинистым илом
LDGO	V15-149	Внутренний шельф Мар-дель-Платы	60—80	—66	15 000±300	Глина, переслаивающаяся с песком
	V14-21	Шельф Ла-Платы	210—220	—139	10 700 [б]	
	V16-174	Внешний шельф Ла-Платы	65—98	—115	11 000±150	Глина, переслаивающаяся с песком
	V17-109	Средний шельф Баия-Бланка	130—160	—73	9 800 [б]	41°39′ ю. ш., 59°53′ з. д.
	V17-109	Средний шельф Баия-Бланка	670—690	—73	9 900 [б]	Условно
	V17-112	Средний шельф Баия-Бланка	100—125	—58	17 250 [б]	Глина, переслаивающаяся с песком
	V17-112	Средний шельф Баия-Бланка	320—330	—58	35 000	То же
Смитсоновский институт	Lss	Пунта-Меданос		—24	1 460	
Delaney, 1965		Риу-Гранди-ду-Сул		+1,5	1 975±150	Торф Консейкао, Бразилия
Ла-Холья, 1399		Мар-Чикита	50	+5	3 400±200	Изолированный пляжевый вал на внутренней стороне лагуны около дороги
1016 LDGO		Мар-Чикита	30	+3	3 070±150	Приподнятый пляжевый вал на приморской стороне лагуны
Delaney, 1967		Монтевидео	50	+2	2 450±100	Удлиненный нанесенный штормами пляжевый вал во внутреннем заливе Монтевидео (Арсенал)
Gif. 737 CNEA		Самборомбон	100	+3,5	3 770±110	Самборомбон, внутренняя часть черьерной равнины близ прибрежной скоростной магистрали
Delaney, 1967		Пунта-дель-Индио	150	+4	4 460±110	Черьеры, наиболее удаленная от берега часть прибрежной равнины Ла-Плата
Смитсоновский институт		К. Аррегуи	100	+6	7 600±600	То же
Delaney, 1967		Острова Вискайно	—	+1	5 980±200	Пляжевый вал на острове в эстуарии реки Уругвай
Ван дер Молен		Дельта Параны	—	—24	8 640	Торф под отложениями современной дельты Параны
Delaney, 1967		Сориано	—	+2	5 420±110	Пляжевый вал на прибрежной равнине Уругвая, погребенный под песком
Гронинген, Голландия [в]		Лос-Талас	—	+2	4 600	Вал на прибрежной равнине Ла-Плата
		Мар-Чикита	—	1,5	4 000±200	Отложения слабых приливов; глина и сильно уплотненный глинистый ил
		Пипинас	—	+7	30 000±1 000	Ракуша, сцементированная карбонатом, под осадками прибрежной равнины Самборомбона
		Ла-Плата	—	+5,5	3 530±35	Тыльная сторона клифа, прибрежная равнина Ла-Плата

[а] Глубина от поверхности.

[б] Эти определения не используются в настоящей статье.

[в] Cortelezzi, Lerman, 1971.

накопления в изученном районе начиная с позднего плейстоцена.

Главным фактором в эволюции континентального шельфа был подъем уровня моря и его осцилляции, вызванные таянием ледников в течение последних 18 000 лет. В этом районе требуется провести дополнительные исследования; тем не менее результаты изучения осадков, фауны, форм рельефа и радиоуглеродные определения — все это, в целом изученное с точки зрения обстановок осадконакопления и путем сравнения с моделями современной седиментации на литорали, дает возможность нарисовать более или менее точную картину истории континентального шельфа в течение последней тысячи лет.

1. Вследствие глобального процесса гляциоэвстазии континентальный шельф находился под воздействием постгляциальных относительных флуктуаций уровня моря. Уровень моря повышался в течение последних 18 000 лет, за исключением некоторых периодических осцилляций или эпейрогенических движений, которые мы не будем оценивать здесь.

2. Большинство осадков отлагалось в эстуариях и заливах или неподалеку от устьев рек. Вдольбереговые течения разносят эти осадки вдоль береговой линии.

3. Главными агентами транспортировки служили полупостоянные течения, обусловленные приливом, ветром или вдольбереговым перемещением вследствие конвергенции волн. И в настоящее время рисунок этих течений частично сохраняется. Тем не менее основные океанские течения (теплые и холодные) могли менять во времени области конвергенции, смещая их несколько к северу или югу, что оказывало влияние на фаунистические комплексы.

4. В течение основной трансгрессии современный рисунок речной сети уже существовал на ныне погруженной части прибрежной равнины в виде затопленных регрессивных эстуариев и абразионных или аккумулятивных литоральных форм рельефа, обусловленных колебаниями уровня моря.

Все эти события проявились в латеральной миграции береговой линии в результате изменения уровня моря и скорости седиментации. Осадки континентального шельфа могут быть подразделены на реликтовые, переработанные и современные. Реликтовые осадки, которые не соответствуют современным условиям осадконакопления, представлены трансгрессивным чехлом голоценовых песков. Позднее на часть площади дна шельфа воздействовали процессы аккумуляции и эрозии, перерабатывающие ранее сформированные осадки и черты рельефа. Современные осадки являются продуктом поставки осадочного материала реками, скорости их осаждения отчасти зависят от береговых процессов.

Наблюдается три главных источника флювиального материала:

1. Реки района Риу-Гранди-ду-Сул, которые, начинаясь на возвышенностях (холмах, сложенных докембрийскими породами, и лавовых плато), прорезали прибрежную равнину и достигали края шельфа [12], образуя проградационные маленькие дельты и эстуарии до начала морской трансгрессии и создавая таким образом пояс реликтовых шельфовых илов.

2. Ла-Плата — наиболее важная речная система, так как представляет собой огромный водосборный бассейн [19—21]; она оказывает влияние на область эстуария и близлежащего внутреннего шельфа в средней части шельфа Уругвая с созданием плаща илистых отложений, достигающего района Риу-Гранди-ду-Сул. В позднем плейстоцене Ла-Плата достигала края шельфа, формируя обширный дельтовый комплекс, впоследствии погребенный осадками отступавшей в связи с подъемом уровня моря барьерной фации.

3. Реки Рио-Колорадо и Рио-Негро выносят обломочный материал на юге в залив Сан-Матиас и на севере в бухты Сан-Блас и Баия-Бланка. Он формирует, однако, очень узкий пояс илистых песков. Когда речные выносы достигали края шельфа, то формировались бухты, эстуарии и дельты. Возможно, в прошлом эта речная система обладала большим расходом воды, чем сейчас, и создала каньон северной Патагонии [11]. Имея в виду значительные запасы песка на внутреннем шельфе, можно предполагать, что реки Патагонии в голоцене переносили более грубый осадочный материал и были основным его источником.

С тонкими осадками дело обстояло иначе из-за их частичной флокуляции и более интенсивного вымывания. Последнее зависит от концентрации речной взвеси, которая, видимо, значительна лишь в Ла-Плате.

Глубокий изолированный бассейн в заливе Сан-Матиас, видимо, имеет доплейстоценовый возраст. Дно бассейна покрыто мощным покровом гомогенного глинистого ила, который мог миновать порог со стороны Рио-Негро [14] благодаря приливным течениям, в этом заливе направленным против часовой стрелки.

На первом этапе речной материал осаждался в руслах рек и эстуариях. Когда они были за-

полнены осадками в условиях стабильного положения уровня моря, флювиальные отложения стали распространяться в пределы шельфа. Вдольбереговые течения подхватывали этот материал и разносили его параллельно береговой линии, очевидно, постоянно направляясь к северу. Затем одновременно с отступанием берега был создан обширный песчаный покров, перекрывший более ранние отложения и разделивший доголоценовые и голоценовые фации осадков. Эти покровные фации также проникли в эстуарии и перекрыли дельты на суше дальше современной береговой линии, создав базальные «древние пески» [21]. Примером могут служить долина Ла-Платы, в вершине которой найдены морские отложения ([6]; Урьен, не опубликовано), и прибрежная равнина Риу-Гранди [4—6]. Когда примерно 2000 лет назад уровень моря стабилизировался, то в связи с установлением равновесия между трансгрессией и осадконакоплением началась проградация. Поэтому заполнялась осадками прибрежная морская полоса, формировались современные дельты, бары и т. д.

В Риу-Гранди-ду-Сул заполнение прибрежной морской полосы пляжевыми валами, песчаными косами и дюнными полями создало гигантскую систему барьерных островов длиной свыше 300 км с лагунами, ширина которых местами достигает 20 км и более [6]. Например, современная приливная дельта внутренней части Ла-Платы (дельта Параны) проградирует в эстуарий, и речные отложения слагают удаленные от берега илистые фации, которые перекрывают «древний песок» [20] даже на внутреннем шельфе. Условия транспортировки осадочного материала реками Рио-Колорадо и Рио-Негро хуже, вероятно, из-за сухого климата во внутренних частях водосборного бассейна. Здесь развита сильно разрушенная мощными приливами и волнами дельта, смещенная к югу от бухты Баия-Бланка.

На северо-востоке прибрежной равнины Буэнос-Айреса пляжевые валы, низины и лагуны полузанесены покровом молодых речных отложений, которые постепенно заполняют бухты и лагуны.

Эти современные обстановки осадконакопления являются результатом стабильного положения уровня моря и с некоторыми ограничениями идентичны тем вышеописанным обстановкам погруженной части прибрежной равнины, которые обусловлены геологическими процессами, происходившими во время понижения уровня моря в раннем плейстоцене и во время последовавшей голоценовой трансгрессии, которая привела к отступанию береговой линии. Затем дельты, эстуарии и заливы были затоплены и частично погребены под квазиавтохтонным песчаным покровом, который перекрыл рельеф прибрежной равнины. Модификации этого нового гидродинамического режима создали новый рельеф дна шельфа путем активизации реликтовых осадков в этих областях, достаточно мелких для воздействия на них волн и течений.

Мы весьма обязаны за помощь и полезные советы нашим коллегам: Батлеру, Делани, Юингу, Лонарди, Мартинсу, Пирсу, Ричардсу, Зигуэлю и Турберу. Особую благодарность мы хотели бы выразить сотрудникам Лаборатории колонок Ламонтской геологической обсерватории, чья помощь была неоценимой.

Мы благодарны руководителям Гидрографической службы Аргентины за разрешение использовать их лаборатории и за предоставление информации, важной для настоящего исследования. Мы признательны компании «Кэбот петролеум инкорпорейшен» (Аргентина) за помощь в подготовке этой публикации. За данные, полученные Ламонтской геологической обсерваторией Колумбийского университета, и за помощь в проведении той части работы, которая была выполнена в обсерватории, мы обязаны также Морскому флоту США, Управлению морских исследований и Национальному научному фонду США за их поддержку (контракт № 00014-67-A-0108-0004 и дотации NSF-GA 27281 и GA-29460 соответственно).

Список литературы

1. *Boltovskoy E.*, 1973, Estudo de los Testigos Submarinos del Atlantico Sudoccidental, Buenos Aires, Rev. Museo Cs. Nat. B. Rivadavia, 7, no. 4, 340 p.
2. *Butler L. W.*, 1970, Shallow structure of the continental margin, southern Brazil and Uruguay, Geol. Soc. America Bull., 81, no. 4, p. 1079—1096.
3. *Curray J.*, 1966, Continental terrace, in *Fairbridge R. W.*, ed., Eucyclopedia of oceanography, New York, Van Nostrand Reinhold, p. 207—213.
4. *Delaney J.*, 1963, Outline of the geologic history of the coastal plain of Rio Grande do Sul; South American coastal studies, Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ., 63 p.
5. *Delaney J.*, 1965, Reef rock on the coastal platform of southern Brazil and Uruguay, Symp. on the ocean of western South Atlantic, Brazil, Sect. III, p. 9.
6. *Delaney J.*, 1966, Geology and geomorphology of the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil and Uruguay; South American coastal studies, 18B, Coastal Studies Inst., Louisiana State Univ., 58 p.
7. *Fray C., Ewing M.*, 1963, Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentina shelf, I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine continental shelf sediments, Acad. Nat. Sciences Phila., 115, p. 113—126.

8. *Groot J. J., Groot C. R., Ewing M., Burckle L., Conolly J. R.*, 1967, Spores, pollen, diatoms and provenance of Argentine Basin sediments, in The quaternary history of the ocean basins, progress in oceanography, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, 4, p. 179—216.
9. *Harrington H.*, 1956, Argentina, in *Jenks W. F., ed.*, Haudbook of South American geology, Geol. Soc. America Mem. 65, p. 131—165.
10. *Herman H.*, 1948, Sounding taken during the Discovery investigations, 1932—1939, Discovery Report 25, p. 29—106.
11. *Lonardi A. G., Ewing M.*, 1971, Sediment trasport distribution in the Argentine basin, 4. Bathymetry of the continental margin, Argentine basin and otner related provinces, canyous and sources of sediments, in *Ahrens L. H. et al.*, eds., Physics and chemistry of the earth, Elmsford N.Y., Pergamon Press, p. 79—121.
12. *Martins L., Urien C. M.*, 1967, Os sedimentos da plataforma continental do Rio Grande do Sul and Uruguay, Cong. Brasileiro de Geologia, Curitiba.
13. *Ottman F., Urien C. M.*, 1966, Sur quelques problèmes sédimentologiques dans le Rio de la Plata, Rev. de Géogr. Physique et de Géol. Dynamique, fasc. 3, p. 209—224.
14. *Pierse J., Urien C., Sieguel F.*, 1969, Topografia submarina del golfo de San Matias, Argentina, Journadas Geologicas Mendoza, abstract.
15. *Remiro J., Etchichury M.*, 1960, Muestras de fondo de la plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36°30′ latitude South y meridianos 53°10′ y 56°30′ longitude Oeste, Bull. Mus. Cs. Nat. B., Rivadavia, 4.
16. *Richards H. G., Graig J. R.*, 1963, Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine shelf, II. Pleistocene mollusks from the continental shelf off Argentina, Acad. Nat. Sciences Phila., 115, no. 6, p. 113—152.
17. *Schnack E. J.*, 1969, Los sedimentos de la plataforma continental correspondientes al area externa del Rio de la Plata (thesis), Argentina, Museo de la Plata.
18. *Teruggi M., Chaar E., Remiro J., Limousin T.*, 1959, Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahia Blanca, LEMIT, 12, p. 77, La Plata.
19. *Urien C. M.*, 1967, Los sedimentos modernos del Rio de la Plata exterior, Bol. Servicio Hidrographia Naval, Buenos Aires, 4, no. 2, p. 113—213.
20. *Urien C. M.*, 1970, Les rivages et le plateau continental de Sud de Brésil, de l'Uruguay y de l'Argentine, Quaternaria, 12, p. 57—69.
21. *Urien C. M.*, 1972, Rio de la Plata estuary euvironments, in *Nelson B. W.*, ed., Euvironmental framework of coastal plain estuaries, Geol. Soc. America Mem. 133, p. 213—234.
22. *Urien C. M., Mouzo F.*, 1968, Algunos aspectos morfológicos de la plataforma continental en las proximades del Rio de la Plata. Bol. Servicio Hidrografia Naval, Buenos Aires, 4, no. 4, p. 8.
23. *Urien C. M., Ottman F.*, 1971, Histoire du Rio de la Plata au Quaternaire, Quaternaria, 14, p. 51—59.
24. *Urien C. M., Zambrano J. J.*, 1972, La estructura de la terraza continental de Brazil meridional, Uruguay y Argentina: Symposium on the results of upper mantle investigations with emphasis on Latin America, 2, 11 p.
25. *Zambrano J., Urien C. M.*, 1970, Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore, J. Geophys. Res., 75, no. 8, p. 1363—1396.

Формирование и разрушение континентального склона западной Африки

О. Зейболд, К. Хинц

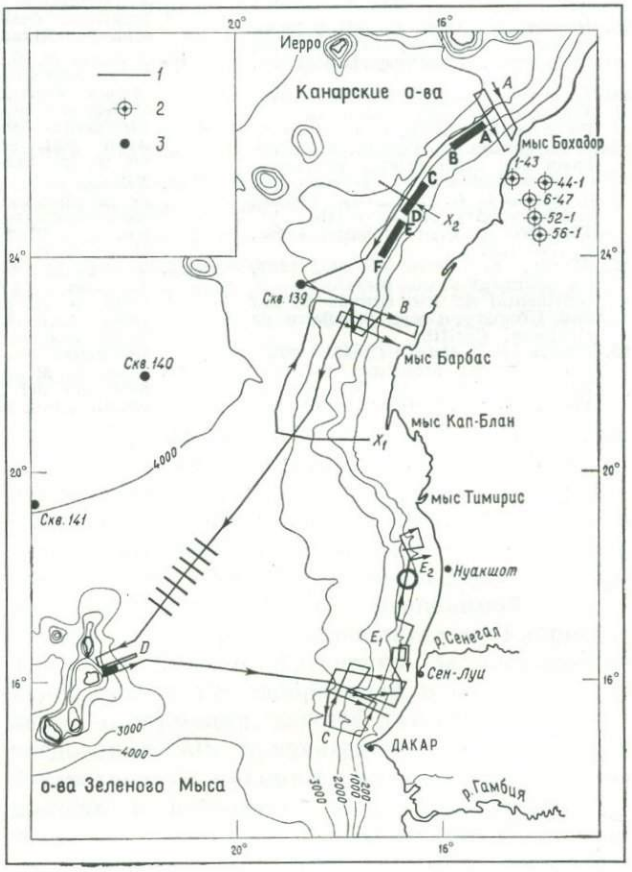
Введение

Согласно общепринятой концепции, подводные континентальные окраины атлантического типа (пассивные) развиваются путем накопления осадков в вертикальном и латеральном направлениях. Считается, что осадочный материал поставляется главным образом с суши. Между берегом и континентальным склоном всегда присутствует мелководная терраса. Осадки шельфа могут накапливаться в высоту на несколько десятков метров под уровнем моря в зависимости от гидродинамического режима [49]. Если поставляется больше осадочного материала, то он отлагается и в пределах континентального склона. Таким образом, чтобы накопилась толща мелководных осадков в несколько километров, требуется погружение фундамента.

Эта схематизированная концепция будет ниже проиллюстрирована на нескольких примерах континентальной окраины западной Африки. В центре обсуждения будут находиться континентальный склон и прилегающая к нему часть континентального подножия, а также процессы, заставляющие континентальную террасу временно отступать: эрозия в тесно сближенных каньонах, денудация в связи с подводным оползанием, горизонтальные океанические течения и возрастающее погружение.

Общая характеристика района

Морфология. Хорошо известно, что континентальная окраина северо-западной Африки напоминает континентальную окраину востока Северной Америки [24]. Наиболее важные отличия состоят в значительно большей ширине континентального подножия и в более сильной вулканической активности у побережья Африки. Ширина континентального шельфа



ФИГ. 1. Маршруты рейса 25/1971 судна «Метеор».
Заштрихован район структурного поднятия. Соляная структура к западу от Мавритании обозначена кружком. *1* — галсы непрерывного сейсмического профилирования МОВ; *2* — скважины корреляционных профилей; *3* — скважины Проекта глубоководного бурения; *A* — *D* — стандартные профили МОВ; X_1, X_2 — дополнительные профили. Глубины в метрах.

Таблица 1

Морфология подводной континентальной окраины

Район	Шельф			Континентальный склон			
	ширина, км	градиент наклона, %	глубина перегиба шельфа, м	ширина, км	градиент наклона		средняя глубина нижней границы, м
					%	градусы	
Мыс Бохадор	40	2,5	110	70	37	2°10′	2700
Мыс Барбас	100	1,0	110	70	27	1°30′	2000
Сенегал	40	2,5	105	40	52	3°	2200

значительно колеблется, перегиб шельфа всегда находится на глубине 100—110 м, наклон континентального склона составляет от 1 до 3° (табл. 1, фиг. 1).

Региональная геология. Региональной геологии прибрежной части Африки посвящены многочисленные работы [8, 10, 21, 55, 60, 22, 4, 24, 41, 61, 43, 9, 3, 42, 2, 47, 49, 35]. Обзоры современных данных по континентальной окраине западной Африки содержатся в работах ряда исследователей [37, 32, 47, 48, 49, 62, 63, 65, 5, 19, 34].

Согласно этим исследованиям, Регибатский массив отделяет бассейн Ааюн (Тарфая) на севере от Сенегальского бассейна на юге. Регибатский массив подходит к берегу в районе мыса Барбас и мыса Кап-Блан, где его граница, так же как и изобаты вплоть до глубины 3500 м, резко изгибается к юго-востоку. Расположенная на суше часть бассейна Ааюн протягивается на расстояние около 1000 км, имеет ширину до 200 км и занимает площадь несколько менее 200 тыс. км^2; Сенегальский бассейн достигает 1200 км в длину и 560 км в ширину, а площадь его составляет 340 тыс. км^2. На востоке оба бассейна граничат с палеозойскими складчатыми поясами. Однако никакой связи палеозойских бассейнов и их фаций с мезозойско-кайнозойскими бассейнами не существует.

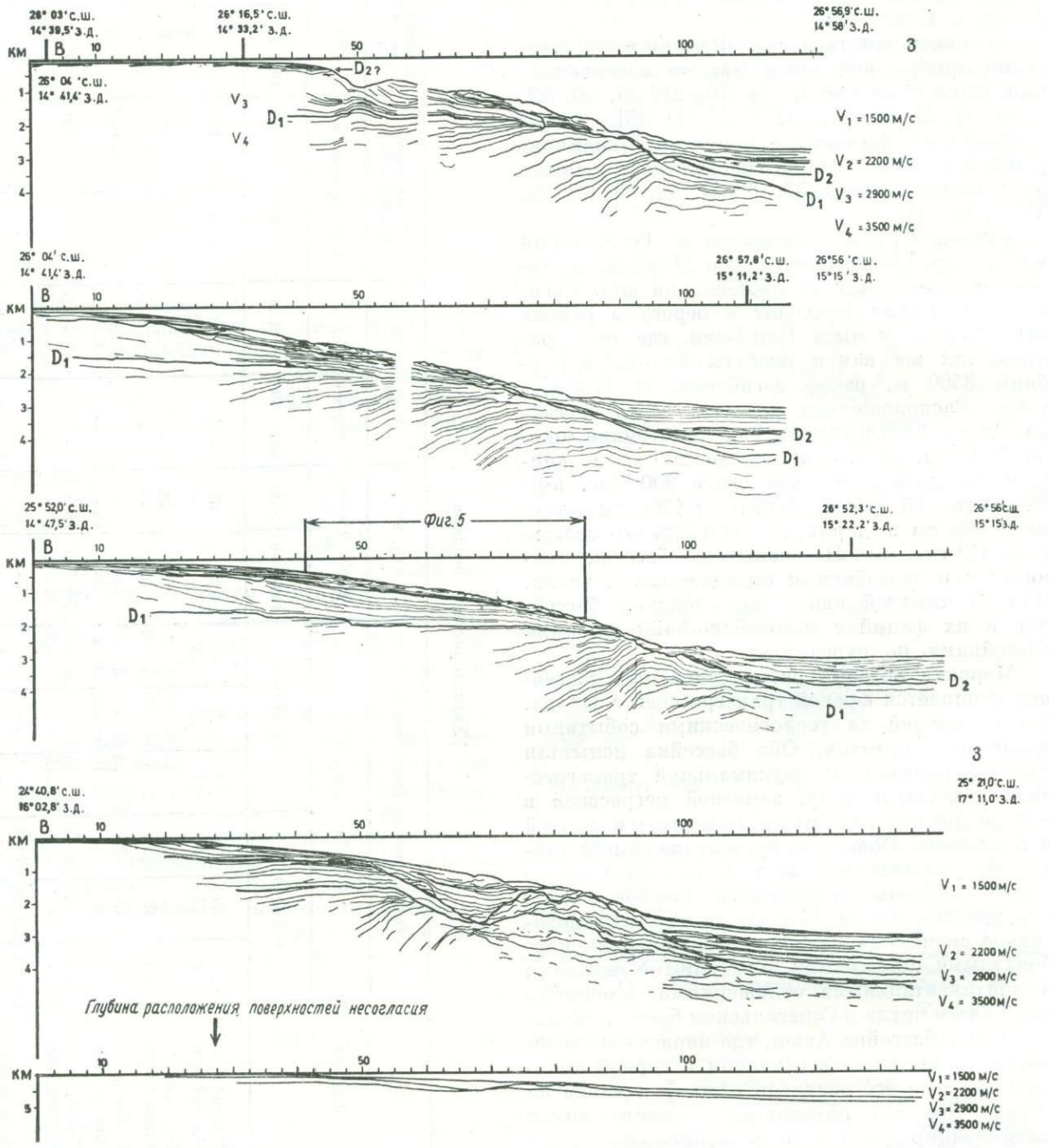
Морская история рассматриваемых бассейнов начинается юрской трансгрессией с запада, последовавшей за геологическими событиями триасового времени. Оба бассейна испытали сходное развитие с максимальной трансгрессией в позднем мелу, заметной регрессией в начале третичного времени, поднятием и эрозией в олигоцене. Общее распределение фаций также обнаруживает сходство. Близ современного берега найдены относительно глубоководные сланцеватые глины. К востоку они последовательно сменяются мелководными песками, карбонатными, пляжевыми и лагунными осадками и континентальными отложениями. Мощность осадочного чехла в Сенегальском бассейне больше, чем в бассейне Ааюн, где нарастание мощности происходило в основном в первой половине периода его развития и шло с востока на запад. Все это обусловлено развивавшимся дифференцированным погружением.

Присутствуют структуры растяжения — сбросы и флексуры, в основном параллельные берегу, однако не исключено, что имеют место и деформации сжатия. В прибрежной и приморской частях обоих бассейнов известны соляные структуры.

Таблица 2

Характеристика осадков

Район	Возраст	Песок, алеврит, пелит, вес.%						$CaCO_3$, вес.%		$C_{орг}$, вес.%		Сдвигающее усилие, г/см^2		Скорость седиментации, см/тыс. лет	
		Глубина воды, м						Глубина воды, м		Глубина воды, м		Глубина воды, м		Глубина воды, м	
		800—2000			> 2000			800—2000	> 2000	800—2000	> 2000	800—2000	> 2000	800—2000	> 2000
Португалия	Голоцен	< 1	25	74	< 1	13	86	25	32	< 1	< 1	5—10	70—120	7—22	9—18
	Плейстоцен	2	42	56	< 1	22	78	—	—	—	—	—	—	15—40	12—30
Марокко	Голоцен	16	12	72	8—10	8—15	77—82	52	48	< 1	< 1	35—65	64—100	3—10	3—8
	Плейстоцен	50	13	37	2—5	11—21	74—87	55	46	< 1	< 1	—	—	6—?	20—26
Мыс Бохадор	Голоцен	14	18	58	12—24	18—27	54—61	—	55—70	—	0,4	—	60—120	—	4
	Плейстоцен	—	—	—	4—10	50—60	30—40	—	45—55	—	1—2	—	—	—	9
Мыс Барбас	Голоцен	27—37	35—36	28—37	8—23	26—29	51—63	50—75	55—75	1	0,2—0,3	—	60—160	6	2—3
	Плейстоцен	—	—	—	7—15	60—70	20—30	45—60	40—55	2—4	0,5—0,9	—	—	10—20	4—6
Сенегал	Голоцен	3—8	38—44	48—59	—	—	—	—	7—14	1—3	2,3	—	—	20	3—15
	Плейстоцен	—	—	—	—	—	—	—	12—23	0,4—0,8	1—2	—	—	—	—



ФИГ. 2. Субширотные профили сейсмических наблюдений МОВ (см. фиг. 1) района A и профиль X_2 (в самом низу).

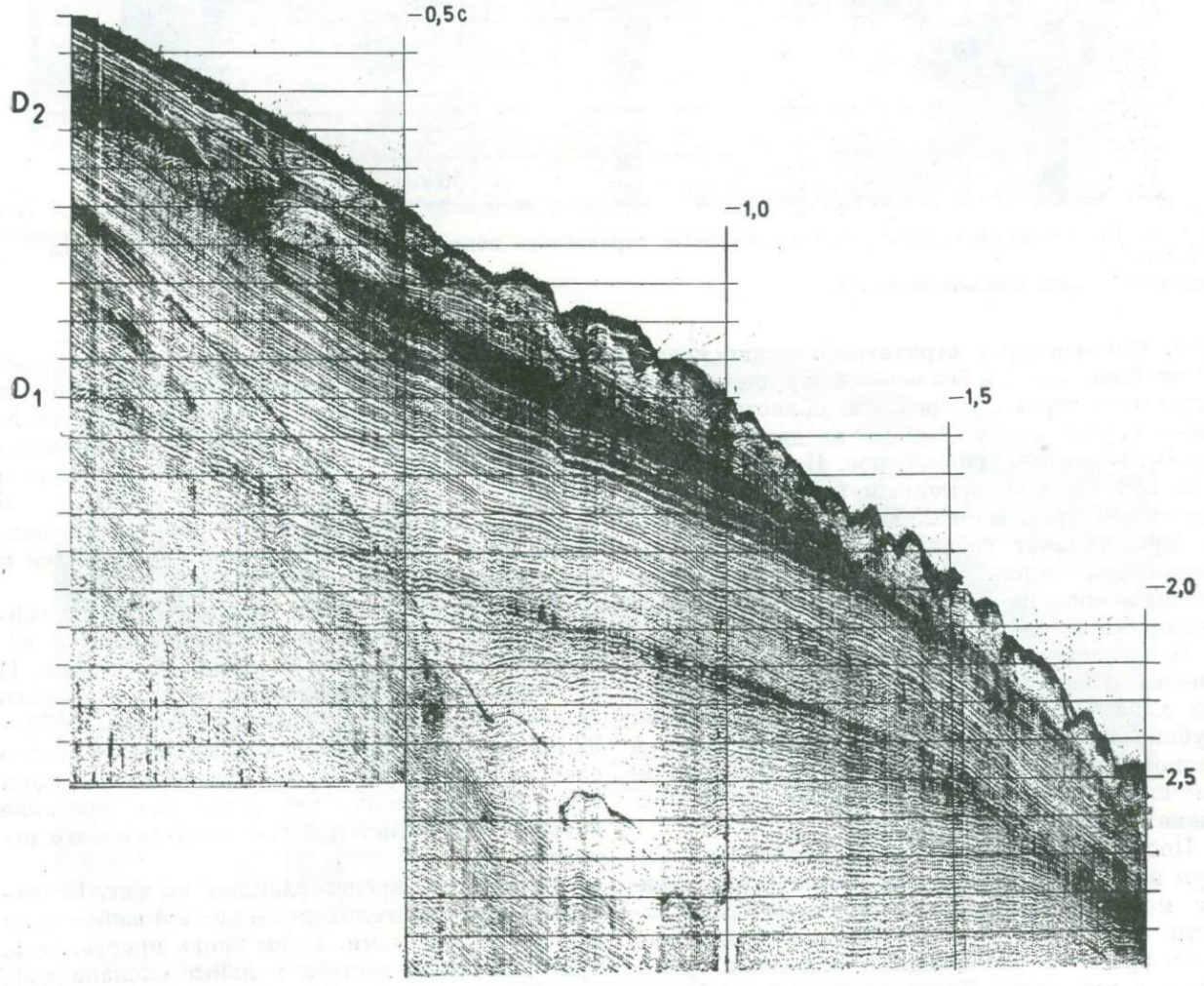
Указаны скорости, использованные для расчетов.

Четвертичные осадки. В табл. 2 показаны средние величины некоторых характеристик осадков к западу от Африки. Весьма высокое содержание карбонатного материала обусловлено преимущественным развитием планктонных организмов. Если включить в расчет и остатки кремневых организмов, то окажется, что четвертичные осадки к западу от Западной Сахары на 75% состоят из скелетных остатков планктона. Таким образом, континентальный склон мог наращиваться по вертикали и в стороны почти без участия терригенного привноса. Следует, однако, заметить, что на этих широтах прибрежный апвеллинг ведет к увеличению биогенного материала. Против устья реки Сенегал содержание $CaCO_3$ падает до 10—20% за счет увеличения терригенного разбавления, что ведет к ускорению осадконакопления по вертикали и на площади.

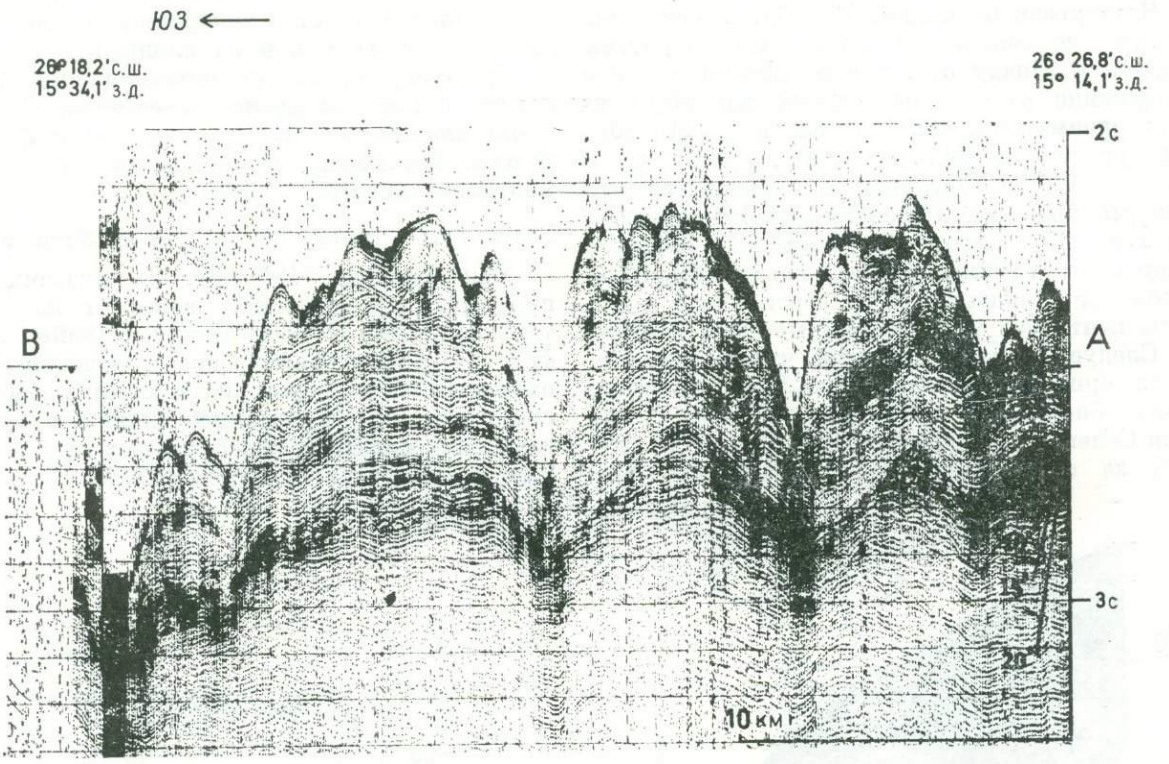
Средние скорости осадконакопления в голоцене и позднем плейстоцене (табл. 2) отражают влияние климата, выноса реки Сенегал и различия между верхней и нижней частью континентального склона.

Результаты сейсмического профилирования

Мыс Бохадор. На фиг. 2 показаны три профиля, пересекающих шельф и континентальный склон у мыса Бохадор (район *A* на фиг. 1). Стратиграфическое положение двух отчетливо выраженных на профилях несогласий определено путем экстраполяции данных изучения скважин, пробуренных у берегов Западной Сахары (см. также фиг. 3). Было при-



ФИГ. 3. Наблюденный профиль на широте мыса Бохадор (этот участок отмечен на фиг. 2).
Видны несогласия D_1 и D_2. Длина профиля около 43 км (см. также фиг. 7).



ФИГ. 4. Наблюденный профиль, ориентированный параллельно континентальному склону западнее мыса Бохадор.
Положение профиля показано на фиг. 1.

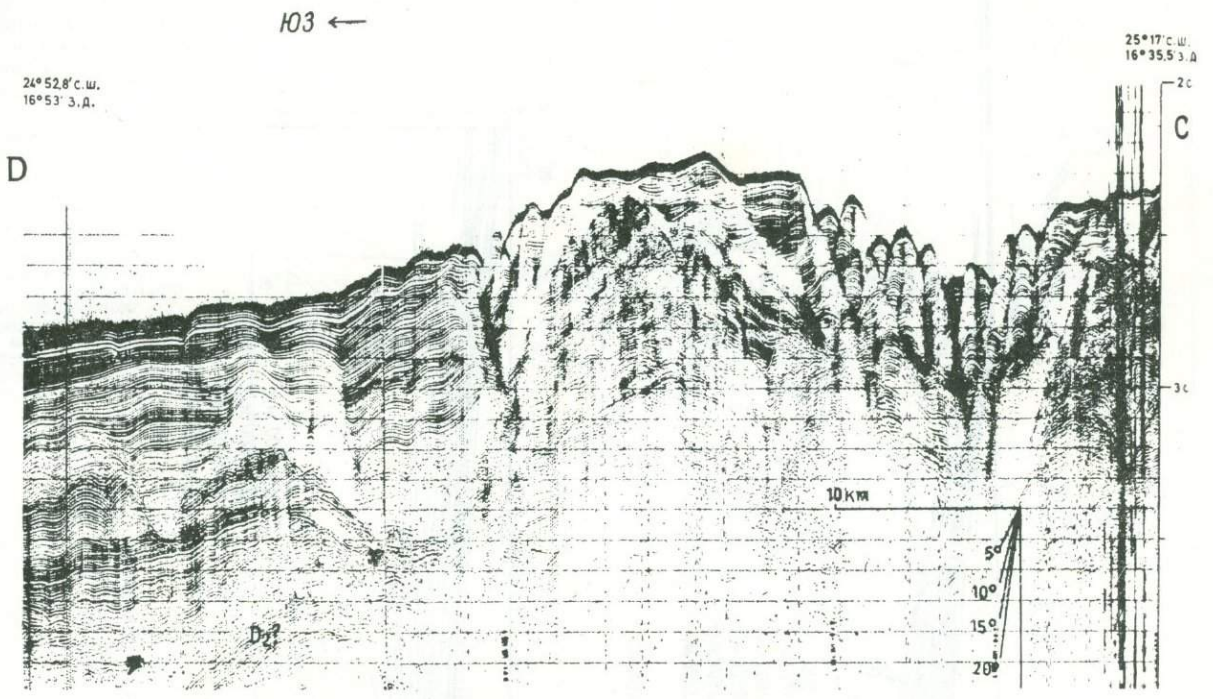
нято, что основные стратиграфические границы горизонтальны и без особых нарушений продолжаются через прибрежную область [25]. В таком случае более древнее из двух несогласий D_1, вероятно, сеноманское. Поскольку глубина воды над современным континентальным подножием превышает 2500 м, мы считаем, что D_1 представляет собой раннемеловой континентальный склон. Палеогеновое несогласие, установленное на суше [42], на профилях не фиксируется.

Несогласие D_2 имеет олигоцен-раннемиоценовый возраст. На сейсмических профилях оно характеризуется неровной поверхностью, глубоко врезанной в домиоценовые и даже в досеноманские осадки там, где континентальный склон переходит в континентальное подножие.

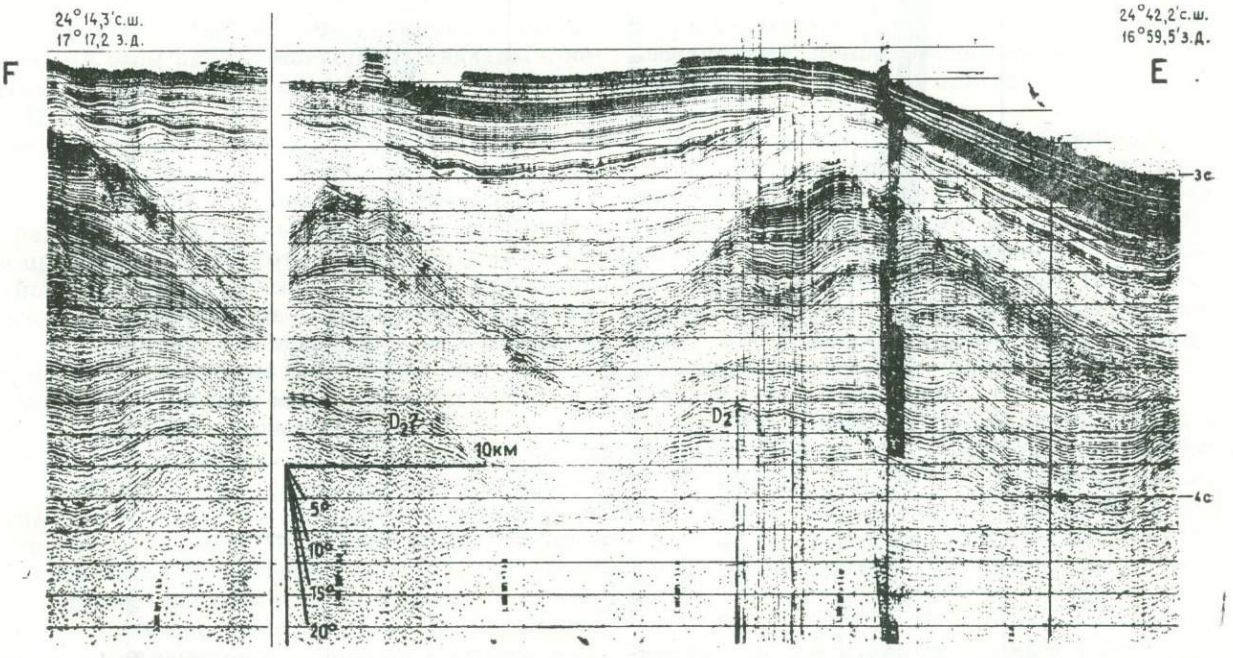
Поскольку обширные районы Западной Сахары после олигоцена располагались над уровнем моря [41], прибрежный участок поверхности несогласия D_2, возможно, сформирован путем эрозии в мелководных или даже субаэральных условиях. Далее на наших профилях видно, что первые подводные каньоны появились в олигоцен-миоценовое время, сразу после перерыва D_2. Верхней пачке неогеновых осадков, перекрывающих несогласие D_2, свойственна очень неправильная и нарушенная стратификация. Ниже современной границы континентального склона и континентального подножия было обнаружено структурное поднятие (фиг. 2), которое, видимо, простирается к югу от мыса Бохадор до 24° с. ш. [25].

Вади-Краа. К западу от Вади-Краа на сейсмических профилях также распознаются несогласия D_1 и D_2 (фиг. 2, линия X_2 на фиг. 1) и антиклиналь в пределах континентального склона (50—75 км от берега). В интервале 72—92 км от берега несогласия выражены гораздо слабее. На первичных сейсмических профилях (фиг. 5 и 6) видно, что подводное врезание впервые проявляется после олигоценового перерыва D_2.

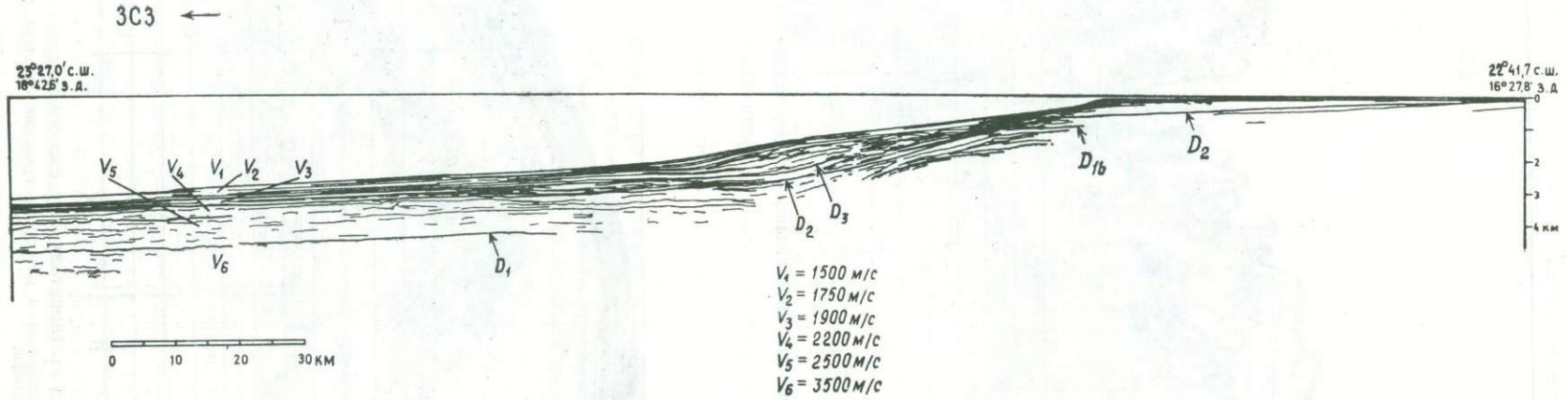
Из данных, представленных на фиг. 6, очевидно, что постолигоценовые каньоны были заполнены осадками, затем вновь прорезались, при этом имели место локальные оползни (фиг. 5). Единственный незаполненный осадками древний каньон шириной 10 км и глубиной



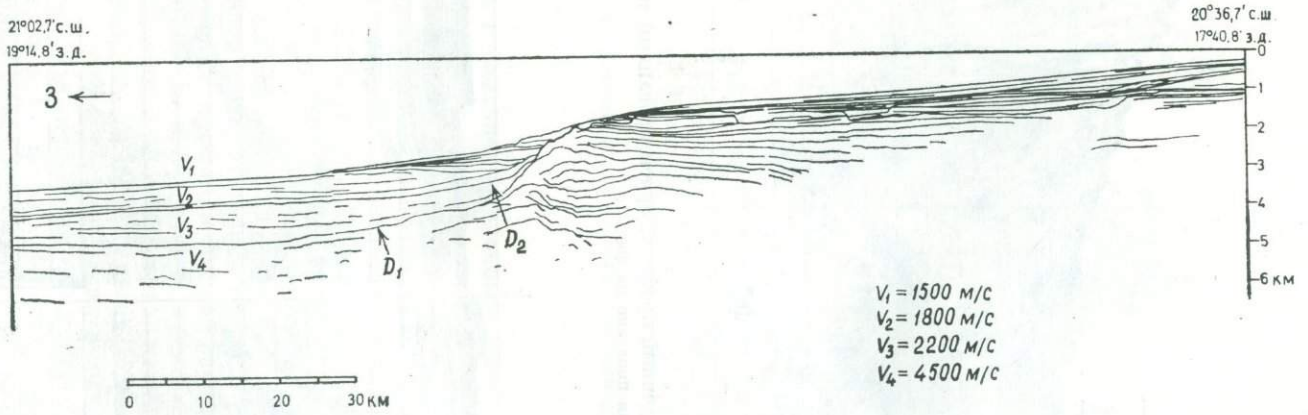
ФИГ. 5. Наблюденный профиль, ориентированный параллельно континентальному склону западнее Вади-Краа. Положение профиля показано на фиг. 1.



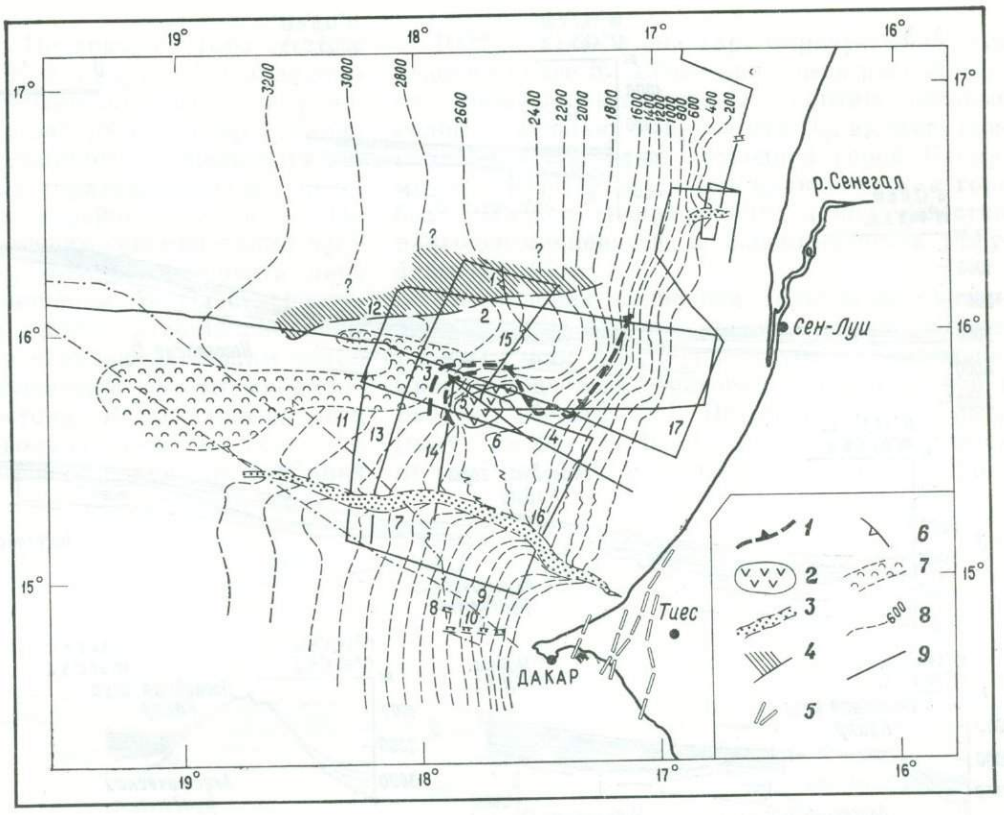
ФИГ. 6. Наблюденный профиль, ориентированный параллельно континентальному склону западнее Вади-Краа. Положение профиля показано на фиг. 1. Можно видеть выполнение осадками и повторное врезание больших ущелий континентального склона, а также ряд молодых эрозионных форм рельефа.



ФИГ. 7. Сейсмический профиль МОВ, расположенный к западу от мыса Барбас.
См. фиг. 1, район *B*, северный профиль.



ФИГ. 8. Сейсмический профиль МОВ X_1, расположенный к западу от мыса Кап-Блан.
См. фиг. 1.



ФИГ. 9. Структурная карта района, примыкающего с запада к северному Сенегалу (район *C*, фиг. 1).

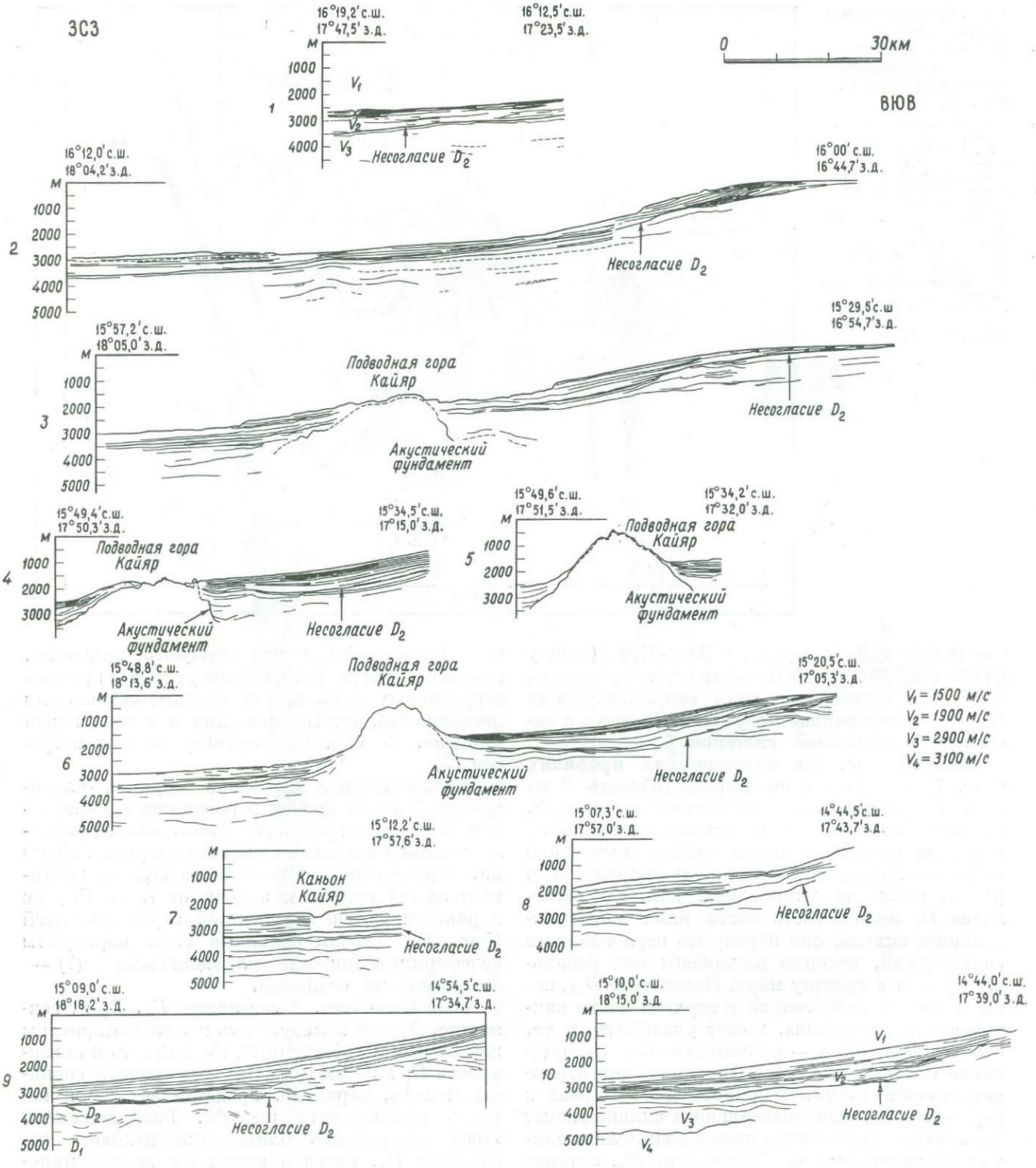
Составлена Шлутером. Профили показаны на фиг. 10 и 11. *1* — уступ; *2* — гора Кайяр; *3* —подводный каньон; *4* —оползневые массы; *5*—сброс; *6* — флексура поверхности несогласия D_2; *7* — участок морского дна, для которого характерно гиперболическое отражение; *8* — изобаты (в метрах); *9* — сейсмические профили МОВ, показанные на фиг. 10 и 11.

600 м был найден в районе Вади-Краа (между 24°00′ и 25° 30′ с. ш.). Поворот к западу изобаты 3000 м и расширение зоны соответствующих глубин в этом районе могут быть связаны с неогеновой дренажной системой.

Мыс Барбас. На сейсмических профилях (фиг. 7) в районе мыса Барбас (область *B* на фиг. 1) распознаются несколько несогласий. Предположительно сеноманское несогласие D_1 в районе континентального склона достоверно не прослеживается. Антиклиналь склона в этом районе также не установлена. Там, где несогласие D_1 может иметь место ниже континентального склона, оно перекрыто отражающими горизонтами, которые наклонены под небольшим углом в сторону моря. Несогласие D_{1b}, которое обнаружено только в верхней части континентального склона, может указывать на то, что позднемеловое — раннетретичное наращивание склона было, очевидно, прервано в раннетретичное время. В районе мыса Барбас в верхней части континентального склона может быть четко прослежено предположительно олигоцен-раннемиоценовое несогласие D_2, которое срезает верхнемеловые — нижнетретичные осадки. В скв. 139 Проекта глубоководного бурения несогласие D_2 совпадает с границей между толщей мелоподобного пелагического нанноила, в нижней части которой могут быть прослои терригенных осадков, и «зрелыми», кварцевыми песчаниками, принадлежащими к самым низам миоцена. В скв. 140 олигоцен не был встречен [7].

Последовавшая за фазой крупной олигоцен-миоценовой эрозии и регрессии седиментация была затем прервана несогласием предположительно позднемиоценового возраста. Осадки, перекрывающие несогласие D_3, на континентальном склоне к западу от мыса Барбас характеризуются нарушенной стратификацией (фиг. 8). Деформированные слои перекрыты недеформированными плиоценовыми (?) — современными осадками.

Мыс Кап-Блан. Несогласия D_1, D_2 и, возможно, D_3 также могут быть идентифицированы на профиле X_1 (фиг. 1 и 8). Резкий излом поверхности D_1 в 90 км мористее современной границы шельфа, вероятно, представляет собой перегиб сеноманского шельфа. Расположенная выше поверхность олигоцен-миоценового несогласия D_2, которая врезана в недеформированный разрез меловых — нижнетретичных отложений, также в этом месте резко погружается в сторону моря.

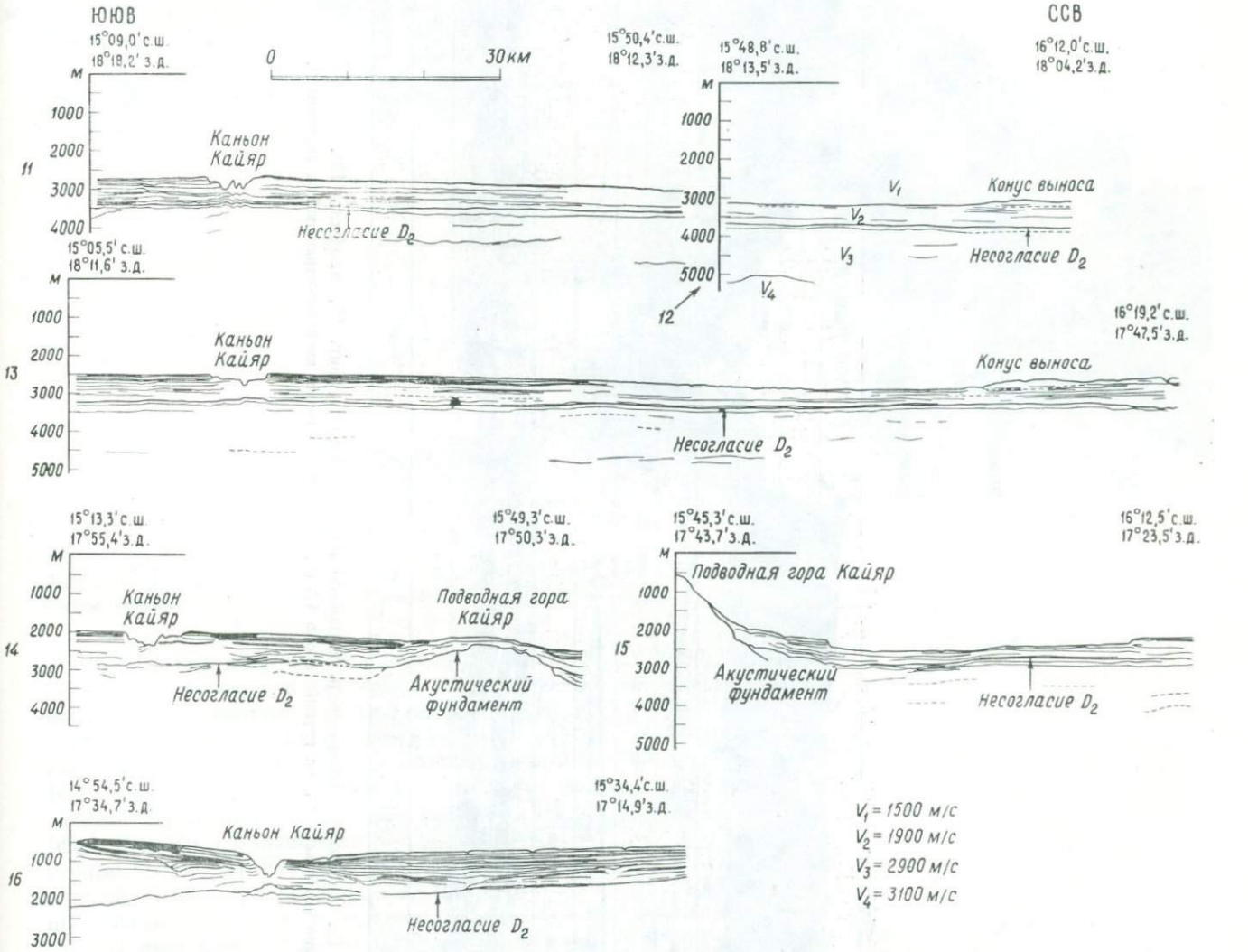


ФИГ. 10. Сейсмические профили МОВ восток-юго-восточного направления, расположенные западнее северного Сенегала.

См. фиг. 9. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

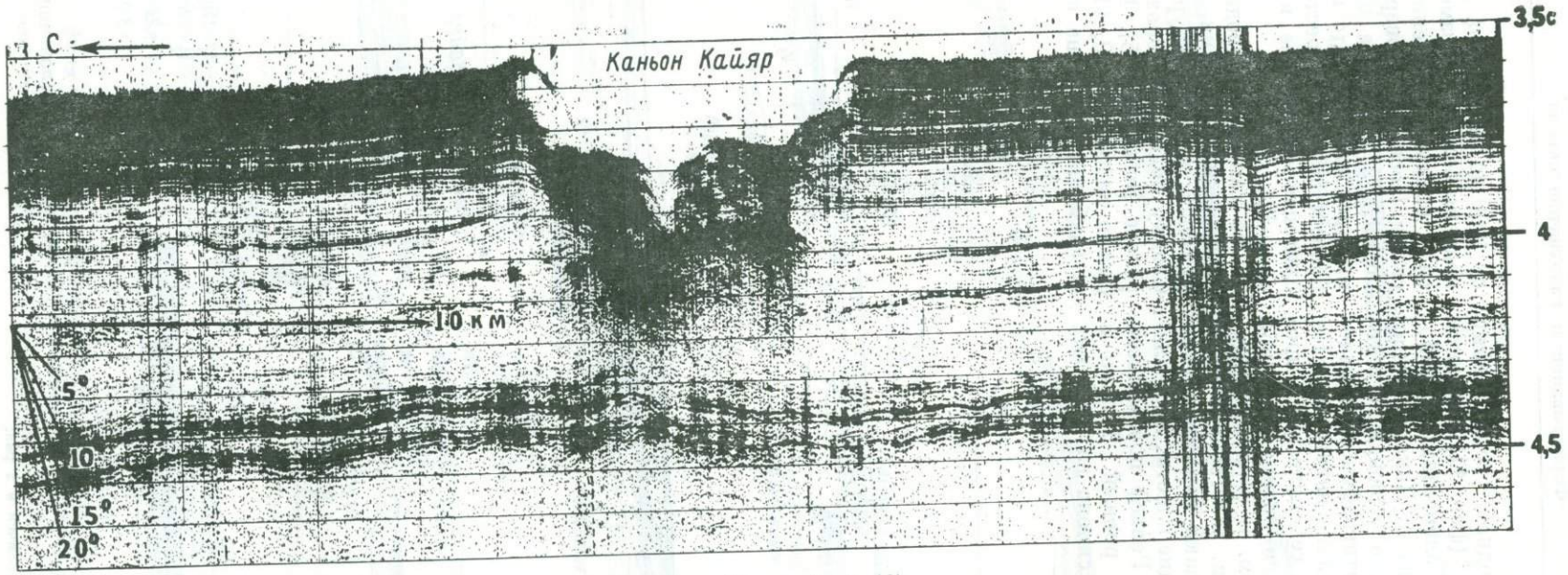
Район Дакара. Подводная гора Кайяр (фиг. 10) и каньон Кайяр (фиг. 11) являются основными структурными элементами в районе, расположенном к западу от Дакара. Канал образовался позже двойного отражающего горизонта D_2 (фиг. 12), стратиграфическое положение которого в этом районе неизвестно. На основе корреляции между сейсмическими профилями горизонт D_2 можно датировать либо олигоценом, либо миоценом. В области континентального склона осадки, залегающие ниже несогласия D_2, либо обладают меньшим углом наклона, чем перекрывающие пласты, либо слабо наклонены к востоку. Рельеф поверхности несогласия D_2 довольно ровный. Только в области континентального склона на глубинах от 1000 до 2000 м она характеризуется углами падения более 5°. Возможно, здесь располагался олигоцен-миоценовый континентальный склон. Поскольку поверхность D_2, видимо, приподнята и нарушена подводной горой Кайяр, мы предполагаем, что эта вулканическая гора более молодая. В окрестностях Дакара известны олигоцен-миоценовые и плейстоценовые эффузивы [21, 22].

На склонах подводной горы Кайяр развиты подводные оползни, которые могут рассматриваться как структуры крупного масштаба. Сводку подобных образований можно найти в работе Робертса [45]. Поверхность оползания (уступ на фиг. 9, 10, 11 и 13) прослеживается от глубины 1000 м на континентальном склоне

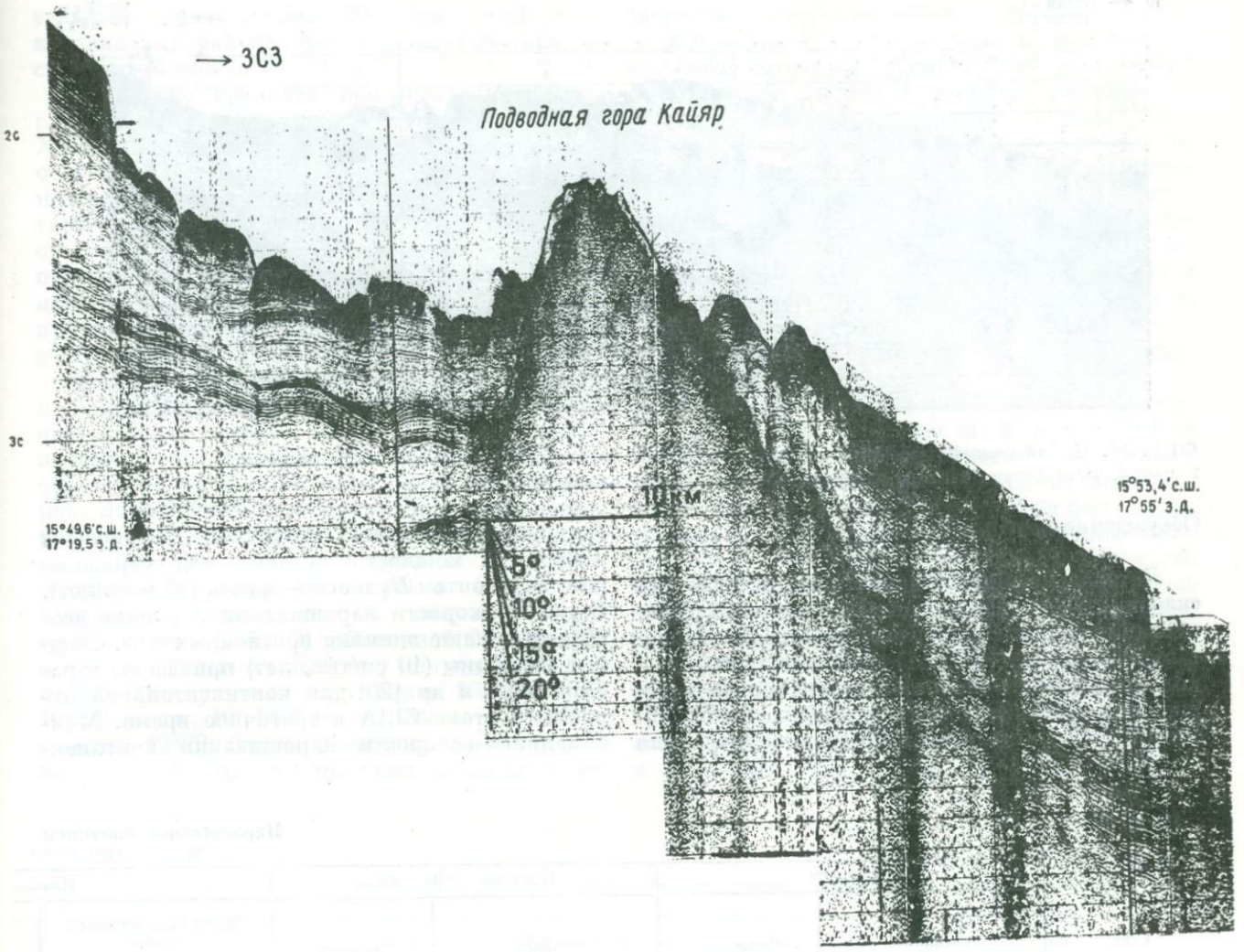


ФИГ. 11. Сейсмические профили МОВ юг-юго-западного направления, расположенные западнее северного Сенегала.

См. фиг. 9. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.



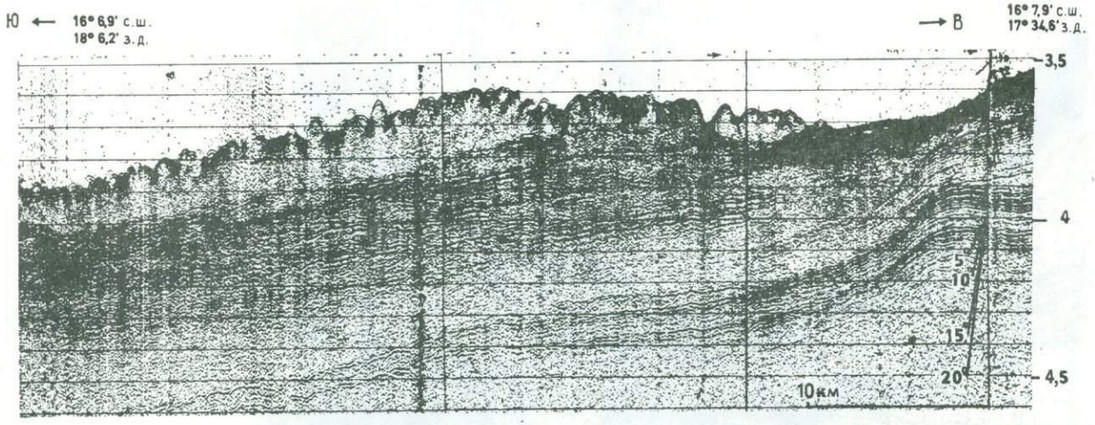
ФИГ. 12. Наблюденный профиль в районе каньона Кайяр (фиг. 11, профиль 13).
Выражено несогласие D_2 (на глубине около 4,5 с), характеризующееся двойным отражающим горизонтом.



ФИГ. 13. Наблюденный профиль в районе горы Кайяр (фиг. 10, профиль 3).
Видны уступы, образовавшиеся в результате подводного оползня.

к югу, где она погружается на глубину 1300 м. Затем она тянется к седловине между континентальным склоном и горой и обрамляет северный склон горы, погружаясь здесь до глубины свыше 2600 м. Ее общая длина превышает 100 км. На северо-западном склоне горы, возможно, наблюдаются два оползневых уступа (фиг. 9 и 10). Оползший слой осадков достигает мощности 300 м. Его поверхность скольжения в своей более крутой верхней части наклонена под углом 2°30′ и расположена непосредственно под имеющей форму полумесяца поверхностью отрыва. Сползшие осадки были перемещены на 1700 м по вертикали и на 55 км мористее и накопились в верхней части континентального подножия в виде массы акустически рассеивающего материала мощностью 250 м. В пределах этой толщи не наблюдается ни плоскостей скольжения, ни складок оползания, ни других типичных черт подводных оползней. Северная и западная границы толщи не пересекались маршрутами судна «Метеор».

Морфология всей крупномасштабной структуры оползания представляется «свежей». На сейсмических профилях МОВ, выполненных с помощью пневмопушки, в депрессиях на поверхности оползня современных осадков не наблюдается (фиг. 14).



ФИГ. 14. Наблюденный профиль, на котором видны оползневые массы (фиг. 10, профиль 2).
В правой части фигуры заметна флексура горизонта D_2 (на глубине 4 с).

Обсуждение результатов

Латеральное наращивание континентального склона. На основании данных о скорости седиментации (табл. 2) и углах наклона континентального склона (табл. 1) можно получить несколько значений скоростей латерального наращивания континентального склона (табл. 3). Некоторые дополнительные средние значения скорости наращивания могут быть вычислены исходя из мощности осадков над отражающим горизонтом D_2 и его возраста (25 млн. лет). В целом скорости наращивания в раннем неогене отражают влияние эрозионных фаз. Сходные величины (10 см/тыс. лет) приведены в работе Эмери и др. [20] для континентальной окраины востока США в третичное время. Максимальные скорости наращивания континентального склона (около 500 см/тыс. лет) установлены для района против дельты Нигера со среднего эоцена [27].

Интересно сравнить континентальную окраину западной Африки и востока США у мыса Хаттерас и плато Блейк. Неогеновые осадки, образующие у берегов Африки почти непрерывный покров на участке от края шельфа до континентального подножия (фиг. 2, 7, 10 и 11), отсутствуют у берегов Америки, хотя они расположены в более гумидных условиях. Причинами подобного явления могут быть различия в объеме биогенного материала и процессах деструкции.

Все еще необъясненной остается максимальная ширина континентального подножия в районе островов Зеленого Мыса. Рона [47] связывает ее с увеличением роли эоловой поставки осадочного материала системой пассатных ветров. Это должно было привести к возникновению специфических черт осадков и способствовать дополнительному накоплению эоловых осадков мощностью 500—1000 м. Седиментологические исследования и скорости осадконакопления (табл. 2) у Западной Сахары [17] и установленные по колонке, полученной с помощью дночерпателя на глубине 3315 м близ 19° 22′ с. ш., 19° 55,8′ з. д. («Метеор» 25/1971, колонка 12329, Дистер-Хаас и др., неопубликованные данные), предполагают максимальную скорость накопления эолового материала в голоцене около 0,4 см/тыс. лет. В плейстоцене она могла достигать 0,6 см/тыс. лет, так как при аналогичной аридности климата увеличилась активность пассатов к западу от мыса Кап-Блан. Таким образом, потребовалось бы 85—170 млн. лет для образования поднятия островов Зеленого Мыса, если даже принять, что эта максимальная скорость седиментации существовала в течение всего третичного периода, когда в районе Сахары все-таки были и гумидные фазы [56]. Вот почему мы полагаем, что по крайней мере эта часть поднятия островов Зеленого Мыса сформирована тектоническими процессами.

Дополнительная информация получена нами на сейсмическом профиле МОВ между мысом Кап-Блан и островами Зеленого Мыса (фиг. 1). Поднятие может наблюдаться также ниже поверхности дна в области, которая на фиг. 1 заштрихована. Здесь верхняя толща осадков мощностью 600 м обладает четкой параллельной стратификацией. Ниже этой толщи над хорошо выраженной поверхностью несогласия залегает 500-метровая толща осадков на юге и более чем 600-метровая толща на севере. Поверхность несогласия в своей самой высокой точке поднята на 500 м, что приблизительно соответствует воздыманию поднятия островов Зеленого Мыса в этом месте над окружающими структурами.

Наращивание континентального склона

Район	Голоцен		Поздний плейстоцен		Нео	
	Скорость седиментации, см/тыс. лет	Скорость наращивания, см/тыс. лет	Скорость седиментации, см/тыс. лет	Скорость наращивания, см/тыс. лет	Край современного шельфа	
					Мощность, м	Скорость седиментации, см/тыс. лет
Мыс Бохадор	4 (глубина воды > 2000 м)	100	9 (глубина воды > 2000 м)	230	300	1,2
Вади-Краа	—	—	—	—	500	2,0
Мыс Барбас	4 (в среднем; глубина воды 1000—3000 м)	150	10 (в среднем; глубина воды 1000—3000 м)	380	400	1,6
Мыс Кап-Блан	—	—	—	—	800	3,2
Сенегал	15 (в среднем; глубина воды 1000—3000 м)	> 300	—	—	500	2,0

Таблица 3

тального склона

ген

Верхняя часть континентального склона (глубина воды 1000 м)			Нижняя часть континентального склона (глубина воды 2000 м)			Континентальное подножие	
Мощность, м	Скорость седиментации, см/тыс. лет	Скорость наращивания, см/тыс. лет	Мощность, м	Скорость седиментации, см/тыс. лет	Скорость наращивания, см/тыс. лет	Мощность, м	Скорость седиментации, см/тыс. лет
300	1,2	30	200	0,8	20	800	3,2
> 1000	4,0	—	400—1400	1,6—5,6	—	700	2,8
900	3,6	140	900	3,6	140	500	2,0
700	2,8	—	200	0,8	—	700	2,8
700—1000	2,8—4,0	50—80	1000	4,0	80	500—700	2,0—2,8

Подобная ситуация предполагает очень молодое воздымание, которое может отражать активизацию более древней структуры. Заслуживает также внимания тот факт, что эта структура расположена между островами Зеленого Мыса и Регибатским массивом. Здесь требуется пройти дополнительные профили НСП, особенно в направлении, перпендикулярном профилю, описанному в настоящей статье.

Разрушение континентального склона оползневыми процессами. *Мелкомасштабные структуры.* Лишь несколько оползневых структур наблюдалось в колонках осадков, поднятых на борт «Метеора» с континентального склона западной Африки, хотя почти все колонки были тщательно изучены с помощью радиографии. Некоторые характеристики осадков представлены в табл. 2. В целом четвертичные осадки состоят из глинистых алевритов с некоторой примесью песка. Следует вновь указать, что содержание $CaCO_3$ свидетельствует о преимущественно биогенной природе песчаной и алевритовой фракций в пределах континентального склона и континентального подножия. Это отражается на механических свойствах грунтов: из-за неровной и даже игольчатой формы и острых краев обломков увеличивается сдвигающее усилие. Однако представляется также возможным, что время от времени могли осаждаться слои алевритов, которые были весьма неустойчивыми.

Согласно обычным критериям механики грунтов, осадки, свойства которых приведены в табл. 2, устойчивы на склонах до 15—20° даже под чехлом осадков в несколько метров (Коглер, устное сообщение). Следует иметь в виду, что величины сдвигающего усилия, которые мы получили на борту судна сразу после того, как вырезали из колонок монолиты 15 × 15 и 30 × 30 см, характеризуются большим разбросом, возможно, в основном из-за различного количества ходов илоедов. Сравнимые с нашими результаты изучения устойчивости осадков континентальных окраин приведены также Муром [38], Россом [51] и другими авторами. Они исключают наличие на континентальном склоне оползней амплитудой от нескольких метров до десятков метров. Оползни можно ожидать лишь на стенках каньонов, которые местами получают дополнительное количество осадочного материала, т. е. являются участками более высоких скоростей седиментации. На сейсмических профилях очень нелегко различить волнообразные горизонты с оползневыми структурами, особенно когда имеет место волнообразный рельеф дна. Многие структуры, которые раньше интерпретировались как оползневые, могут представлять собой заполненные осадками каналы, которые простираются под углом к линии профиля. На фиг. 3 и 5 видно, что подобные случаи довольно обычны к северу от мыса Кап-Блан. Вследствие этого также трудно интерпретировать волнообразную толщу осадков на профиле X_2 (фиг. 2) между D_1 и D_2 на расстоянии 70—100 км от берега.

Крупномасштабные структуры. Выше было отмечено наличие обширного района развития оползней к западу от Сенегала. Перерыв в осадконакоплении должен был способствовать формированию оползня, который произошел, видимо, в результате варьирующей поставки осадочного материала из древнего устья реки Сенегал и различий свойств осадков, обусловленных климатическими флуктуациями в позднем неогене. Определенную роль в этом, должно быть, сыграл и вулканический пепел. Неизвестно, как и когда оползание прекратилось.

Пока мы не в состоянии выявлять в более древних толщах каких-либо признаков оползания аналогичного масштаба. Возможно, что характерные оползневые уступы, которые не имеют противоположных стенок, и акустически рассеивающие оползневые массы осадков плохо сохраняются или настолько изменяются, что их трудно распознать. Не обнаружено также признаков шарнирного оползания, наподобие описанного в верхней части континентального подножия против мыса Хаттерас [46].

Разрушение континентального склона ущельями. *Эрозия.* Около 115 ущелий глубиной свыше 50 м было исследовано «Метеором» с помощью узколучевого эхолота в пределах континентального склона и континентального подножия. Около половины из них расположено к северу от мыса Кап-Блан на глубинах около 2000 м, а вторая половина — к югу от мыса Кап-Блан на глубинах менее 1000 м. Приведенные ниже результаты взяты из сводки Руста и Винеке [54]. «Ущелье» в данном случае используется как нейтральный термин, включающий и подводные каньоны, переходящие с шельфа в глубоководные районы, и долины, приуроченные к континентальному склону и континентальному подножию. Они или перпендикулярны, или косо направлены по отношению к континентальной окраине; часть из них может быть образована оползневыми процессами, и в таком случае они даже могут быть параллельными континентальной окраине. Средние углы откоса склонов ущелий составляли: $<10°$ в 63% случаев, 10—20° в 30% случаев, 20—30° в 6%

случаев, 30—40° в 1% случаев (максимальный угол откоса 37°). Многие из ущелий террасированы. Примером является каньон Кайяр (фиг. 12). Поскольку линии профилей пересекают ущелья под косым углом, в действительности более крутые углы откоса встречаются чаще, чем следует из приведенных выше средних данных. Максимальные высоты ущелий составляют 50—100 м (51%), 100—200 м (25%), 200—300 м (10%), >300 м (14%; максимальная высота 685 м). Ширина плеч ущелий <1 км отмечена в 17% случаев, 1—2 км — в 35% случаев, 2—3 км — в 21% случаев, 3—5 км — в 13% случаев, 5 км — в 14% случаев. Максимальная ширина плеч составляет 13 км.

38 ущелий глубиной свыше 50 м наблюдалось в районе между профилями района A и X_2 на расстоянии свыше 550 км вдоль континентального склона. Если принять среднюю ширину плеч ущелья 2—3 км, то получится, что около 20% всей длины континентального склона занято ущельями. К западу от мыса Тимирис у 20-й параллели на ущелья приходится около 40% континентального склона (фиг. 4). Если подобная система близко расположенных друг к другу ущелий с их многочисленными ответвлениями углубляется и соответственно продвигается вверх по склону в сторону суши, то вся континентальная окраина отступает. Таким образом расширяется Большой каньон [1] за счет углубления боковых каньонов и их притоков. Развитие подобного процесса следует предположить, например, для одного из районов к западу от Западной Сахары (между профилями A и X_2) протяженностью свыше 300 км. Однако здесь ущелья прорезают в основном лишь нижнюю часть континентального склона. Только в четырех случаях их истоки достигают глубины 400 м (по данным, полученным в рейсе 19/1970 судна «Метеор»), и лишь в одном случае ущелье дошло до современного перегиба шельфа (рейс 13/1968 судна «Метеор»). Местами ущелья прорезают несогласие D_2.

К западу от Западной Сахары часто находят древние ущелья, заполненные осадками (фиг. 5 и 6). Они, очевидно, развивались в неогене после образования поверхности D_2. Древние ущелья сильнее эродировали континентальный склон в сторону суши, чем современные ущелья, так как на сравнимых глубинах они характеризуются большей шириной плеч (до 22 км, фиг. 6) и имеют более пологие углы откоса (4—6°). На фиг. 6 видно, что древние ущелья были расположены ближе друг к другу и могли занимать до 50% поверхности континентального склона. Рона [48] указывает на развитие аналогичных погребенных древних ущелий далее к югу. При этом средняя ширина плеч ущелий составляет около 30 км, максимальная глубина 700—1000 м, углы откоса склонов 3—4°. Даже наиболее крупное из исследованных «Метеором» современных ущелий — каньон Кайяр с максимальной шириной 8 км [18] — не достигает размеров древних ущелий.

Седиментация. Эродированные и транспортируемые по каньонам осадки обычно отлагаются на континентальном подножии и прилегающих к нему частях абиссальных равнин. На континентальном подножии западной Африки пока известно лишь несколько примеров турбидитов. В работе Хорна и др. [26] подобные слои описаны в колонках плейстоценовых осадков длиной до 12 м. Они отсутствуют в колонках рейса 25/1971 судна «Метеор». Однако на абиссальной равнине они широко известны [26]. Бергер и Рад [7] на основании изучения скв. 140 Проекта глубоководного бурения отмечали усиленную поставку терригенных минералов во время отложения нижнемиоценовых слоев. В скв. 139, расположенной ближе к суше, терригенные минералы найдены в нижнемиоценовых осадках. Увеличившийся терригенный привнос может быть следствием процессов, приведших к формированию ныне заполненных осадками ущелий.

Однако после того, как врезание каньонов прекратилось, поступление терригенного материала к континентальному подножию должно было резко сократиться и ущелья заполнились осадками. Последнее обстоятельство указывает на то, что транспортировка через ущелья практически прекратилась и, согласно приведенным выше материалам, большие массы осадков остались в пределах континентального склона. К югу от профиля X_2 (фиг. 6) непрерывный, совершенно ненарушенный чехол осадков мощностью 200—300 м перекрывает заполненные ущелья. Местами в нем могут наблюдаться признаки эрозии, однако в целом он указывает на сокращенный терригенный вынос в абиссальную область. Этот вывод подтверждается также данными по скв. 138 Проекта глубоководного бурения [7].

Три четверти современных ущелий глубиной 50 м и более имеют V-образную форму, одна четверть обладает плоским дном, что может указывать на начинающееся заполнение их осадками, и лишь в одном случае — на продолжении древнего устья реки Сенегал — известен

[1] Большой каньон расположен на территории США. — *Прим. перев.*

молодой каньон, полностью выполненный осадками (16°32′ с. ш., 16°39′ з. д.).

Распределение ущелий в пространстве. Незаполненные ущелья наиболее часто встречаются на продолжении прежних устьев реки Сенегал в районах 16°30′ с. ш., между 18 и 19° с. ш. к югу от мыса Тимирис, где они могут быть связаны с древней дельтой Иншири, и 20° с. ш., между мысом Тимирис и мысом Кап-Блан. Для этих участков также можно предполагать связь между ущельями и ископаемыми речными системами, которые были развиты позади ныне существующей банки Д'Аргуин.

Каньон Кайяр сформировался вне связи с рекой Сенегал [18]. Подобно многим калифорнийским каньонам, он расположен с наветренной стороны мыса по отношению к преобладающему направлению транспортировки осадков на мелководье. Однако в сходной ситуации против мыса Барбас каньоны не образовались, возможно, из-за того, что здесь широкий шельф. Древние, ныне заполненные осадками ущелья, которые часто встречаются между Вади-Краа и мысом Барбас (фиг. 1, между профилями X_2 и B), возможно, связаны с ископаемой речной системой. Изобата 3000 м в этом районе отклоняется далеко к западу. Мы пока не можем объяснить причины той огромной аккумуляции осадков, которая привела к заполнению этих ущелий. Возможно, что определенную роль здесь играла повышенная за счет апвеллинга биологическая продуктивность.

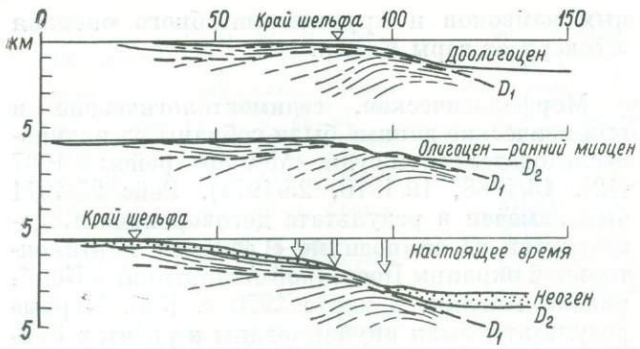
Как считает Дистер-Хаас и др. [17], ущелья между профилем X_2 и районом A (фиг. 1) были прорезаны (или повторно прорезаны?) в течение более гумидных фаз плейстоцена.

Разрушение континентального склона горизонтальными течениями. Исходя из вышеизложенного, эффект воздействия течений, опускающихся вниз по континентальному склону, на его рельеф можно непосредственно наблюдать на эхолотных записях или предполагать по данным сейсмического профилирования. Однако преимущественно горизонтальные течения этими методами установить гораздо труднее. Так, на континентальном шельфе западной Африки признаки деятельности горизонтальных течений пока наблюдались лишь при исследованиях с помощью эхолотов бокового обзора [39]. В этом районе песок сразу же перемещается Канарским течением вниз до глубины 100 м. В пределах континентального склона и подножия с помощью придонных фотографий активность донных течений установлена только на подводных горах и их склонах ([32, 28], рейс 25/1971 судна «Метеор»). К западу от Дакара Перс [40] с борта батискафа описал донное течение со скоростью около 20 см/с на глубине 1450 м. Согласно вычислениям, основанным на данных рейса Метеор-1, геострофические течения в районе континентальной окраины западной Африки достигают максимальной скорости 3 см/с на глубине 800 м и 9 см/с на глубине 2000 м [15]. Как и ожидалось по теоретическим соображениям, течения восточной части Северной Атлантики плохо сопоставимы с течениями ее западной части. Например, эти течения не смогли заполнить осадками маленький участок 5—10-метрового относительного погружения на вершине соляной структуры, обнаруженной «Метеором» к западу от Нуакшота, на глубине 700 м (17°52′ с. ш., 16°43,3′ з. д., кружок на фиг. 1). Каким же образом можно объяснить перерывы в осадконакоплении и эрозии, проявившиеся в осадочной толще на сейсмических профилях между мысом Бохадор и мысом Кап-Блан? Ниже рассмотрим два возможных объяснения.

Усиленное погружение в олигоцен-миоцене. Раннемеловой континентальный склон был расположен западнее современного. Сейчас он маркируется относительно крутым (5—10°) наклоном поверхности несогласия D_1, возможно имеющей сеноманский возраст, как отмечалось выше. Расстояние между современным краем шельфа и началом сеноманского континентального склона на широте мыса Бохадор составляет примерно 60—75 км, на широтах Вади-Краа и мыса Барбас — 40 км и на широте мыса Кап-Блан — 90 км.

Мощности осадков между поверхностями несогласия D_1 (около 100 млн. лет) и D_2 (около 25 млн. лет) на внешней части позднемелового — олигоценового шельфа указывают на следующие минимальные скорости седиментации (соответствующие скоростям погружения): 1,6 см/тыс. лет на широте мыса Бохадор, 1,3 см/тыс. лет на широтах Вади-Краа и мыса Барбас, 1,6 см/тыс. лет на широте мыса Кап-Блан.

Доолигоценовый край шельфа расположен недалеко от раннемелового края шельфа (фиг. 15). Во время олигоценовой регрессии более древние отложения, особенно у перегиба шельфа, были эродированы либо в субаэральных условиях, либо с помощью горизонтальных течений на мелководье. Хорошо известно, что слои осадков утоняются по направлению к краю шельфа. Эрозия подобного рода привела к развитию эрозионного горизонта D_2. В то же самое время и после формирования D_2 район, который ранее примыкал к перегибу



ФИГ. 15. Схема эволюции континентальной окраины Западной Сахары (район A, фиг. 1).

шельфа, испытал сильное погружение. Установленные амплитуды и средние скорости погружения составляют 1500 м (6 см/тыс. лет) на широте мыса Бохадор, Вади-Краа и мыса Кап-Блан и 1000—1500 м (4—6 см/тыс. лет) на широте мыса Барбас. Это усиление погружения и, возможно, понижение уровня моря [50] привели к развитию описанных выше ущелий, которые затем были заполнены осадками. Как было показано ранее, площадная эрозия, связанная с развитием этих ущелий, играла большую роль.

Известны многие свидетельства вулкано-тектонической активности в это время как в исследованном районе, так и к северу от него [11, 2, 41, 52, 53, 65, 44, 1]. Заполненные осадками каньоны не обнаружены на наших более южных профилях, расположенных к западу от Сенегала.

Скорость погружения края шельфа в постолигоценовое время, вероятно, составляет 6 см/тыс. лет (среднее значение для последних 25 млн. лет). Для неогенового погружения района Роколл характерны еще более высокие скорости [36, 13]. Местоположение современного края шельфа может быть объяснено более поздним накоплением осадков.

Олигоцен-миоценовое глобальное событие. Альтернативным объяснением олигоценового перерыва на фоне низких скоростей погружения может служить глобальное событие, приведшее ко всеобщей эрозии. Эрозионные процессы в олигоценовое время наблюдались и на мелководье, и на участках больших глубин — в Сенегальском бассейне [61] и местами в пределах континентальной окраины восточной Африки [30, 6, 59]. Аналогичные процессы в олигоцене играли важную роль в Бискайском заливе [14]; олигоценовые осадки отсутствуют в разрезе скв. 140 Проекта глубоководного бурения [7]. Столь значительное изменение гидродинамического режима на всех глубинах могли обусловить два фактора: 1) понижение уровня моря, вызванное вариациями скорости спрединга [49], и (или) начало оледенения в Антарктиде примерно 20 млн. лет назад с формированием гигантского ледяного щита [23]; 2) развитие системы циркумантарктических течений, отделение Гренландии от Европы и изменения рельефа в районе Панамского перешейка.

Это должно было привести к значительной эрозии на глубинах 1—3 км между мысами Бохадор и Кап-Блан, не учитывая погружения, происшедшего с того времени (1,8—3,2 км на профиле A_1, 2,7—3,0 км на профиле A_2, 2,2—3,0 км на профиле A_3, около 1—2 км на профиле B и около 1—3 км на профиле X_1). Более того, сходные процессы, видимо, способствовали формированию несогласия и местами углового несогласия D_1 (фиг. 2).

До тех пор пока не будут предприняты дальнейшие попытки прояснить суть этого глобального события и связанных с ним проблем, например вопроса о месте отложения эродированных в олигоцене осадков, мы будем руководствоваться первой интерпретацией.

Заключение

Исходя из результатов сейсмопрофилирования МОВ, можно сделать вывод, что древний край шельфа в виде антиклинали, расположенной в 40—75 км западнее современного края шельфа, и зона погружения, расположенная восточнее этой антиклинали, повлияли на преимущественное накопление шельфовых осадков в раннемеловое время между мысами Бохадор и Кап-Блан. В конце раннего мела трансгрессия сменилась регрессией (несогласие D_1). Затем вплоть до олигоцена в процессе медленного погружения происходило как вертикальное, так и латеральное наращивание шельфа и континентального склона. Исключением явилась регрессия раннетретичного времени, следы которой присутствуют, однако, лишь западнее мыса Бохадор.

В начале олигоцена в пределах шельфа и континентального склона происходила сильная регрессия, сопровождавшаяся эрозией. Большие участки доолигоценовой континентальной окраины были размыты (несогласие D_2). Это можно объяснить двумя способами:

1. Современная переходная зона между континентальным склоном и континентальным подножием располагалась на 1,5 км выше и поэтому была подвержена субаэральной и (или) мелководной эрозии, которая сопровождалась

региональным развитием эрозионных процессов, выразившихся в формировании подводных ущелий. В такой интерпретации после олигоцена край шельфа погружался с увеличенной скоростью по сравнению с региональным фоном.

2. Эрозия могла быть результатом глобального понижения уровня моря и связанных с ним крупнейших изменений в океанской циркуляции в олигоцен-миоцене.

Континентальная окраина отступила за счет погружения более чем на 50 км. В дальнейшем последовало ее вертикальное и латеральное наращивание. Усиленное наращивание континентального склона наблюдалось тогда, когда поставка осадочного материала была особенно интенсивной. Последнее либо могло быть результатом терригенного приноса реками неогенового периода, либо было обусловлено увеличением биологической продуктивности. Ущелья, развитые на континентальном склоне, были затем заполнены осадками.

В четвертичное время следы разрушения континентального склона наблюдаются только в районе мыса Бохадор в виде узких сближенных каньонов и крупномасштабного оползня к северу от горы Кайяр.

Морфологические, седиментологические и геофизические данные были собраны на научно-исследовательском судне «Метеор» (рейсы 8/1967 [12], 13/1968, 19/1970, 25/1971). Рейс 25/1971 был намечен в результате договоренности, достигнутой на симпозиуме «Геология континентальной окраины Восточной Атлантики» в Кембридже, Англия, в марте 1970 г. [58]. Первые результаты были опубликованы в работах Зейболда [57], Дистер-Хааса и др. [17] и Хинца и др. [25].

Мы хотели бы выразить нашу благодарность Научно-Исследовательскому объединению ГДР, Гидрографическому институту ГДР, Геологической службе ФРГ, команде судна «Метеор» и его капитану Лемке, сотрудникам Геологической службы ФРГ: Гарде, Шлютеру и Виссману, многим сотрудникам Геологического института и Кильского университета: Дистер-Хаасу, Хартману, Кёглеру, Ланге, Мюллеру, Флауману, Шрадеру, Зюссу и Борнхёфту (за техническую помощь), а также Эмери, Учупи (Вудс-Хол) и Келлеру и Рона (Майами).

Список литературы

1. *Abdel-Monem A., Watkins N. D., Gast P. W.*, 1972, Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands, Tenerife, La Palma, and Hierro, Am. Jour. Sci., 272, p. 805—825.
2. *Alia M.*, 1960, La tectonica del Sahara espanol, 2Ist Internat. Geol. Congr. Copenhagen, 18, p. 193—202.
3. *Auxini A. E.*, 1969, Correlation estratigrafica de los sondeos perforados en el Sahara espanol, Bol. Geol. Minero, Madrid, 83, p. 235—251.
4. *Aymé J. M.*, 1965, The Senegal Salt Basin, in Salt basins around Africa, London Inst. Petr., p. 83—90.
5. *Beck R. H.*, 1972, The oceans, the new frontier in exploration, Austr. Pet. Expl. Soc. Jour., 12, p. 7—28.
6. *Beltrandi M. D., Pyre A.*, 1972, Geological evolution of South West Somalia, in ASGA — AAGS, Symposium of the sedimentary basins of Africa, Montreal, Canada.
7. *Berger W. H., Rad U. von*, 1972, Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean, in Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 14, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 787—954.
8. *Choubert G.*, 1952, Histoire géologique du domain de l'Anti-Atlas, in XIX Congr. Geol. Internatl. 3° Série, Maroc, no. 6, fasc. I, pt. 1, Rabat.
9. *Choubert G.*, 1968, International tectonic map of Africa 1 : 5 000 000 Assoc. African Geol. Survey, Paris, UNESCO.
10. *Choubert G.*, ed., 1971, Tectonique de l'Afrique, sciences de la terre, 6, Paris, UNESCO, 602 p. (West African coastal basins, p. 391—402).
11. *Choubert G., Marcais J.*, 1956, Lexique stratigraphique du Maroc, Geol. Survey Marocco Notes and Mem., 134, p. 165, Rabat.
12. *Closs H., Dietrich G., Hempel G., Schott W., Seibold E.*, 1969, Atlantische Kuppenfahrten 1967 mit dem Forschungsschiff METEOR Reisebericht, METEOR Forsch. Ergeb. A, no. 5, p. 1—71.
13. *Cressard A. P.*, 1972, Etude géologique des régions sous-marines de Porcupine et Rockall (Atlantique Nord-Est), Univ. Rennes, C-251-81, thesis.
14. *Davies T. A., Laughton A. S.*, 1972, in Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 12, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing office, p. 905.
15. *Defant A.*, 1941, Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen in Atlantischen Ozean, Wiss. Erg. Deut. Atlantic Expedition METEOR, 1925—1927, 6, p. 2.
16. *Delany F. M.*, ed., 1970/1971, The geology of the east Atlantic continental margin, ICSU — SCOR Working Party 31 Symposium Cambridge, 1970, Inst. Geol. Sci. Repts., London, no. 70/13, Gen. and Econ. Papers (1), no 70/16, Africa (4).
17. *Diester-Haass L., Schrader H. J., Thiede J.*, 1973, Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa, METEOR Forsch. Ergeb. C, no. 16, p. 19—66.
18. *Dietz R. S., Knebel H. J., Somers L. H.*, 1968, Cayar Submarine Canyon, Geol. Soc. Amer. Bull., 79, p. 1821—1828.
19. *Egloff J.*, 1972, Morphology of ocean basin seaward of northwest Africa, Canary Islands to Monrovia, Liberia, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 56, no. 4, p. 694—706.
20. *Emery K. O., Uchupi E., Philips J. D., Bowin C. O., Bunce E. T., Knott S. T.*, 1970, Continental rise off eastern north America, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 54, p. 44—108.
21. *Furon R.*, 1960, Géologique de l'Afrique, 2ud Ed., Paris, Payot, 400 p.
22. *Haughton S. H.*, 1963, The stratigraphic history of Africa south of the Sahara. New York, Hafner Press, 365 p.
23. *Hayes D. E. et al.*, 1973, Leg 28 Deep-sea drilling in the southern ocean, Geotimes, 18, no. 6, p. 19—24.
24. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.*, 1959, The floor of the oceans, pt. I, The North Atlantic, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 65, 122 p.
25. *Hinz K., Seibold E., Wissmann G.*, 1974, Continental slope anticline and unconformities off West Africa, METEOR Forschung Ergebuise, c-1, no. 17, p. 67—73.
26. *Horn D. R., Ewing J. I., Ewing M.*, 1972, Graded-bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20°N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean, Sedimentology, 18, p. 247—275.
27. *Hospers J.*, 1971, The geology of the Niger Delta area, in *Delany F. M.*, ed., Inst. Geol. Sci. Rept., London, no. 70-16, p. 121—142.

28. *Johnson G. L., Giresse P., Daugeard L., Jahn W. H.*, 1971, Photographies de fonds bathyaux et abyssaux de l'océan Atlantique entre 30°N et l'Equateur, Mission du KANE 9, Bull. B.R.G.M., sér. 2, sect. IV, 1, p. 59—95.
29. *Kennedy W. Q.*, 1965, The influence of basement structure on the evolution of the coastal (Mesozoic and Tertiary) basins of Africa, in Salt basins around Africa, London Inst. Petr.
30. *Kent P. E., Hunt J. A., Johnstone D. W.*, 1971, Geophysics of coastal Tansania, Inst. Geol. Sci. London Geophys. Paper, **6**.
31. *Kudrass H. R.*, 1973, Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän, METEOR Forsch. Ergeb. C, **13**, p. 1—63.
32. *Lowrie A., Escowitz E.*, 1969, KANE no. 9, Global ocean floor analysis and research data series, U.S. Naval Oceanograph. Office, **1**.
33. *Lowrie A., Jahn W., Egloff J.*, 1970, Bottom current activity in the Cape Verde and Canaries Basin, eastern Atlantic, Trans. Am. Geophys. Union, **51**, 336 p.
34. *Luydendyk B. P., Bunce E. T.*, 1973, Geophysical study of the northwest African margin off Morocco, Deep Sea Res., **20**, p. 537—549.
35. *Machens E.*, 1970, Die Salinargürtel des afrikanischen Mesozoikums, Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., **56**, p. 97—111.
36. *Matthews D. H., Smith S. G.*, 1971, The sinking of Rockall Plateau, Geophys. Journ., **23**, p. 491—498.
37. *McMaster R. L., Lachance T. P.*, 1968, Seismic reflectivity studies on northwestern African continental shelf, strait of Gibraltar to Mauretania, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **52**, p. 2387—2396.
38. *Moore D. G.*, 1961, Submarine slumps, Journ. Sediment. Petr., **31**, p. 343—357.
39. *Newton R. S., Seibold E., Werner F.*, 1973, Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with side-scan sonar, METEOR Forsch. Ergeb. C, no. 15, p. 55—77.
40. *Pérès J. M.*, 1961, Océanographie biologique et biologie marine, I, Presses Universitaires Paris, 541 p.
41. *Querol R.*, 1966, Regional geology of the Spanish Sahara, in *Reyre* ed., Sedimentary basins of the African coasts, Paris, Assoc. African Geol. Survey, p. 27—39.
42. *Ratschiller L. K.*, 1970, Lithostratigraphy of the northern Spanish Sahara, Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., Trento, **18**, no. 1.
43. *Reyre D.*, ed., 1966, Sedimentary basins of the African coasts, pt. I, Atlantic coast, Paris, Assoc. African Geol. Survey, 304 p.
44. *Robb J. M.*, 1971, Structure of continental margin between Cape Rhir and Cape Sim, Morocco, northwest Africa, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **55**, no. 5, p. 643—650.
45. *Roberts D. G.*, 1972, Slumping on the eastern margin of Rockall Bank, north Atlantic Ocean, Marine Geol., **13**, no. 4, p. 225—237.
46. *Rona P. A.*, 1969, Middle Atlantic continental slope of United States, deposition and erosion, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53**, no. 7, p. 1453—1465.
47. *Rona P. A.*, 1970, Comparison of continental margins of eastern North America at Cape Hatteras and northwestern Africa at Cape Blanc, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **54**, p. 129—158.
48. *Rona P. A.*, 1971, Bathymetry off central northwest Africa, Deep Sea Res., **18**, no. 3, p. 321—327.
49. *Rona P. A.*, 1973, Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustacy inferred from the central North Atlantic, Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, p. 2851—2872.
50. *Rona P. A.*, 1973, Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level, Nature, Phys. Sci., **244**, p. 25—26.
51. *Ross D.*, 1971, Mass physical properties and slope stability of sediments of the northern Middle America Trench, Journ. Geophys. Res., **76**, p. 704—712.
52. *Rothe P.*, 1968, Die Ostkanaren gehörten zum afrikanischen Kontinent, Umschau Wissenschaft Technik, nr. 4, p. 116—117.
53. *Rothe P., Schminche H. U.*, 1968, Contrasting origins of the eastern and western islands of the Canarian Archipelago, Nature, **218**, no. 5147, p. 1152—1154.
54. *Rust U., Wienecke F.*, 1973, Bathymetrische und geomorphologische Bearbeitung von submarinen «Einschnitten» im Seegebiet vor Westafrika, Ein methodischer Versuch, Geograph. Inst. Univ. Munchen, Munchener Geograph. Abhandl., **9**, p. 53—68.
55. *Schiffers H.*, ed., 1971, Die Sahara und ihre Randgebiete, Weltforum München, 664 p.
56. *Schwarzbach M.*, 1953, Das Alter der Wuste Sahara, Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Monatsh., **4**, p. 157—174.
57. *Seibold E.*, 1972, Cruise 25/1971 of R.V. METEOR, Continental margin of West Africa, general report and preliminary results, METEOR Forsch. Ergeb. C, no. 10, p. 17—38.
58. *Seibold E., Emery K. O.*, 1970, Introduction: the geology of the east Atlantic continental margin, in *Delany*, ed., ICSU/SCOR Working Party 31 Symp., Inst. Geol. Sci. Rept. 70/13, p. 1—2.
59. *Simpson E. et al.*, 1972, Leg 25 Deep Sea Drilling Project, western Indian Ocean, Geotimes, **17**, no. 11, p. 21—24.
60. *Sougy Y.*, 1962, West African fold belt, Geol. Soc. Amer. Bull., **73**, p. 871—876.
61. *Spengler A., Castelain J., Cauvin J., Leroy M.*, 1966, Le bassin secondaire tertiaire du Senegal, in *Reyre*, ed., Sedimentary basins of the African coast, Paris, Assoc. African Geol. Survey, p. 99—114.
62. *Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S.*, 1971, Geological structure and development of the continental margin of northwest Africa, Marine Geol., **11**, p. 1—27.
63. *Templeton R. S. M.*, 1972, The geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas, in *Delany*, ed., Inst. Geol. Sci. London, 70/16, p. 43—60.
64. *Thiede J.*, 1973, Sedimentation rates of planktonic and benthic foraminifera in sediments from the Atlantic continental margin of Portugal and Morocco, METEOR Forsch. Ergeb. C, no. 16.
65. *Tooms J. S., Summerhayes C. P., McMaster R. L.*, 1971, Marine geological studies on the northwest African margin. Rabat-Dakar, in *Delany*, ed., Inst. Geol. Sci. Rept., 70/16, p. 13—25.

Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине востока США

Р. Флуд, Ч. Холлистер

Введение

С тех пор как в 50-е годы XX в. появились прецизионные эхолоты с большой разрешающей способностью, геологи выделяют различные типы морского дна в зависимости от характера приходящего сигнала. Получаемые через короткие промежутки времени (менее 5 миллисекунд) высокочастотные (3,5—12 кГц) эхограммы были использованы для изучения природы микрорельефа и стратификации осадков. Эта информация служит основой для изучения эрозионных и аккумулятивных процессов, протекающих в глубоководных областях дна [19, 20, 21, 33, 17, 22].

Континентальная окраина является той областью морского дна, где подобные методы исследования особенно полезны для выделения участков с предположительно активным режимом седиментации. В основу классификации типов приходящего сигнала в области континентальной окраины положены три критерия: 1) когерентность приходящего сигнала, когда он состоит из одного или нескольких расплывчатых или четких отражений; 2) присутствие форм рельефа ниже предела разрешения эхолота, о чем свидетельствует присутствие гиперболических отражений; 3) длина волны, амплитуда и регулярность отражений более крупных форм рельефа.

Эхолотные характеристики больших площадей континентальной окраины запада Северной Атлантики, особенно континентального подножия, могут быть закартированы на основе классификации, подобной той, которая впервые была предложена Холлистером [21] (фиг. 1 и 2). Другие участки океанических бассейнов, находящиеся под влиянием океанских течений, повсюду дают сходные эхограммы. Это и позволяет предполагать, что развитые здесь формы рельефа могут быть обусловлены деятельностью течений.

Некоторые характеристики микрорельефа обычно рассматриваются как признаки деятельности донных течений. К подобным характеристикам относятся: 1) гиперболическое эхо с длиной волны до нескольких сот метров и вершинами, примерно тангенциальными дну океана; 2) большие волны абиссального глинистого ила (названные «гигантской рябью» Юингом и др. [11]) с внутренней стратификацией, часто свидетельствующей о миграции этих волн.

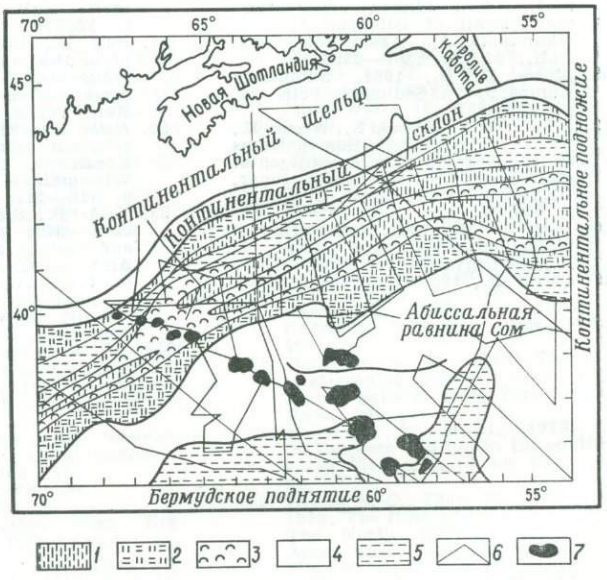
Возникает множество вопросов о действительной природе тех форм рельефа, которые характеризуются подобными отражениями:

1. Что они собой представляют? Каковы их размеры, степень линейности и ориентировка по отношению к региональному рельефу и наблюдаемым течениям?

2. Накладываются ли мелкие формы рельефа на более крупные? Если да, то как они относятся к более крупным формам и какова их природа?

3. Связаны ли подобные мелкие формы рельефа с деятельностью донных течений, или они отражают и другие процессы, происходящие в пределах континентальной окраины?

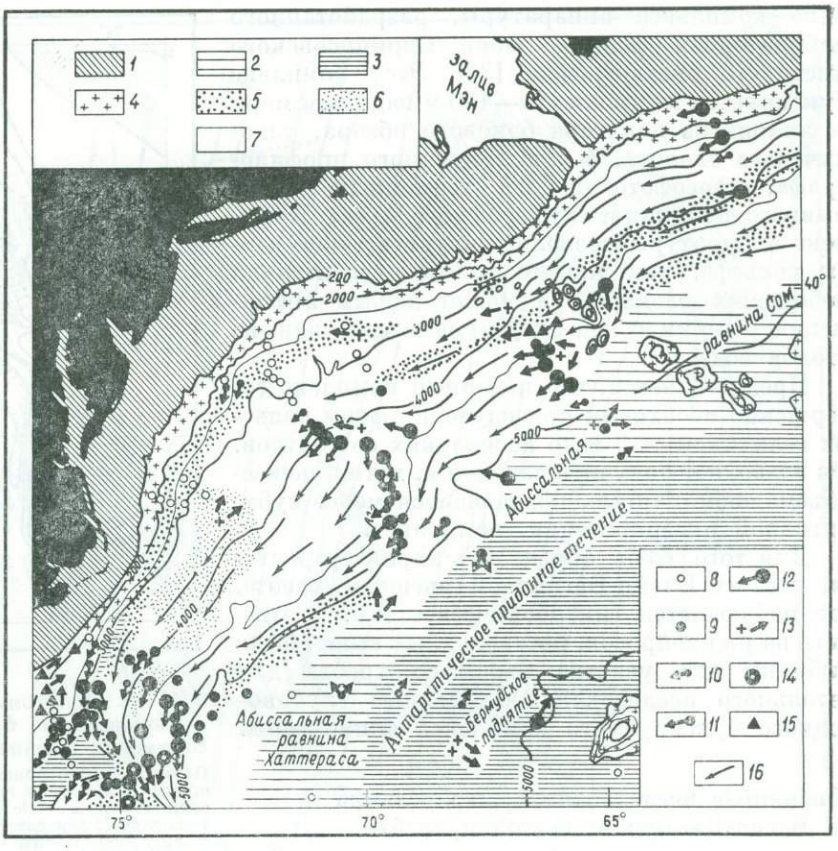
4. Если рельеф контролируется течениями и те формы рельефа, о которых идет речь, принадлежат к некоторым типам донных форм, обусловленных течениями, то являются ли они постоянно активными? Если да, то какова динамика их формирования? Если нет, то когда



ФИГ. 1. Типы эхограмм на континентальной окраине и абиссальной равнине Сом мористее Новой Шотландии.

Зоны сходного отражения эхолотных сигналов в целом параллельны батиметрическим контурам, и их можно легко коррелировать от профиля к профилю. Зоны гиперболических и расплывчатых отражений, кроме того, располагаются параллельно изотермам придонных вод, что подразумевает связь между типом отражения и водными массами [22].

Удлиненные отражения: *1* — расплывчатые, *2* — расплывчатые вместе с поддонными, *3* — гиперболические; *отчетливые продолжительные отражения*: *4* — сильные единичные, *5* — многократные; *6* — эхограмма, полученная путем посылки коротких импульсов, *7* — подводные горы.



ФИГ. 2. Типы эхограмм мористее восточного побережья Северной Америки.

Могут быть связаны с предполагаемыми и измеренными донными течениями системы западного граничного противотечения [33]. Зоны удлиненных и гиперболических отражений на континентальном подножии параллельны контурам региональных структур. Выше 3500 м дно обычно спокойное, свободное от воздействия течений. Ниже 3500 м быстрые контурные течения, видимо, транспортируют осадки на юг. *Отчетливые продолжительные отражения*: *1* — континентальный шельф. *2* — сильные единичные, *3* — единичные в сочетании с поддонными; *гиперболические отражения*: *4* — неправильные (на выходах коренных пород), *5* — широкие (в районах перемещения осадков), *6* — широкие в сочетании с поддонными, *7* — удлиненные отражения. *Донные фотографии*: *8* — нет признаков течения, *9* — гладкое дно, *10* — слабое течение, *11* — сильное течение, *12* — очень сильное течение, *13* — станция с придонным измерителем течений, направление течения, *14* — мягкая округлая рябь, *15* — короткая перекрестная рябь, *16* — западное граничное противотечение. Изобаты — в метрах.

они перестали быть активными, и что они позволяют сказать о гидродинамическом режиме во время их формирования?

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть эти вопросы в рамках новой программы по динамике осадков, в которой сочетаются полевые наблюдения и лабораторные эксперименты.

Методика полевых наблюдений

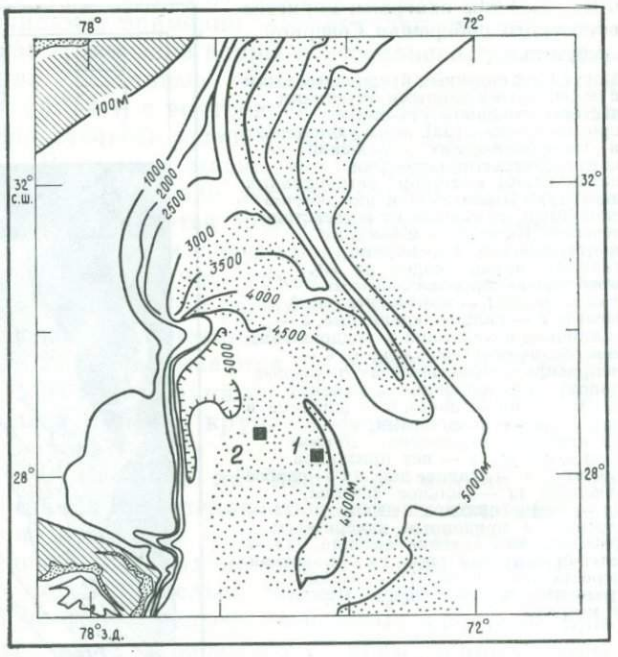
Предыдущие исследования природы форм рельефа, развитых на континентальном подножии и внешних хребтах, сильно тормозились применявшейся методикой полевых наблюдений. Это были трудности двоякого рода. Во-первых, те формы рельефа, которые подлежали изучению, обладают бóльшим размером, чем площадь дна, охватываемая стандартным фотоснимком (несколько квадратных метров). Кроме того, обычно неизвестна относительная последовательность донных фотографий. Во-вторых, эти формы рельефа соответствуют нижней границе или даже ниже предела обнаружения при работе с поверхностными профилографами, работающими на частоте 3,5 и 12 кГц. Часто на поверхности записывается только гиперболическое эхо или (если формы рельефа больше) боковые отражения маскируют истинные очертания этих форм. Точность навигационных приборов, как правило, мала для воспроизведения достаточно близко расположенных линий отражения, что необходимо для установления истинного простирания крупных форм рельефа размером в несколько сот метров и более. Поэтому, очевидно, сходные формы картировались то параллельно [4], то перпендикулярно [32, 18], то под углом 45° [18] к простираниям региональных структур. Хотя подобные вариации могли иметь место, в действительности они, вероятно, были результатом несовершенства методов изучения. Поскольку даже общая морфология подобных форм рельефа была неизвестна и принципы полевого исследования не были адекватными, ни природа, ни структура граничных слоев дна, ни осадки, которые слагают эти донные формы, обычно не изучались.

Большая часть отмеченных трудностей была преодолена с внедрением буксируемого на глу-

бине комплекса аппаратуры, разработанного лабораторией физики моря Скриппсовского института океанографии [34]. Этот комплекс буксируется на уровне 10—100 м над дном моря и состоит из локатора бокового обзора, узколучевого эхолота, 4-кГц придонного профилографа, стереофотоаппарата, термописца непрерывного действия и акустического маяка. Комплекс аппаратуры позволяет изучать такие черты рельефа, как донные формы относительно небольших размеров, и может давать информацию о термической структуре вышележащего столба воды.

Представляется, что подобный комплекс совершенно необходим при изучении форм рельефа величиной от 3 м до нескольких сот метров. Он позволяет получить надежные, хотя и не всеобъемлющие данные, поддающиеся менее субъективной интерпретации, чем ранее.

Для того чтобы определить характер рельефа дна на Блейк-Багамском внешнем хребте, где наблюдается гиперболическое эхо, и ответить на ряд вопросов, поставленных выше, были выбраны два участка внешнего хребта для детального исследования с помощью глубоководного буксируемого комплекса аппаратуры.



ФИГ. 3. Полигоны, изученные с помощью глубоководного буксируемого комплекса на Блейк-Багамском внешнем хребте.

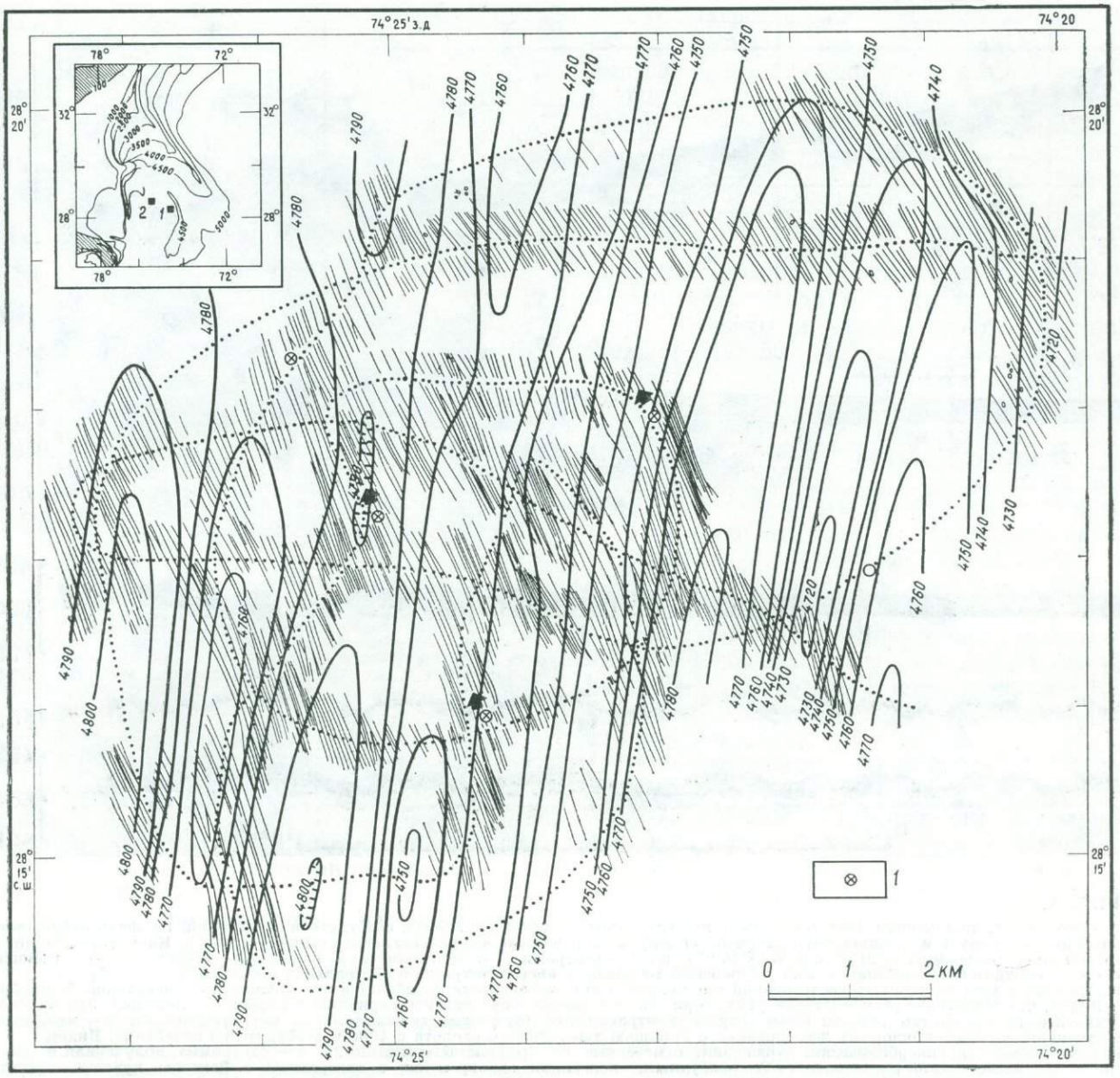
Полигон 1 расположен в районе крупных илистых волн (длина волны 2 км) близ гребня вторичного хребта. Полигон 2 расположен в зоне сочленения внешнего хребта и Блейк-Багамской абиссальной равнины. Распределение туманных и гиперболических отражений показано крапом, по данным из работы [6] и по эхолотным профилям Вудс-Холского океанографического института.

Придонные исследования микрорельефа на Блейк-Багамском внешнем хребте

Присутствие гиперболических эхо в Блейк-Багамском бассейне отметили Клей и Рона [7]; они приписали их вытянутым с севера на юг складкам рельефа и посчитали их песчаными волнами. Позже Брайн и Маркл [6] закартировали распространение различных типов отраженных сигналов и определили по форме гиперболического эха, что эти складки рельефа в целом параллельны простираниям региональных структур.

Скриппсовский глубоководный буксируемый комплекс [34] был использован для того, чтобы определить природу донных форм среднего размера, вызвавших гиперболическое эхо на Багамском внешнем хребте — вторичном хребте комплекса Блейк-Багамского внешнего хребта. Кроме того, изучалась резкая акустическая (и седиментологическая) граница между Блейк-Багамской абиссальной равниной и Багамским внешним хребтом. Четыре колонки осадков, полученные с помощью больших поршневых трубок, 25 станций подводного фотографирования, 3 колонки осадков, взятые с помощью трубок-бумерангов, 7 записей скоростей и направлений течений длительностью до 153 ч — таков фактический материал, собранный на двух изученных участках (полигонах) Багамского внешнего хребта (фиг. 3). Полигон 1 расположен в районе больших (длина волны 2 км) илистых волн близ гребня вторичного хребта. Полигон 2 находится на границе между Багамским внешним хребтом и Блейк-Багамской абиссальной равниной.

Предыдущие исследования региона в целом подтвердили концепцию, согласно которой донные течения транспортировали сюда ил и отлагали его в виде больших линзовидных валов, между которыми располагались бороздовидные углубления [16, 20]. Результаты глубоководного бурения подтвердили, что по крайней мере верхняя толща (~1 км) Блейк-Багамского внешнего хребта сложена гемипелагическими алевропелитами, перенесенными к югу от источников, находящихся севернее мыса Хаттерас [23]. Вся последовательность валов и поднятий в области Блейк-Багамского внешнего хребта, видимо, начала формироваться примерно с середины третичного времени, когда Северная Атлантика стала доступной для холодных плотных вод Норвежского моря. Это вызвало энер-



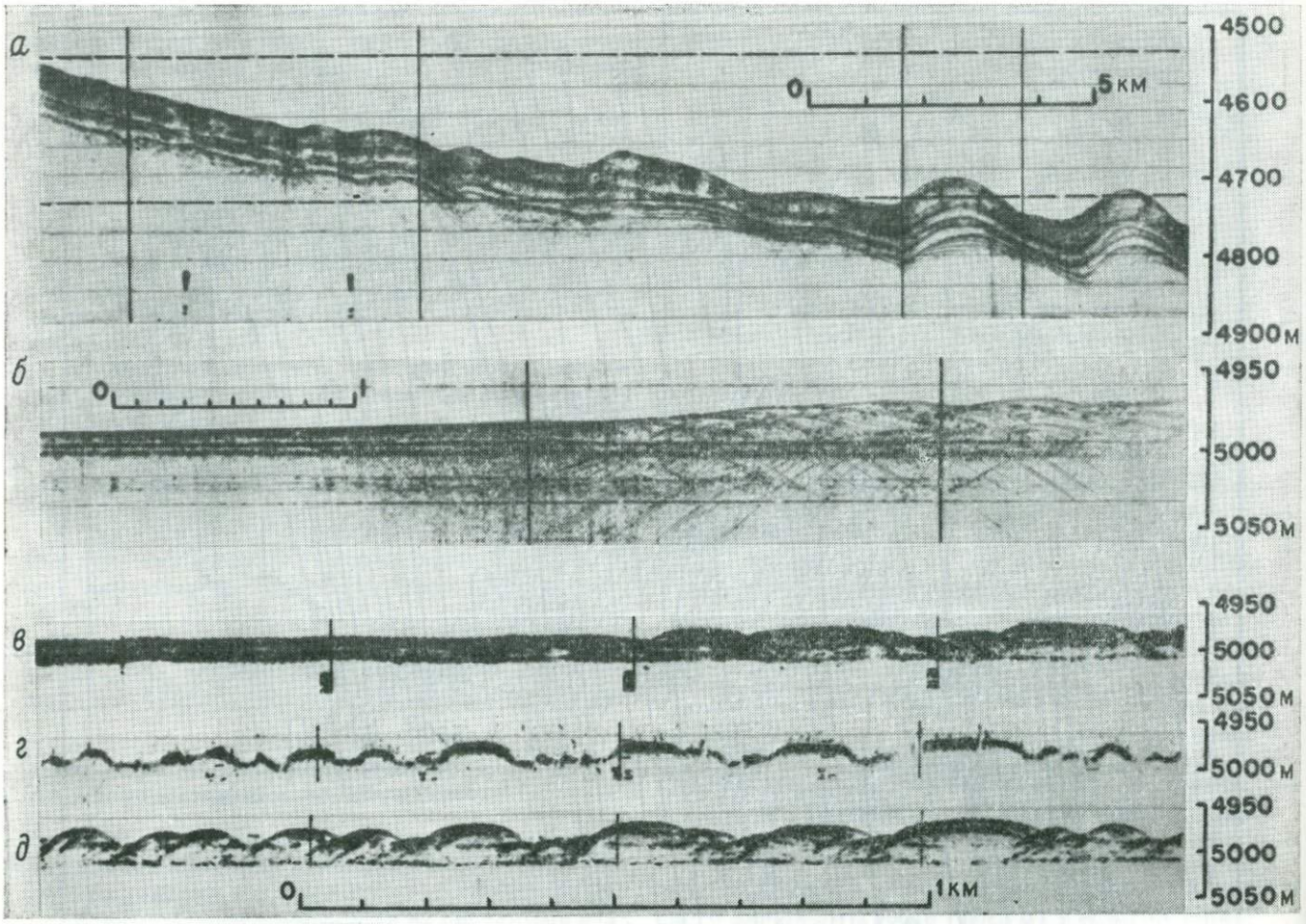
ФИГ. 4. Батиметрическая карта района распространения абиссальных илистых волн (полигон 1).

Борозды показаны по данным сонара бокового обзора. Стрелки указывают направление течений с максимальной скоростью по данным измерителей течений, установленных на акустических маяках. Изобаты проведены через 10 м. *1* — Маршрут буксируемого комплекса с акустическим маяком. На вставке *1*, *2* — номера полигонов.

гичную циркуляцию придонных вод, которая привела к миграции и отложению осадков вдоль всего запада Северной Атлантики [22, 5].

Предварительные результаты наших исследований уже сообщались [13, 25], они суммированы ниже.

Мелкие борозды на крупных илистых волнах (полигон 1). С помощью акустического маяка был получен ряд батиметрических профилей в области развития больших илистых волн. Эти волны простираются на северо-восток (10°), имеют высоту 20—60 м и длину около 2 км (фиг. 4). Бывшие в нашем распоряжении батиметрические данные [6, 31] указывают на то, что большие волны не параллельны региональным структурам, которые в этом районе простираются на северо-запад (335°). Таким образом, угол между простираниями илистых волн и региональных структур составляет 35°. На придонных профилях высокого разрешения



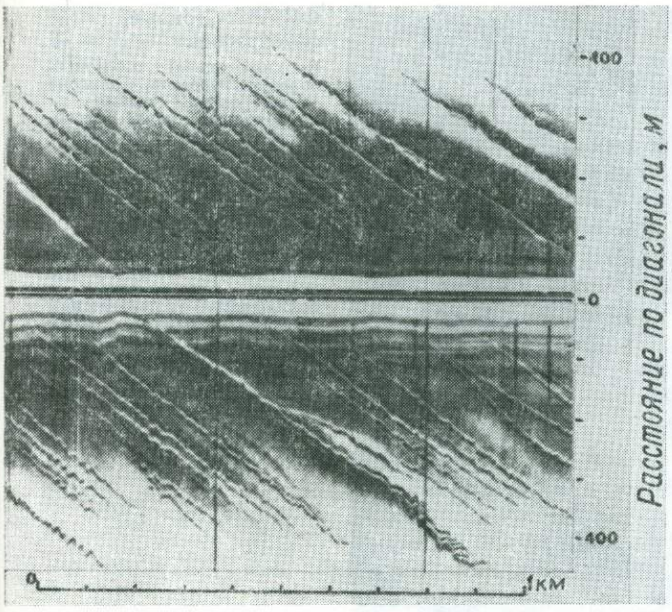
ФИГ. 5.

а — эхограмма, полученная при надводных исследованиях с помощью 3,5-кГц возбудителя колебаний. Профиль начинается в районе полигона 1 и продолжается вверх по склону в направлении гребня Багамского внешнего хребта. Координаты волны на правом конце эхограммы 74°21,8′ з. д. и 28°16,9′ с. ш. *б* — эхограмма, полученная при надводных исследованиях с помощью 3,5-кГц возбудителя колебаний в зоне сочленения Багамского внешнего хребта и абиссальной равнины. *в* —эхограмма, полученная в ходе придонных исследований с помощью 4-кГц возбудителя колебаний в зоне сочленения, показанной на профиле *б*. Видно, что сочленение резкое (легкие ундуляции на эхограмме обусловлены вариациями глубины положения буксируемого комплекса во время его работы. Более глубокие отражающие горизонты горизонтальны; см. профиль *б*). *г* — эхограмма, полученная в ходе придонных исследований с помощью узколучевого эхолота с 40-кГц возбудителем колебаний. Видны борозды, вызвавшие гиперболические отражения, отмеченные на профиле *б* (полигон 2). *д* — эхограмма, полученная в ходе придонных исследований с помощью 4-кГц возбудителя колебаний одновременно с эхограммой *г*. Заметны краевые эффекты, обусловленные широким углом излучения.

видно, что дюны мигрировали на восток (фиг. 5).

На большие илистые волны наложены длинные и замечательно прямые борозды (фиг. 4, 6, 7, верхний левый и верхний правый снимки, и фиг. 8). Измерения на нескольких стереоснимках показали, что ширина борозд составляет 1—4 м, а глубина 0,75—2 м (фиг. 8). Расстояние между бороздами достигает 20—125 м. Видимо, именно эти борозды вызывают очень мелкие поверхностные гиперболические эхо, фиксируемые на 3,5- и 12-кГц профилограммах (фиг. 5, *а*).

Борозды обладают крутыми стенками и плоским дном (фиг. 7, верхний левый снимок, и фиг. 8). Местами на дне присутствуют срединные валы. Плоское дно, видимо, соответствует более твердому горизонту, обнаруженному в каждой колонке осадков, взятой в области развития борозд. Этот горизонт маркирует заметный переход от осадков поверхностного слоя, представленных коричневатым известковистым гемипелагическим пелитовым илом, к нижележащему сероватому слабокарбонатному гемипелагическому пелитовому илу плейстоценового возраста, содержащему рассеянные



ФИГ. 6. Изображения борозд в районе полигона 1, полученные с помощью локатора бокового обзора.

Линия, расположенная ниже центра изображения, представляет маршрут буксируемого комплекса. Измеренные течения направлены вдоль борозд (из нижнего правого в верхний левый угол). Заметны камертоновидные соединения борозд, открытые против течения.

остатки переработанных третичных дискоастеров. Этот горизонт, видимо, соответствует обогощенным железом коркам, которые наблюдались Мак-Гири и Дамутом [29], и, вероятно, маркирует границу между плейстоценом и голоценом. В наших колонках он находится на глубине 36—67 см.

Борозды простираются на северо-запад (355°) параллельно основным структурам района, но под углом 35° к простиранию больших волн. Борозды параллельны направлениям измеренных течений и часто сочленяются в форме камертона, открытого в направлении этих течений (фиг. 4 и 6). Некоторые борозды могут быть прослежены по крайней мере на 5 км.

Измерители течений, расположенные в 10 м над дном, записали максимальные скорости 9—10 см/с в направлении 325—335° в течение примерно трех четвертей времени записи, составляющего 102—108 ч. Эти данные в целом согласуются с материалами по течениям, собранными Амосом и др. [2]. Большинство сфотографированных борозд, видимо, и ныне являются активными; их стенки крутые, и изредка на них видны следы донных животных, хорошо развита связанная с бороздами рябь.

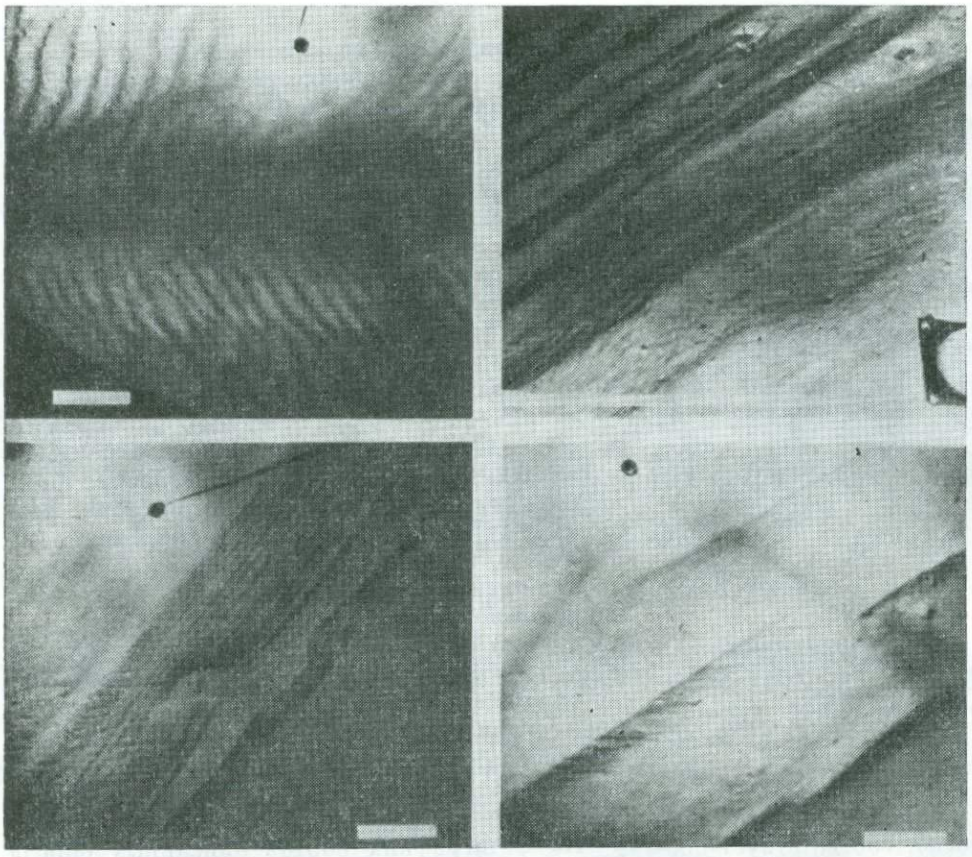
Крупные борозды близ границы между абиссальной равниной и внешним хребтом (полигон 2). Надводные профили этой важной границы показывают резкий переход от хорошо выраженных гиперболических отражений на внешнем хребте к сильному реверберирующему когерентному отражению на абиссальной равнине (фиг. 5, *б*). На профилях, полученных с помощью глубоководного буксируемого комплекса, видно, что эта граница шириной несколько метров резко выражена (фиг. 5, *в*). Поверхностные гиперболические отражения обусловлены системой эрозионных борозд с крутыми бортами (фиг. 5, *г* и *д*, и 9).

Эти борозды значительно крупнее (глубина 20 м, ширина 50—150 м, расположены на расстоянии 50—200 м друг от друга), чем борозды, наложенные на илистые волны. Они явно являются эрозионными, поскольку более глубоко расположенные отражающие горизонты, различимые и на поверхностных профилях, и на профилях, полученных с помощью глубоководного буксируемого комплекса, продолжаются непрерывно под этими бороздами (фиг. 5 *б*, *в* и *д*) или обнажаются на их стенках (фиг. 7, нижний левый). Записи сонаров бокового обзора обнаруживают ветвление, или «камертоновые» соединения, борозд, открытые в направлении течений и сходные с теми, которые наблюдались на более мелких бороздах в области илистых волн (фиг. 9).

На фотографиях бортов описанных борозд видны выходы более устойчивых к эрозии слоев (фиг. 7, нижний левый снимок). На других снимках видна активная эрозия материала, расположенного под этими слоями, и оползание масс илистого материала вниз по склону. В осевшей стенке и на ее поверхности видно несколько неопределимых животных, которые могут способствовать процессу эрозии.

Измерители течений, расположенные в 10 м над дном в районе гиперболических эхо, записали максимальную скорость течений 8 см/с и за период наблюдений свыше 153 ч среднюю скорость 5 см/с. Течения направлены прямо на север. На прилежащей абиссальной равнине максимальная скорость северных течений составляет 4 см/с, а средняя за 144 ч наблюдений 2 см/с. Эти течения в общем также соответствуют геострофическим течениям, рассчитанным Амосом и др. [2].

Судя по колонкам осадков, поднятым большими поршневыми трубками на Багамской абиссальной равнине и в районе гиперболических отражений к востоку, борозды врезаны в плейстоценовые карбонатные и глинистые илы, сходные с осадками полигона 1. Эти илы подстилаются плиоценовым (зона NN16, уст-



ФИГ. 7. Донные фотографии.

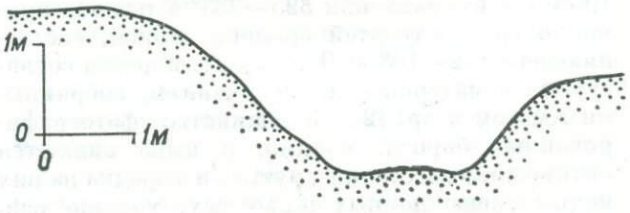
Верхний левый снимок — борозды в районе полигона 1; измеренные течения направлены справа налево. Верхний правый снимок — стенка борозды в районе полигона 1. Нижний левый снимок — стенка борозды в районе полигона 2; заметны выходы слоев, более устойчивых к эрозии осадков; высота показанной стенки 9 м. Нижний правый снимок — донные формы, наблюдаемые на периферии абиссальной равнины (район когерентных отражений). Длина масштабной линейки 1 м.

ное сообщение Д. Джонсона) карбонатным илом с высоким содержанием карбонатного детрита и градационной слоистостью. Осадки абиссальной равнины прослеживаются под районом гиперболических отражений к востоку (фиг. 5, *б* и *в*), причем и на малой глубине, до которой проникают эродирующие борозды.

На абиссальной равнине в нескольких километрах от границы с внешним хребтом были сфотографированы маленькие валики, расположенные на расстоянии 2 м друг от друга (фиг. 7, нижний правый снимок); они же были отмечены также на записях сонаров бокового обзора. Валики развиты среди гемипелагических глинистых илов, пересекающих более типичные для абиссальной равнины осадки.

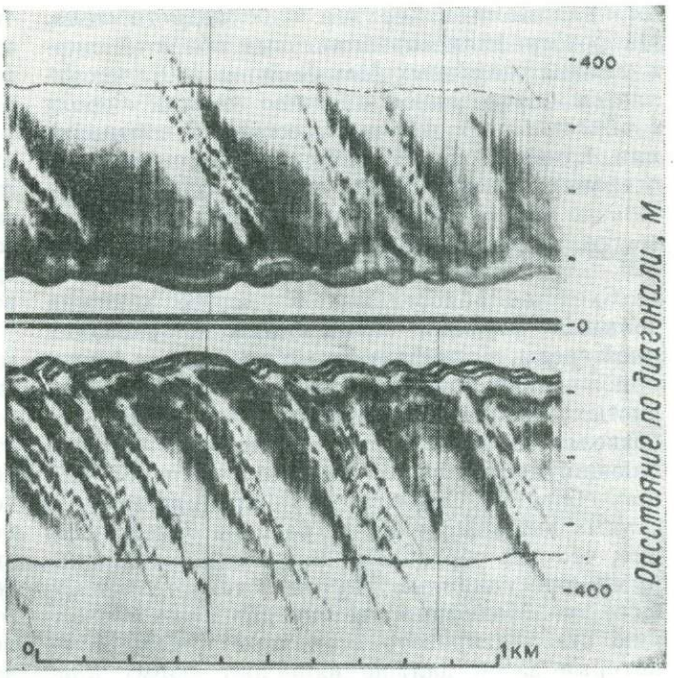
Эти донные формы идентичны продольной ряби, отмеченной в других частях океана и обычно параллельной направлениям течений. Здесь же они расположены под углом 70° к измеренному направлению течений. Значение этих образований не совсем понятно.

В целом, основываясь на собранных данных, особенно на фотографиях, можно утверждать, что ни одна из пластовых форм, по-видимому,



ФИГ. 8. Фотография и поперечный профиль борозды (полигон 1).

Профиль основан на глубинах, измеренных на стереоснимках борозды. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.



ФИГ. 9. Изображения борозд в районе полигона 2, полученные с помощью локатора бокового обзора.
Объяснения см. в подписи к фиг. 6.

не являлась активной во время сбора данных. Однако борозды и меридиольная рябь меньшего размера, как можно видеть, еще совсем недавно были активными.

Подобные формы рельефа дна, развивающиеся в разных обстановках

Обширные участки продольных песчаных дюн развиты в тех районах, где ветры постоянно дуют над обширными пространствами горячего и сухого песка. Считается, что эти большие дюны являются результатом крупных спирально-вихревых циркуляций в нижнем смешанном или неустойчивом слое нагретого воздуха [14, 15]. Подобные большие вихри наблюдались в атмосфере [3]; как считают, полосчатые облака указывают на сходный тип циркуляции [27]. Для этих эоловых продольных форм рельефа характерны скопления в форме камертона, открытого в направлении преимущественных ветров [14].

Продольные донные формы, сходные с абиссальными бороздами, найдены на мелководье в зоне действия сильных течений. Борозды шириной 5 м, глубиной 1 м, длиной 4 км, находящиеся на расстоянии 10—20 м друг от друга и соединенные в форме камертона, открытого в сторону более сильного отлива, были описаны в мелководном эстуарии [9]. Страйд и др. [35] описали подобные, по-видимому, формы в гравийных осадках на дне Ла-Манша.

Скопления развивающихся борозд были отмечены с помощью сонара бокового обзора на глубине 5,8 км в Самоанском проливе [28], где Антарктическое придонное течение является основным фактором, контролирующим динамику осадков [26]. Однако эти формы рельефа не дают гиперболических эхо при надводном эхолотировании, не отражаются на донных фотографиях и образованы в кокколитовом иле.

Природные и полученные экспериментально формы рельефа, описанные Дзулинским [10] и Алленом [1], параллельны течению и дают соединения в виде камертона, открытого навстречу течению. Смоделированные формы рельефа [1] имеют зачастую хорошо выраженные срединные валы там, где две борозды сливаются друг с другом, и, за исключением различий в масштабе (расстояние между бороздами 6 мм, глубина около 1 мм), эти «продольные прямолинейные желоба» весьма сходны с теми формами рельефа, которые мы описали на абиссальных глубинах Атлантики.

Другое сравнение, которое представляется уместным, это сравнение абиссальных борозд с ветровой рябью на поверхности водных тел, когда ветры дуют поперек водоема. Эта поверхностная рябь, видимо, обусловлена «циркуляциями Лангмюра», т. е. большими спиральными

циркуляциями в верхнем слое водного тела. На фотографиях апвеллинговых областей циркуляции, сделанных Мак-Лейшем [30], проявляется определенное сходство донных борозд с абиссальными формами, особенно в отношении камертоновидных соединений скоплений, открытых в направлении ветра.

Происхождение абиссальных борозд

Сходство абиссальных борозд со многими донными формами, описанными в условиях иной среды, и тот факт, что абиссальные формы приближенно имитируют формы скоплений перистых облаков и ветровую рябь,— все это позволяет сделать вывод, что механизм, определяющий морфологию этих форм, одинаков для всех областей. Относительно большинства описанных выше форм сейчас распространено мнение, что они образованы вторичными спиральными циркуляциями внутри потока, изменяющего дно. Модифицированное дно имеет тенденцию стабилизировать вторичные циркуляции, которые затем дальше изменяют форму дна. Спиральные циркуляции этого типа были предсказаны и наблюдались в атмосфере [15], в лабораторных экспериментах [12]; и было постулировано их существование в турбулентных потоках [36]. Недавнее численное моделирование турбулентного планетарного потока с высоким числом Рейнольдса в граничном слое показало, что подобный тип циркуляции может присутствовать в турбулентных граничных слоях [8].

Один из важных результатов исследования природы планетарного граничного слоя заключается в том, что найдено соотношение между глубиной течения и длиной волны присутствующих неустойчивостей: оно должно быть эквивалентно расстоянию между продольными донными формами. Во всех описанных случаях для нейтрально стратифицированных потоков расстояние между донными формами примерно в 2—4 раза превышало мощность граничного слоя. Таким образом, если подобный процесс создал донные формы, наблюдаемые на Багамском внешнем хребте, и если борозды можно интерпретировать как ныне активные, то должны существовать сходные соотношения между мощностью придонного граничного слоя и расстоянием между бороздами.

Оценки солености — температуры — плотности, полученные в тех районах Блейк-Багамского внешнего хребта, которые характеризуются гиперболическими отражениями и эрозионными бороздами, показывают, что слой изотермически-изогалинной воды, покрытый толщей с относительно крутым градиентом этих параметров, развит обычно вблизи от дна ([2], см. также неопубликованные результаты измерения температур с помощью глубоководного буксируемого комплекса). Этот гомогенный граничный слой может быть результатом смешивания за счет трения о дно и представляет собой слой, в котором могли развиться вторичные циркуляции или который мог бы быть создан вторичными циркуляциями.

Измерения, сделанные к настоящему времени, показывают, что в районе полигона 2, на переходе от внешнего хребта к абиссальной равнине, мощность этого граничного слоя составляет примерно 100 м. Расстояния между бороздами здесь 50—200 м. В районе полигона 1 — области развития больших илистых волн — был встречен придонный изотермический слой изменчивой мощности. Измерения температур с помощью глубоководного буксируемого комплекса показали, что мощность слоя во время наблюдений не превышала 20 м, однако данные Амоса и др. [2] свидетельствуют о донном изотермическом слое мощностью около 100 м в подобном районе. Расстояние между бороздами здесь составляет 20—125 м, а между большими илистыми волнами — примерно 2 км. Максимальные скорости течений в 10 м от дна, измеренные с помощью глубоководного буксируемого комплекса, достигают 8—10 см/с. Приливная компонента этих течений составляет только 1—2 см/с, и течения довольно однородны во время длительных периодов существования максимальных скоростей.

Мощность граничного слоя, вероятно, примерно та же, что и расстояние, наблюдаемое между бороздами. Это указывает на то, что процесс такого типа мог бы создать борозды и что они могли бы быть по меньшей мере спорадически активными. Однако для того, чтобы определить это более точно, необходимо произвести значительно больше измерений толщины изотермического слоя и скорости течений. Комбинация постоянного течения с гомогенным придонным граничным слоем, вероятно, представляет собой почти идеальные условия для того, чтобы развились вторичные циркуляции.

Распределение абиссальных борозд

Широкое распространение гиперболических эхо в районах предполагаемой активности глубоководных течений позволяет предположить, что описанные выше формы рельефа и процессы также широко распространены. Однако надеж-

ные доказательства этого утверждения отсутствуют. Дело в том, что при надводных исследованиях борозды идентифицируются только как формы рельефа, дающие гиперболические отражения. Простирание линейных форм, обладающих гиперболическим отражением, при надводных исследованиях определяется весьма неточно [6]. Все простирания, которые до сих пор определены этим методом, параллельны известным или предполагаемым направлениям течений. Фотографии борозд или их фрагментов в большинстве случаев, вероятно, не были поняты и поэтому не описаны.

Наши придонные исследования природы рельефа, развитого на континентальном подножии, выявили существование донных форм, обусловленных течениями,— абиссальных борозд,— которые до сих пор в глубоководных условиях не описывались. Морфология борозд указывает на то, что они были сформированы крупномасштабными спиральными вихрями, развитыми в придонном граничном слое океана. Эти борозды, хотя и не были, вероятно, активными во время нашего исследования, незадолго до этого проявляли активность. По мере роста борозд происходит эрозия осадков и их подготовка к транспортировке донными течениями.

Список литературы

1. *Allen J. R. L.*, 1969, Erosional current marks of weakly cohesive mud beds, Journ. Sediment. Petrology, **39**, p. 607—623.
2. *Amos A. F., Gordon A. L., Schneider E. D.*, 1971, Water masses and circulation patterns in the region of the Blake-Bahama Duter Ridge, Deep-Sea Res., **18**, p. 145—165.
3. *Angell J. K., Pack D. H., Dickson C. R.*, 1968, A Lagrangian study of helical circulations in the planetary boundary layer, Journ. Atmospheric Sci., **25**, p. 707—717.
4. *Ballard J. A.*, 1966, Structure of the lower continental rise hills of the western North Atlantic, Geophysics, **31**, p. 506—523.
5. *Berggren W. A., Hollister C. D.*, Paleogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean, in *Hay W. W.*, ed. Studies in paleooceanography, Tulsa, Okla., Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 20.
6. *Bryan G. M., Markl R. G.*, 1966, Microtopography of the Blake-Bahama Region, Lamont-Doherty Geological Observatory, Tech. Rept. 8, CO-8-66, 44 p.
7. *Clay C. S., Rona P. A.*, 1964, On the existence of bottom corrugations in the Blake-Bahama Basin, Journ. Geophys. Res., **69**, p. 231—234.
8. *Deardorff J. W.*, 1972, Numerical investigations of neutral and unstable planetary boundary layers, Journ. Atmospheric Sci., **29**, p. 91—115.
9. *Dyer K. E.*, 1970, Linear erosional furrows in South-ampton water, Nature, **225**, p. 56—58.
10. *Dzulynski S.*, 1965, New data on experimental production of sedimentary structures, Journ. Sediment. Petrology, **35**, p. 196—212.
11. *Ewing M., Eittreim S. L., Ewing J. L., LePichon X.*, 1971, Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 3. Nepheloid layer and processes of sedimentation, in Physics and chemistry of the Earth, Elmsford, N.Y., Pergamon Press, **8**, p. 51—80.
12. *Faller A. J.*, 1963, An experimental study of the instability of the laminar Ekman boundary layer, Journ. Fluid Mech., **15**, p. 560—576.
13. *Flood R. D., Hollister C. D., Johnson D. A., Southard J. B., Lonsdale P. F.*, 1974, Hyperbolic echoes and erosional furrows on the Blake-Bahama Outer Ridge, Trans. Am. Geophys. Union, **55**, p. 284.
14. *Folk R. L.*, 1971, Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships, Sedimentology, **16**, p. 5—54.
15. *Hanna S. A.*, 1969, The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere, Journ. Appl. Meteorology, **8**, p. 874—883.
16. *Heezen B. C., Hollister C. D.*, 1964, Deep-sea current evidence from abyssal sediments, Marine Geology, **2**, p. 141—174.
17. *Heezen B. C., Johnson G. L.*, 1969, Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar, Bull. Inst. Oceanogr., **67**.
18. *Heezen B. C., Schneider E. D.*, 1968, The shaping and sediment stratification of the continental rise (abstr.), Washington, D.C. Marine Tech. Soc., Natl. Symp., Ocean Sci. and Eng. Atlantic Shelf Trans., Mar. 19—20, Philadelphia, p. 279—280.
19. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.*, 1959, The floors of the oceans, 1. The North Atlantic, Geol. Soc. America Spec. Paper 65, 122 p.
20. *Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F.*, 1966, Shaping of the continental rise by geostrophic contour currents, Science, **151**, p. 502—508.
21. *Hollister C. D.*, 1967, Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic (Ph. D. thesis), Columbia Univ., New York, 471 p.
22. *Hollister C. D., Heezen B. C.*, 1972, Geological effects of ocean bottom currents, in *Gordon A. L.*, ed., Studies in physical oceanography, New York, Gordon and Breach, **2**, p. 37—66.
23. *Hollister C. D., Ewing J. I. et al.*, 1971, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XI, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1077 p.
24. *Hollister C. D., Silva A. J., Driscoll A.* 1973, A giant piston-corer, Ocean Eng., **2**, p. 159—168.
25. *Hollister C. D., Flood R. D., Johnson D. A., Lonsdale P. F., Southard J. B.*, 1974a, Abyssal furrows and hyperbolic echo traces on the Bahama Outer Ridge, Geology.
26. *Hollister C. D., Johnson D. A., Consdale P. F.*, 1974b, Current-controlled abyssal sedimentation, Samoan Passage, equatorial west Pacific, Journ. Geology.
27. *Kuettner J.*, 1959, The band structure of the atmosphere, Tellus, **11**, p. 267—294.
28. *Lonsdale P. E.*, 1973, Erosional furrows across the abyssal Pacific floor, Am. Geophys. Union Trans., **54**, p. 1110.
29. *McGeary D. F. R., Damuth J. E.*, 1973, Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediment, Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, p. 1201—1212.
30. *McLeish W.*, 1968, On the mechanism of wind slick generation, Deep-Sea Res., **15**, p. 461—489.
31. *Markl R. G., Bryan G. M., Ewing J. I.*, 1970, Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge, Journ. Geophys. Res., **75**, p. 4539—4555.
32. *Rona P. A.*, 1969, Linear «lower continental rise hills» off Cape Hatteras, Journ. Sediment. Petrology, **39**, p. 1132—1141.
33. *Schneider E. D., Fox P. J., Hollister C. D., Needham D. H., Heezen B. C.*, 1967, Further evidence of currents in the western North Atlantic, Earth and Planetary Sci Letters, **2**, p. 351—359.
34. *Spiess F. N., Mudie J. D.*, 1970, Small scale topographic and magnetic features, in *Maxwell A. E.*, ed. The Sea. **4**, pt. 1, New York, Wiley, p. 205—250.
35. *Stride A. H., Belderson R. H., Kenyon N. H.*, 1972, Longitudinal furrows and depositional sand bodies of the English Channel, Mem. B.R.G.M., **79**, p. 233—240.
36. *Townsend A. A.*, 1956, The structure of turbulent shear flow, New York, Cambridge Univ. Press, 315 p.

Осадки современных глубоководных желобов

Р. фон Хюне

Введение

Пробы осадков из района Алеутского глубоководного желоба и профили МОВ через Алеутский и Перуанско-Чилийский глубоководные желоба послужили основой для создания модели распределения осадочных фаций в современных глубоководных желобах. Эта простая модель полезна для выявления особенностей, которые могли бы помочь распознать древние глубоководные желоба. В основании континентального склона формация осадков глубоководного желоба может быть представлена выполняющими желоб турбидитами, причем вверх по разрезу происходит смена дистальных фаций проксимальными. Эти турбидиты залегают на осадках абиссальной равнины, которые также изменяются снизу вверх от пелагических (дистальных) до гемипелагических (проксимальных). Основная тенденция заключается в смене древних срединно-океанических условий седиментации более молодыми условиями континентального склона. Если бы древние глубоководные желоба обладали теми же характеристиками, что и современные, то вся осадочная формация глубоководного желоба соответствовала бы 200—1500 м эвгеосинклинального разреза.

Некоторые орогенические пояса содержат эвгеосинклинальные осадочные породы, которые могли формироваться в глубоководных желобах. Распознавание обстановок седиментации древних глубоководных желобов по аналогии с осадочными формациями современных желобов затруднительно, так как с помощью обычных грунтовых приборов опробование осадков современных глубоководных желобов практически невозможно. Нескольких колонок, взятых грунтовыми трубками, или профилей МОВ недостаточно для выявления вертикального распределения типов осадков.

Однако при бурении в восточной части Алеутского желоба с борта «Гломара Челленджера» (в рамках Проекта глубоководного бурения) были получены керны с глубины, достаточно большой, чтобы выявить крупные литологические и палеонтологические подразделения. Эти подразделения были прослежены в восточной части Алеутского желоба с помощью высококачественных сейсмических профилей, которые проходили через точки бурения. Полученные результаты позволили глубже проникнуть в сущность процессов, воздействующих на осадки, заполняющие желоба [9, 5]. Идеи, возникающие при изучении керна скважин глубоководного бурения, будут использованы в настоящей статье для построения модели вероятного общего осадочного разреза в современных океанических желобах.

Большая мощность осадков в доступных изучению орогенических поясах обычно объясняется накоплением их в желобах. Подобные мощности являются результатом сложного тектонического строения. В желобах вдоль современных континентальных окраин Тихого океана и островных дуг осадки достигают, однако, мощности 1 км лишь в желобе Хикуранги, в восточной части Алеутского желоба и к западу от южного Чили [7]. (В тех областях, где желоба фундамента полностью заполнены осадками, например мористее Орегона и Вашингтона, распределение и типы осадков изменяются от характерных для длинных трогов до отложений обширных конусов выноса на континентальном подножии.)

Алеутский и Перуанско-Чилийский желоба являются близкими аналогами древних желобов, и результаты их изучения будут использованы в настоящей статье для построения модели. В обоих желобах распределение осадков осуществляется латеральным течением вдоль оси желоба. В восточной части Алеутского желоба транспортировка вдоль его оси осуществляется потоками и гравитационным перемещением в канале, выработанном течениями вдоль прибрежного борта желоба [5], в то время как в Перуанско-Чилийском желобе транспортировка осадочного материала вдоль его оси происходит в канале, выработанном течениями близ центра выполнения желоба.

Алеутский глубоководный желоб

Высокие горные цепи Аляски в настоящее время представляют собой мощный источник сноса осадочного материала, что отчасти объясняет большую мощность в восточной части Алеутского желоба. Другим фактором является оледенение, на которое указывают изрезанная фьордами береговая линия и современные ледники, так же как резкое увеличение скоростей седиментации на Аляскинской абиссальной равнине в позднечетвертичное время [9]. Осад-

ФИГ. 1. Запись сейсмопрофилографа вкрест простирания восточной части Алеутского желоба около острова Кадьяк, Аляска ([8], с изменениями).

ки частично заполняют желоб и слагают его горизонтальное дно, которое со стороны суши ограничено крутым (5—40°) расчлененным континентальным склоном, а мористее — пологим (>1—3°) ровным склоном Аляскинской абиссальной равнины (фиг. 1).

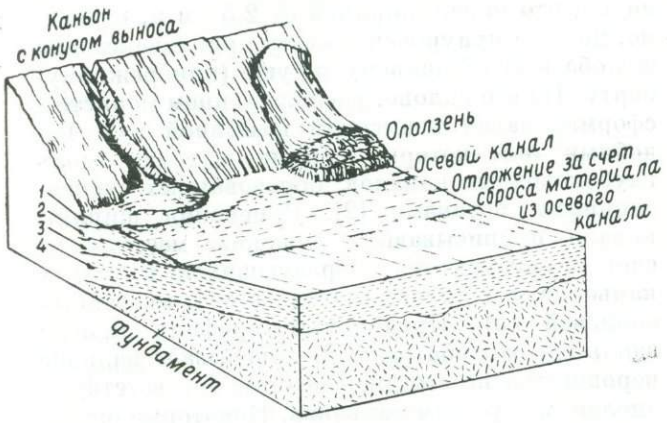
На сейсмических профилях видно, что подобная морфология повторяется и в структуре чехла: серия горизонтальных отражающих поверхностей в желобе перекрывает серию параллельных слабонаклонных отражающих горизонтов, которые без перерыва переходят в Аляскинскую абиссальную равнину. Желоб — наиболее глубоководная часть равнины и район максимальной скорости седиментации. По данным бурения наиболее древние осадки желоба имеют возраст 0,6±0,1 млн. лет, в то время как существующая орогеническая система вдоль этой континентальной окраины имеет возраст самое меньшее 5 млн. лет и, возможно, стала активной еще 20 млн. лет назад [9].

Следовательно, современное выполнение желоба составляет лишь часть осадков, накопившихся в нем со времени его зарождения. Значительная часть более древнего заполнения желоба должна была войти как составная часть в толщу осадков континентального склона. К моменту включения в разрез континентального склона могла сформироваться специфическая последовательность осадочных фаций, которую можно было бы распознать, если бы желоб подвергался умеренным деформациям, поднятию и эрозии в пределах орогенического пояса. Этот своеобразный разрез обязан своим появлением формированию в условиях осевого канала желоба, которые не имеют эквивалентов ни в океанических, ни в континентальных условиях.

На большинстве сейсмических профилей вкрест восточной части Алеутского желоба видно, что канал шириной от 2,5 км и, вероятно, до 6 км приурочен к месту причленения дна желоба к его ближнему к суше (прибрежному) борту. На его склоне, расположенном мористее, сформировался невысокий намывной вал, подобный тем, которые обычно находят вдоль глубоководных каналов, образованных суспензионными потоками [2]. Изменения ширины канала приписываются сужению местами за счет осадочных тел, образующихся в устьях каньонов, а в других местах за счет массивных оползней [5]. Продольный профиль канала вдоль оси желоба (фиг. 2) показывает наличие неровностей на его дне, которые соответствуют оползням и устьям каньонов. Некоторые оползни распространяются вкрест желоба на расстояние до 15 км и, должно быть, отрываются от основания континентального склона с большой инерцией.

Керны осадков рейса 18 Проекта глубоководного бурения были получены из скважин, пробуренных на абиссальной равнине, дне желоба и континентальном склоне [4]. Преобладающим типом осадка является глинистый ил, содержащий различное количество песка и алеврита. Песчаные турбидиты с градационной текстурой обычны только на континентальном склоне; алевриты и отчасти песок с градационной текстурой были подняты с насыпи, расположенной мористее канала на дне желоба; глинистый ил доминирует в верхней части разреза абиссальной равнины. Пайпер и др. [5] показали, что если поднятые осадки характерны для условий седиментации континентального склона, глубоководного желоба и абиссальной равнины, то по крайней мере 90% осадков, выполняющих желоб, смещено с близлежащего континентального склона суспензионными потоками, оползнями или обвалами. Оставшиеся

ФИГ. 2. Профиль дна вдоль осевого канала в восточной части Алеутского желоба [5].



ФИГ. 3. Идеализированная блок-диаграмма распределения фаций в восточной части Алеутского желоба [5].

1 — песчаные турбидиты; *2* — песчанисто-алевритовые глинистые илы; *3* — алевритово-глинистые илы; *4* — алевритово-глинистые илы абиссальной равнины.

10% представлены пелагическими осадками, включающими материал ледового разноса и биогенные компоненты (примерно 3%), а также осадки, транспортированные через абиссальную равнину из других, сильно подверженных ледовому влиянию частей Аляскинского залива (примерно 7%). Средние скорости седиментации в желобе составляют около 2000 м в млн. лет и, возможно, достигают 3500 м в млн. лет в периоды оледенений и уменьшаются до 200—300 м в млн. лет в межледниковое время.

В отличие от колонок осадков континентального склона, которые содержат много песка, колонки, расположенные мористее осевого канала, характеризуются небольшим его количеством. Следовательно, распространение песка, вероятно, ограничивается осевым каналом. Этот вывод подтверждается наблюдениями над силой течений. Они, вероятно, являются турбидитными течениями, достаточно сильными, чтобы эродировать большие оползни и перераспределить материал, поступающий с континентального склона. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что лишь очень редко (на одном сейсмическом профиле из 17 изученных) оползни и подводные конусы выноса можно обнаружить под поверхностью дна. Исходя из рассмотренных выше фактов, Пайпером и др. [5] было сделано обобщение данных о процессах седиментации и выработана идеализированная схема распределения осадочных фаций в Алеутском желобе (фиг. 3).

Отложения Алеутского желоба подстилаются чехлом осадков абиссальной равнины. Скорости седиментации в современном желобе примерно в 10 раз больше, чем на соседней Аляскинской абиссальной равнине. Контакт между осадками абиссальной равнины и выполняющими желоб осадками отражает фациальный переход между условиями относительно быстрой и медленной седиментации. Реконструкция этапов осадконакопления в районе глубоководного желоба дана в работе [5] (см. также фиг. 4).

Разрез осадков Алеутского желоба показан на фиг. 4. Непосредственно на океаническом фундаменте залегают тонкозернистые глинистые сланцы и мел, переходящие выше в аргиллит с редкими прослоями алеврита и мелкозернистого песка с градационной текстурой. Эти градационные прослои, обязанные своим происхождением латеральной миграции осевого канала, выше по разрезу становятся более частыми. Верхняя часть осадочного выполнения желоба состоит из гляциальных массивных неслоистых глинистых илов с редкими прослоями диатомовых илов или алевритов и песков с градационной текстурой. Увеличение роли терригенного материала вверх по разрезу может отражать как миграцию океанической коры в сторону суши, так и увеличение скоростей эрозии в позднеэогеновое время на континенте. Аляскинский залив с трех сторон окружен районами, поставляющими большое количество осадочного материала, особенно в периоды оледенений; поэтому на других участках дна Тихого океана этот разрез, возможно, имеет более типичный глубоководный океанический характер.

ФИГ. 4. Разрез осадочной толщи в восточной части Алеутского желоба.

Мощность указана в метрах.

Переход осадков абиссальной равнины в осадки глубоководного желоба постепенный: типы осадков выше и ниже контакта похожи друг на друга (фиг. 3); однако существующая граница разделяет слои, отложенные в разных условиях и при разных скоростях седиментации.

Нижние алеврито-глинистые турбидиты в разрезе осадочного выполнения желоба выше переходят в пески, отложившиеся в канале и, видимо, доминирующие в верхней четверти или одной восьмой части разреза желоба. Эти пески могут быть перекрыты остатками оползней или других латерально перемещенных масс, которые не переработаны полностью турбидитными течениями. При образовании осадочного выполнения желоба, видимо, доминировало осевое палеотечение в отличие от менее упорядоченных направлений палеотечений, функционировавших во время накопления подстилающих отложений абиссальной равнины.

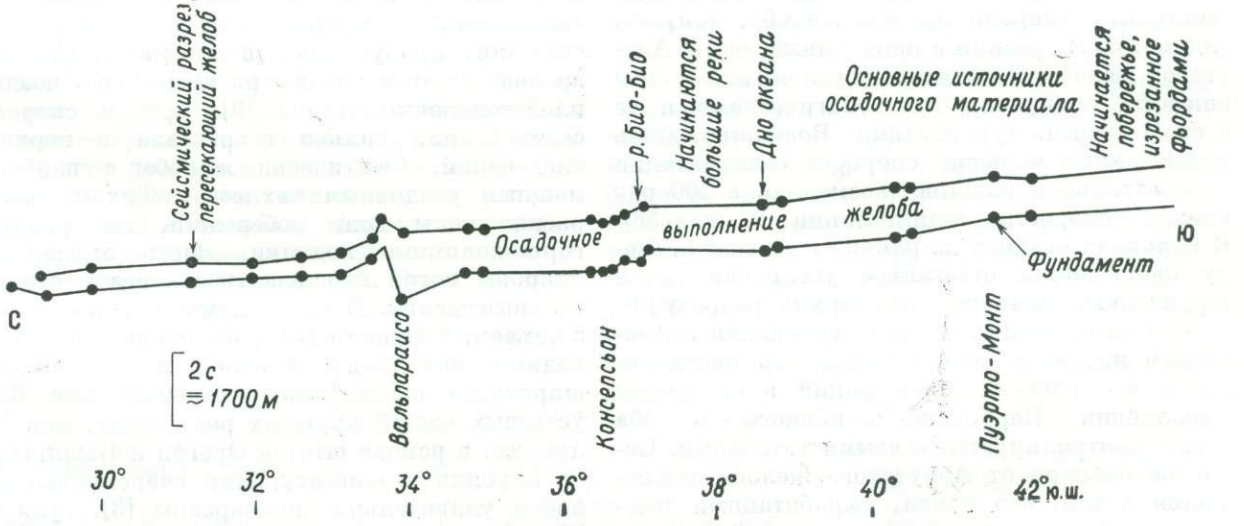
ФИГ. 5. Запись сейсмопрофилографа вкрест простирания южной части Перуанско-Чилийского желоба, 38° ю. ш.

У подножия ближнего к суше борта наблюдаются отражающие площадки гиперболической формы, указывающие на расчлененный рельеф расположенного здесь намывного вала.

Перуанско-Чилийский желоб

Южная часть Перуанско-Чилийского желоба, протянувшаяся к югу от Вальпараисо (Чили), напоминает по конфигурации восточную часть Алеутского желоба. Сейсмические профили здесь расположены на большом удалении друг от друга. В этой части желоба отлагается осадочный материал, поставляемый самыми крупными реками Чили. Количество материала увеличивается к югу, где изрезанные фьордами берега были сильно эродированы во время плейстоценовых периодов оледенений. Континентальный склон крутой, а абиссальная равнина слабо наклонена в сторону континента, как и в Алеутском желобе (фиг. 5). Почти горизонтальное дно является поверхностью осадочного клина, выполняющего желоб. Вдоль оси южной части желоба мощность осадков постоянно составляет около 1 км, как показано на продольном профиле (фиг. 6). Однако расположение осевого канала и мощность подстилающего разреза абиссальных осадков отличаются от таковых в Алеутском желобе.

На десяти из 14 сейсмических профилей вкрест Чилийского желоба виден канал, окаймленный с обеих сторон намывными валами и расположенный близ осевой линии дна желоба. Профили расположены недостаточно близко друг к другу, чтобы можно было установить протяженность канала или его конфигурацию,



ФИГ. 6. Профиль дна вдоль оси южной части Перуанско-Чилийского желоба.

Построен по неопубликованным данным сейсмопрофилирования, выполненного Шоллом и фон Хюне.

однако возникновение канала, очевидно, обусловлено тем же механизмом, что и перенос большого количества осадочного материала с юга на север. Плавный наклон дна желоба на север, одинаковая мощность осадочного выполнения желоба и предположительное присутствие осадков погребенных каналов и насыпей на некоторых сейсмических профилях подкрепляют это утверждение.

Непосредственно мористее желоба мощность осадков абиссальной равнины составляет 100—200 м (фиг. 5). Осадочный чехол облекает неровности рельефа фундамента, что доказывает его чисто пелагический характер. Однако на отдельные участки, примыкающие к желобу, видимо, поступает большее количество гемипелагического материала, на что указывает слегка увеличивающаяся мощность осадков. Осадки абиссальной равнины к западу от Перу представлены пелагическими и гемипелагическими глинами плейстоценового возраста [6]. Лишь близ Восточно-Тихоокеанского поднятия, где глубина океана меньше компенсационной глубины кальцитонакопления, в пелагических глинах наблюдается примесь карбонатных биогенных остатков. К западу от Перу и Чили биогенные илы могут существовать лишь в основании разреза абиссальной равнины, поскольку большая часть разреза формировалась ниже уровня критической глубины.

Контакт между гемипелагическими и пелагическими осадками абиссальной равнины и заполняющими желоб турбидитами далеко не так отчетлив, как на профилях через Алеутский желоб. Несмотря на то что предполагаются те же соотношения во времени между составными частями разреза желоба, контакт, видимо, более резкий и изменчивый, чем в Алеутском желобе. Пелагические отложения в зоне контакта сменяются гемипелагическими и те в свою очередь турбидитами. Возможно, здесь наблюдаются меньшие скорости седиментации на абиссальной равнине (возможно, в 500 раз меньше скорости седиментации в желобе). В колонках осадков из района к западу от Перу наблюдается отчетливое увеличение доли терригенных компонентов вверх по разрезу [6].

Эти наблюдения, а также сравнения с Алеутским желобом дают возможность предположить, что распределение фаций в осадочном выполнении Перуанско-Чилийского желоба также контролируется осевыми течениями. Основное отличие от Алеутского желоба заключается в том, что канал, выработанный течениями, располагается вдоль осевой линии, а не у подножия ближнего к суше борта желоба. Следовательно, оползни с этого склона и подводные конусы выноса в устьях каньонов остаются непереработанными, и лишь осадки их дистальных частей перераспределяются осевыми течениями вдоль канала. Вертикальный разрез должен быть сходен с разрезом Алеутского желоба. При этом в верхней части разреза, видимо, присутствуют оползневые массы и другие горизонтально перемещенные отложения, в которых проявилась деятельность как латеральных, так и радиальных течений (фиг. 4). Подстилающие абиссальные отложения имеют меньшую мощность и представлены более пелагическими осадками.

Мощность осадочного чехла в глубоководных желобах

Выше было отмечено, что мощность осадочного чехла в глубоководных желобах обычно составляет менее 1000 м. Хейс и Юинг [3] отметили, что глубоководные желоба, как правило, не заполнены осадками полностью. Шолл и Марлоу [7] указали, что даже в современных заполненных желобах, например расположенных мористее штатов Орегон и Вашингтон, средняя мощность осадков лишь ненамного превышает 1000 м. По их мнению, подобная мощность необычна для современных желобов и, видимо, обусловлена усилившейся седиментацией во время плейстоценового оледенения. Эти авторы сомневаются, чтобы такие мощности были найдены в мезозойских или раннетретичных желобах.

Мысль о том, что осадочный чехол современных желобов является необычно мощным, подтверждается и результатами изучения керна скважин, пробуренных в районе Алеутского желоба. В этом желобе развиты лишь позднеплейстоценовые осадки [9], причем скорость седиментации сильно возрастала в периоды оледенений. Фактически желоба с наиболее мощным осадочным чехлом в Тихом океане расположены близ побережий, где развиты горно-долинные ледники. Здесь ледниковые покровы могли перемещаться через континентальный шельф. Поэтому думается, что желоба с чехлом, мощность которого превышает 500 м, видимо, находились в зоне влияния высокоширотного оледенения побережий или близ устьевых частей крупных рек, таких, как Колумбия, в районе штатов Орегон и Вашингтон.

Глубина и конфигурация современных желобов удивительно однообразны [3], судя по 35 избранным профилям вкрест желобов Тихого океана, дно которых расположено на 2,5—

4,0 км глубже дна прилегающих участков океана. Это однообразие позволило Хейсу и Юингу [3] предположить, что механизм формирования морфологии всех желобов Тихого океана был одинаковым. Если механизм образования современных желобов отражается в наличии осадочного чехла мощностью 1 км или менее, то могли ли более крупные желоба формироваться в прошлом? Шолл и Марлоу [7] в качестве возможной альтернативы предложили удлиненные бассейны в пределах континентального склона. Если в прошлом имели место те же тектонические процессы, что и ныне, то можно идентифицировать отложения древних глубоководных желобов по их относительно ограниченной мощности. Соотношение этой небольшой первоначальной мощности и значительной конечной в эвгеосинклинальных разрезах рассмотрено во многих работах, в частности в [1].

Заключение

При построении модели распределения фаций в осадочном чехле глубоководных желобов в качестве основного механизма приняты осевые течения, вырабатывающие продольный канал. Вероятность мутьевых течений в желобах не только очевидна при рассмотрении зоны каналов, но и подтверждается также однородным продольным наклоном дна желобов, который сформирован за счет перераспределения материала конусов выноса и оползней. Временами смещающиеся вниз по склону желоба осадочные массы обладают значительной инерцией. При этом они проскакивают подножие континентального склона и могут войти в состав осевых мутьевых течений. Возможным исключением является локальное запруживание западин дна, когда мутьевые течения вынуждены пересекать горизонтальные участки и начинают двигаться вверх по склону.

Другим процессом, влияющим на распределение фаций в желобах, является развивающееся в сторону океана постепенное перекрытие выполняющих их осадков. Было сделано предположение, что чехол желоба непрерывно вовлекается в формирование разреза континентального склона или перекрывается при его наращивании. В этом случае канал и намывной вал будут постепенно смещаться по отношению к ранее погребенному каналу в сторону океана. Подобный процесс отразится на всей последовательности фаций, существующих у подножия континентального склона (фиг. 3) на окраине желоба.

В основании осадочного выполнения желоба располагаются тонкозернистые отложения, залегающие на фундаменте. Вверх по разрезу они сменяются более грубыми осадками канала, которые в свою очередь могут быть перекрыты отложениями оползней. Основная тенденция заключается в переходе от тонких дистальных к грубым проксимальным турбидитам. В подстилающих осадках абиссальной равнины наблюдается сходная тенденция перехода от пелагических (дистальных) к гемипелагическим (проксимальным) разностям. Пелагические осадки могут включать и биогенные карбонатные илы, если они отлагались на океанских хребтах, которые были выше уровня компенсационной глубины. Более гемипелагические осадки, отражающие относительную близость к суше, могут даже содержать редкие прослои турбидитов. Контакт между пелагической и турбидитовой частями разреза может быть разным, от резкого до постепенного. Он разделяет осадочные тела, формировавшиеся различным образом и с разной скоростью.

Если глубоководные желоба и тектонические процессы, аналогичные современным, имели место и в прошлом, то вертикальная последовательность осадочных фаций в желобах может быть распознана в эвгеосинклинальных разрезах на суше. Эта последовательность может быть идентифицирована в тех случаях, где доступно изучению около 1000 м непрерывного разреза, так как мощность разреза уплотненных осадков (турбидитов и пелагитов) современных желобов не превышает 1500 м. Если большие мощности эвгеосинклинальных отложений являются результатом неоднократного тектонического повторения разрезов желоба, то обычно повторяющаяся последовательность фаций могла бы помочь выявить зоны разломов [1].

Список литературы

1. *Burk C. A.*, 1972, Uplifted eugeosynclines and continental margins, Geol. Soc. America Mem., 132, p. 75—85.
2. *Hamilton E. L.*, 1967, Marine geology of abyssal plains in the Gulf of Alaska, Jour. Geophys. Res., 72, no. 16, p. 4189—4213.
3. *Hayes D. E., Ewing M.*, 1970, Pacific boundary structure, in *Maxwell A. E.*, ed., The sea, 4, New concepts of sea floor evolution, pt. 2, Regional observations, New York, Wiley-Interscience, p. 29—72.
4. *Kulm L. D., von Huene R. et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1077 p.
5. *Piper D. J. W., von Huene R., Duncan J. R.*, 1973, Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench, Geology, 1, no. 1, p. 19—22.

6. *Rosato V., J.*, 1974, Peruvian deep-sea sediments, Evidence for continental accretion (M.S. thesis), Oregon State Univ.
7. *Scholl D. W., Marlow M. S.*, 1974, Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed Pacific eugeosyncline, in *Dott R. H., Jr.*, Modern and ancient eugeosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Paper.
8. *Von Huene TR.*, 1972, Structure of the continental margin and tectonism at the eastern Aleutian Trench, Geol. Soc. America Bull., **83**, no. 12, p. 3613—3626.
9. *Von Huene R., Kulm L. D.*, 1973, Tectonic summary of Leg 18, in *Kulm L. D. et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 961—976.

Глубоководное осадконакопление

В. Бергер

Введение

Появление раздела о глубоководных осадках в томе по геологии континентальных окраин требует особого объяснения. Область глубоководного осадкообразования включает как эвпелагические, так и гемипелагические фациальные зоны, причем последние в значительной степени подвержены влиянию процессов, происходящих на континентальных окраинах. Кроме того, вся океанская седиментация является частью глобальной геохимической системы, поэтому процессы, протекающие в одной области, оказывают существенное влияние на осадкообразование в других фациальных зонах. Теория тектоники плит предполагает длительное взаимодействие между континентальной и океанической корой в области континентальных окраин. Благодаря этому может сохраняться летопись, правда искаженная, работы той системы биогеохимического фракционирования, какую представляет собой Мировой океан,— летопись, хотя бы и не очень ясная, как в породах и рудных телах Анд или в офиолитовых сериях и древних пелагических осадках альпийских сооружений.

Детальное исследование глубоководных осадков впервые было проведено 100 лет назад во время экспедиции «Челленджер» Томсоном, Мерреем и их коллегами; предварительные результаты работы этой экспедиции были обобщены в лекциях Хексли [145]. Многие вопросы, поставленные этими исследователями, не решены до настоящего времени.

В первом разделе настоящей статьи дан общий обзор структуры современных осадков и описаны процессы образования красных глин, железомарганцевых отложений, карбонатных и кремнистых илов.

Во втором разделе описаны более древние отложения, изучение которых стало возможным только в последнее время: плейстоценовых осадков — в течение последних 30 лет благодаря получению кернового материала; третичных и меловых — в последнее пятилетие в результате работ по глубоководному бурению.

Особое внимание обращается на основные, кардинальные вопросы, возникающие при изучении глубоководных осадков. Показано, как решение одних вопросов неизбежно ставит перед исследователями другие. В качестве примера приведена история развития теории мутьевых потоков [280].

Для всестороннего освещения особенностей глубоководного осадкообразования использованы следующие материалы: [252, 139, 236, 176, 104, 166, 256, 110, 123, 235, 222, 12]; для осадков Средиземного моря — [265].

Результаты работ экспедиции «Челленджер»: классификация осадков и вопрос об основных источниках их образования

После выхода в свет работы Меррея и Ренара [196] глубоководное осадкообразование выделилось в самостоятельную область геологических исследований. Основной задачей, стоящей перед этими учеными, было создание классификации глубоководных осадков и попытка установить основные источники их образования. Классификацию Меррея и Ренара можно назвать смешанной, описательно-генетической: *пелагические осадки* подразделяются на красные глины, радиоляриевые, диатомовые, глобигериновые и птероподовые илы; *терригенные осадки* — на голубые, красные, зеленые, вулканогенные и коралловые илы.

Модифицированный вариант этой классификации используется и по сей день, в первую очередь применительно к плейстоценовым и доплейстоценовым осадкам и к турбидитам (табл. 1). На основании изучения материала, собранного экспедицией «Челленджер», а также образцов более поздних экспедиций, присланных Меррею, он и его коллеги смогли составить первые достоверные, обоснованные карты поверхностных океанических осадков. Последующие исследования заполнили некоторые пробелы, и эти карты стали более детальными (фиг. 1).

В общем можно сказать, что карбонатные отложения распространены на поднятиях океанического дна и на платформах, а красные глины — типичные отложения глубоководных впадин. Кремнистые осадки являются «наложенными» на фации, образование которых контролируется глубиной бассейна; они характерны для областей с высокой биологической продуктивностью, таких, как океанические окраины, экваториальный пояс и полярные фронтальные зоны. Относительно грубые терригенные осадки, поступающие с континентов, располагаются в пределах глубоководных участков вдоль

Таблица I

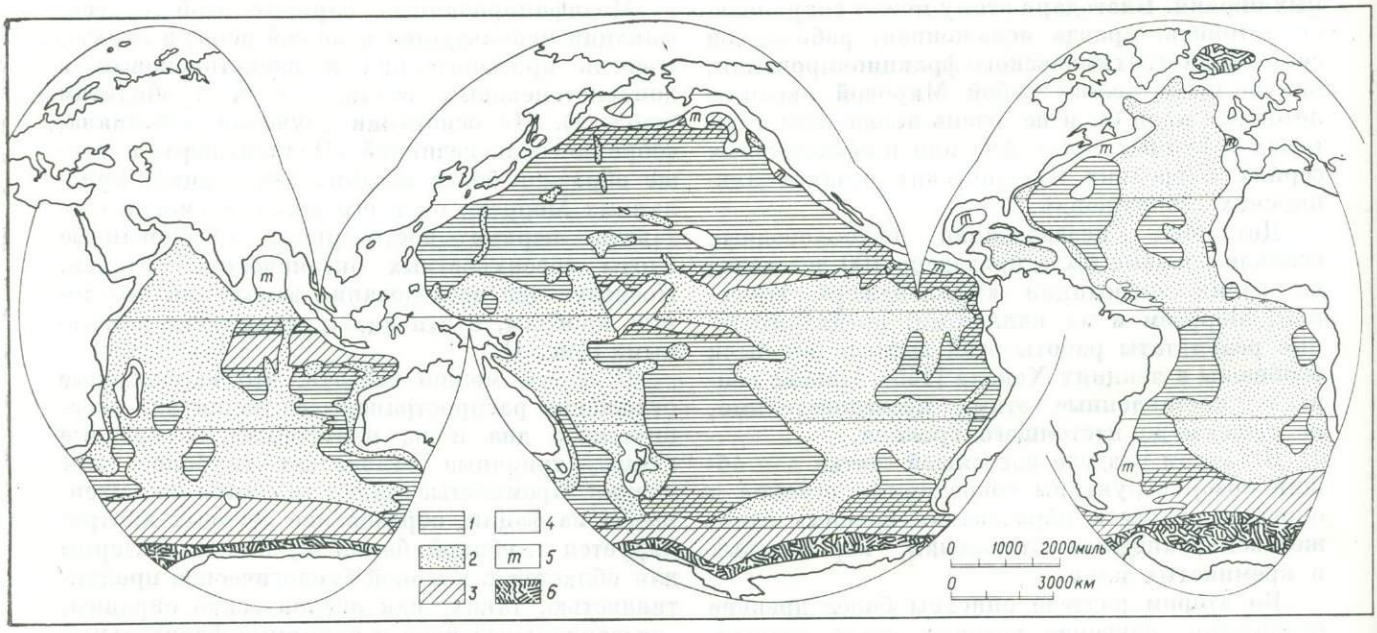
Классификация глубоководных осадков (по Олауссону, модифицированный вариант Бергера и Рада [29])

I. Эвпелагические осадки (биогенные илы и глины)
Содержание фракции >5 мкм менее 25%. Терригенные, вулканогенные и (или) неритовые
Медианный диаметр зерен <5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов)
А. Пелагические глины. Содержание $CaCO_3$ и кремневых организмов <30%
1. Слабо карбонатные глины. $CaCO_3$ 1—10%
2. Сильно карбонатные (или мергелистые) глины. $CaCO_3$ 10—30%
3. Слабо кремнистые глины. Содержание кремневых организмов 1—10%
4. Сильно кремнистые глины. Содержание кремневых организмов 10—30%
Б. Биогенные илы. Содержание $CaCO_3$ или кремневых организмов >30%
1. $CaCO_3$ >30%. $<^2/_3 CaCO_3$ — мергелистый ил; $>^2/_3 CaCO_3$ — карбонатный ил
2. $CaCO_3$ <30%. Содержание кремневых организмов >30% — диатомовые или радиоляриевые илы
II. Гемипелагические осадки (глинистые илы)
Содержание фракции >5мкм >25%. Терригенные, вулканогенные и (или) неритовые
Медианный диаметр зерен >5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов)
А. Карбонатно-глинистые илы. $CaCO_3$ >30%
1. $<^2/_3 CaCO_3$ — мергелисто-глинистый ил. $>^2/_3 CaCO_3$ — карбонатно-глинистый ил
2. Содержание раковинного $CaCO_3$ >30% — фораминиферовые, наннопланктоновые илы, ракушечники
Б. Терригенные глинистые илы. $CaCO_3$ <30%. Кварцевые, аркозовые, слюдистые — по преобладанию основных компонентов: кварца, полевых шпатов, слюд
В. Вулканогенные глинистые илы. $CaCO_3$ <30%. Преобладают пепловый материал, палагонит и т. п.
III. Пелагические и (или) гемипелагические осадки
1. Доломито-сапропелитовые образования
2. Сапропелиты — черные (богатые углеродом) глины и глинистые илы
3. Кремнистые образования — силицифицированные аргиллиты и породы, сцементированные кремнеземом
4. Известняки

океанических окраин на значительных расстояниях от шельфа [97, 135].

Там, где на обобщенной карте распространения современных осадков проведены резкие границы между основными фациальными типами, при детальных исследованиях выявляются отложения смешанного состава, в которых присутствуют различные компоненты глубоководных отложений, перечисленные в табл. 2.

Было обнаружено, что основная масса глубоководных осадков состоит из материала «органического происхождения». Меррей, изу-



ФИГ. 1. Распространение современных глубоководных осадков Мирового океана.

Карта составлена на основании большого числа оригинальных источников. *1* — глины и области, лишенные осадков; *2* — карбонатные илы; *3* — кремнистые илы; *4* — осадки шельфа и континентального склона; *5* — глубоководные глинистые илы; *6* — ледниковые отложения.

Таблица

Основные компоненты глубоководных осадков

Биогенные

Кокколитофориды (планктонные водоросли; кальцит)
Известковые фораминиферы (планктонные и бентосные формы; кальцит)
«Птероподы» (эутекосомные и гетероподные пелагические гастроподы; арагонит)
Радиолярии (полицистиновые радиолярии, планктонные формы, иногда феодарии, никогда акантарии; аморфный кремнезем)
Диатомовые (кремневые водоросли; аморфный кремнезем; бентосные формы переотложены из мелководных зон)
Силикофлагелляты (кремневые водоросли; аморфный кремнезем)
Остатки рыб (зубы, обломки костей; фосфат кальция)
Агглютинированные раковины фораминифер (бентосные формы; неорганические частицы с органическими лигандами)
Органическое вещество

Терригенные

Кварц, полевые шпаты, слюды, глинистые минералы, тяжелые минералы, окислы железа, обломки пород, обрывки растений (приносимые реками, ветром или льдами)

Аутигенные

Окислы и гидроокислы (железомарганцевые конкреции)
Силикаты (цеолиты, глинистые минералы; Na, Ca, K, Mg)
Сульфиды тяжелых металлов (Fe, Zn, Cu, Ni, Co, Pb)
Сульфаты (Ba, Sr)
Карбонаты (Ca, Mg, Mn, Fe)
Фосфаты (фторапатит)

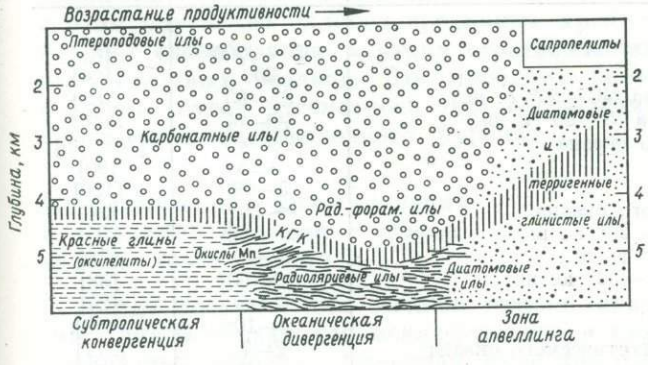
Вулканогенные

Вулканическое стекло и палагонит (измененное стекло), пемза и другие обломки пород («пепел»), транспортируемые течениями и ветром (а также некоторые хемогенные осадки, главным образом окислы железа, в активных областях срединно-океанических хребтов)

Космогенные

Шарики метеоритного вещества

чавший биогенные отложения, дал детальное описание осадков и выделил основные факторы, контролирующие их распределение: глубину бассейна, широту, температуру, биологическую продуктивность поверхностных вод, океанские течения, расстояние от областей сноса, содержание в осадках органического вещества и связанной CO_2, окислительно-восстановительные условия, а также активность бентосных организмов. Соотношение основных фациальных типов глубоководных осадков по Меррею показано на фиг. 2. Согласно Меррею (см. [200]), «безжизненные» зоны противопоставляются областям с высокой биологической продуктивностью и соответственно выделяются срединно-океанические и прибрежные осадки, а по Геккелю — океанические и неритовые. По классификации Брамлетта «высокоокисленные эвпелагические» осадки противопоставлены «слабо окисленным, обогащенным органическим веществом гемипелагическим» [49]. Эти понятия, конечно, не идентичны, но между ними имеется большое соответствие.



ФИГ. 2. Распространение основных фаций в зависимости от глубины и биологической продуктивности (на примере осадков восточной части центральной области Тихого океана).

КГК — компенсационная глубина кальцитонакопления.

Как следует из фиг. 1 и 2, основной фациальной границей между разными типами глубоководных отложений является критическая глубина карбонатонакопления. Зависимость аккумуляции арагонита и кальцита от глубины впервые была обнаружена и детально обоснована Мерреем и Ренаром [196]. Так, имея в виду глобигериновые (кальциевокарбонатные) илы, они писали: «Таблица показывает обычно уменьшение содержания карбонатов кальция в осадках с увеличением глубины,

но этот факт был бы еще более показательным, если бы все образцы были отобраны в одном районе океана, где одинаковы поверхностные условия, а пробы мелководных осадков, развитых вблизи от континентов и островов, были бы совсем исключены из рассмотрения, поскольку в них всегда присутствует значительная примесь постороннего, привнесенного с суши материала».

Установление основных источников питания для образования океанических осадков в настоящее время не представляет особых трудностей, но эта проблема была предметом многочисленных дискуссий во времена экспедиции «Челленджер». Обнаружив сходство между составом планктона во взвеси и в осадках, Меррей предложил принцип палеоклиматической интерпретации ассоциаций ископаемых организмов: «Преобладающий тип органических остатков тесно связан с широтой или точнее с поверхностными океанскими течениями, поскольку они имеют тропическое или полярное происхождение, а также с другими поверхностными условиями». Усовершенствование и применение этого принципа становится особенно важным при реконструкции особенностей океанического осадкообразования в плейстоцене.

Основным источником для образования красных глин, согласно Меррею и Ренару, являются процессы выветривания in situ вулканического материала. Ранее Томсоном была высказана точка зрения, согласно которой глины представляют собой нерастворимый остаток раковин фораминифер; эта точка зрения в то время широко дискутировалась. Идея Томсона была опровергнута экспериментом по растворению раковин планктонных организмов, но вопрос о происхождении океанских глин мог быть окончательно решен только при систематическом исследовании глинистых минералов методом рентгеноструктурного анализа и другими современными методами.

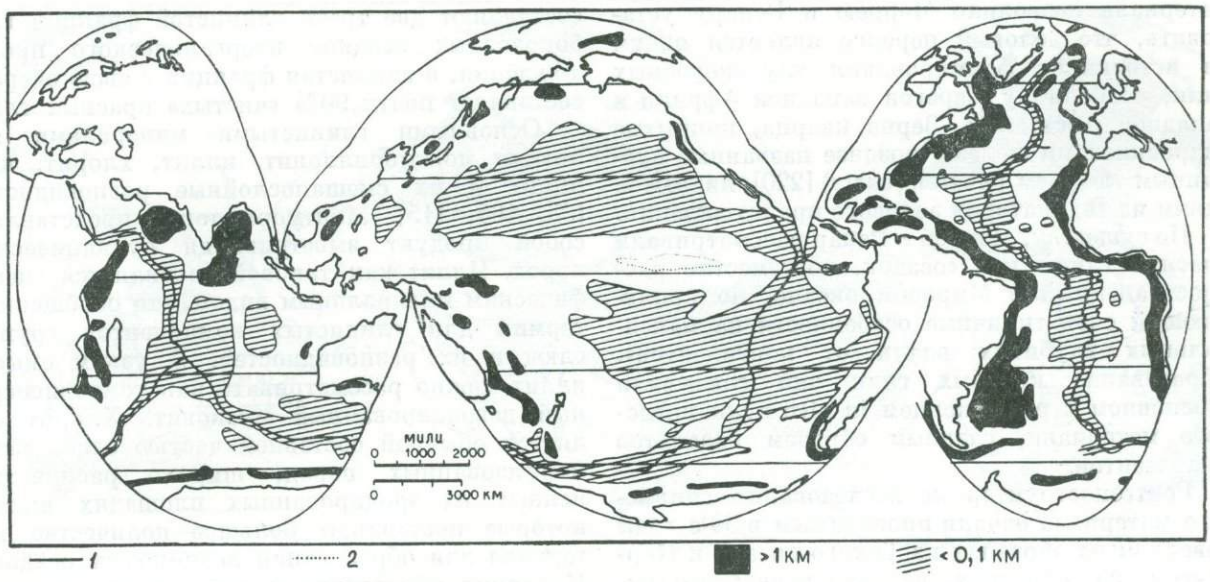
Другим важным вопросом, поставленным, но не решенным Мерреем и Ренаром, является вопрос о скоростях осадконакопления. Впервые широко используемая оценка скоростей осадкообразования была сделана Шоттом в 1935 г. [246], который определил мощность послеледниковых осадков по отсутствию в них *G. menardii* и сопоставил эту мощность с длительностью голоценового периода. Его результатами пользуются до настоящего времени [166]. Скорости осадконакопления, определенные по мощности разрезов, максимальные для терригенных отложений (несколько метров в тысячу лет), уменьшаются для карбонатных осадков (несколько сантиметров в тысячу лет) и имеют минимальные значения для красных глин (несколько миллиметров в тысячу лет) (табл. 3). Карты скоростей осадконакопления, таким образом, по существу, дублируют фациальные карты [44].

Следующим важным шагом в изучении океанской седиментации была оценка общей мощности осадочного чехла сейсмическими метода-

Таблица 3

Скорость накопления современных и досовременных осадков

Фации	Районы	Скорость накопления, мм/тыс. лет	Источник
Терригенные илы	Калифорнийское побережье	50—2000	[8]
	Абиссальная равнина Сеара	200	[124]
Карбонатные илы	Северная часть Атлантического океана (40—50° с. ш.)	35—60	[180]
	Северная часть Атлантического океана (5—20° с. ш.)	40—14	[246]
	Экваториальная часть Атлантического океана	20—40	[246, 96]
	Карибское море	~28	[90]
	Экваториальная часть Тихого океана	5—18	[126]
	Восточная экваториальная часть Тихого океана	~30	[38]
	Восточно-Тихоокеанское поднятие (0—20° ю. ш.)	20—40	[38]
	Восточно-Тихоокеанское поднятие (30° ю. ш.)	3—10	[38]
	Восточно-Тихоокеанское поднятие (40—50° ю. ш.)	10—60	[38]
Кремнистые илы	Экваториальная часть Тихого океана	2—5	[24]
	Антарктика (Индийский океан)	2—10	[166]
	Северная и экваториальная части Атлантического океана	2—7	[271]
	Южная часть Атлантического океана	2—3	[176]
Красные глины	Север северной части Тихого океана	10—15	[203]
	Центральная зона северной части Тихого океана	1—2	[203]
	Тропическая зона северной части Тихого океана	0—1	[24]



ФИГ. 3. Мощность осадочного покрова по акустическим данным.

Предполагаемая скорость звука 2 км/с. Схема составлена по данным многочисленных источников и упрощена. 1 — центры раздвигания; 2 — Экваториальное Тихоокеанское поднятие.

ми. После того как было установлено, что средняя мощность осадочной толщи в типичных районах Атлантического океана составляет около 500 м, а Тихого — 300 м [98], стало ясно, что основная масса продуктов выветривания континентов отлагается близ континентальных окраин (фиг. 3). Вскоре, однако, встал вопрос о возрасте и подвижности океанического дна; внимание к нему привлек Хесс, создав модель мантийной конвекции, согласно которой «каждые 300—400 млн. лет» возникают новые участки океанического дна и «образуется относительно тонкий слой осадков на дне океана» [138]. Большой масштаб горизонтальных движений океанического дна и связанное с этим опускание склонов срединных хребтов создают своеобразную картину стратификации глубоководных осадков. Эта проблема более подробно будет рассмотрена при обсуждении результатов глубоководного бурения.

Происхождение «красных глин» и глинистой фракции в целом: разные точки зрения

Среди океанических осадков только «красные глины» образуются исключительно в глубоководных условиях. Основная масса красных глин состоит главным образом из очень тонкозернистого материала; более крупные, алевритовые и песчаные фракции представлены частицами «океанского» происхождения: аутигенными минералами, вулканогенными обломками, железомарганцевыми конкрециями и биогенными остатками, такими, как зубы рыб, агглютинированные раковины фораминифер, а также спикулы губок и радиолярий. Согласно Меррею, «глинистое вещество в океанических осадках, расположенных на далеких расстояниях от суши, образуется в основном за счет разложения алюмосиликатов и горных пород, распространенных во всех океанических бассейнах в результате наземных и подводных извержений». Ренар в отличие от Меррея «склонен отводить более важную роль подводным извержениям. Коллоидное глинистое вещество, поступающее с суши, может также играть существенную роль в образовании этих осадков» [196]. Гипотеза Меррея даже при отсутствии методов рентгеноструктурного анализа была больше, чем просто предположением, поскольку он в своих исследованиях опирался как на химические анализы, так и на физические свойства глин, например такие, как магнитная восприимчивость, и при этом обнаружил сходство глин с вулканогенным материалом.

Исследование более грубых частиц, состав которых может быть определен под микроскопом, таких, как магнетит, марганцевые зерна и обломки, полевые шпаты, вулканическое стекло, авгит, пемза, кварц, плагиоклаз, слюда, цеолиты и другие образования, также может дать некоторую информацию о природе глинистых фракций. Изучение грубозернистого

материала позволило Меррею и Ренару установить, что эоловый перенос является одним из источников формирования глубоководных глин, особенно у берегов западной Африки и западной Австралии. Зерна кварца, покрытые гидроокислами железа, позднее названные пустынным кварцем (wüstenquartz) [220], являются одним из индикаторов эолового происхождения.

По существу, Меррей и Ренар рассматривали красные глины как «осадок, повсеместно распространенный в Мировом океане, но проявляющий свои типичные особенности на максимальных глубинах вдали от континентов». Образование красных глин они связывали в основном с разложением in situ вулканического материала, главным образом базальтов и андезитов.

Рентгеноструктурные исследования глинистого материала начали проводиться в 30-е годы Ревеллом на образцах из Тихого океана и Корренсом на образцах из Атлантического (см. [182, 36]). Систематическое применение рентгеноструктурного анализа значительно продвинуло вперед изучение глубоководных отложений, особенно за последние 20 лет [114, 36, 115, 128, 223]. Было установлено, что в составе глинистой и мелкоалевритовой фракций красных глин важнейшими являются следующие компоненты:

1. Глинистые минералы — монтмориллонит, иллит, хлорит, каолинит и гиббсит, а также смешанослойные образования.
2. Литогенные — плагиоклаз, пироксен, кварц и щелочной полевой шпат.
3. Аутигенные — клиноптилолит-гейландит, филлипсит, окислы и гидроокислы железа и марганца.

В составе красных глин присутствует также большое количество рентгеноаморфного материала. Что касается неглинистых минералов, то их происхождение обычно не вызывает сомнений, поскольку изучение этих минералов в составе более грубых фракций дает возможность определить и состав исходных материнских пород [например, основные или кислые вулканиты или их периконтинентальные эквиваленты (пустынный кварц)]. Более того, присутствие в осадках кварца предполагает эоловый перенос из пустынных областей [228]. Эоловый генезис тонкодисперсного кварца в осадках северной части Тихого океана подтверждается характером его распределения по размерности, а также данными изучения изотопов кислорода [229, 148].

Исследование глинистых минералов заслуживает особого внимания, поскольку они составляют две трети глинистой фракции глубоководных осадков неорганического происхождения, а глинистая фракция в свою очередь составляет почти 90% «чистых» красных глин.

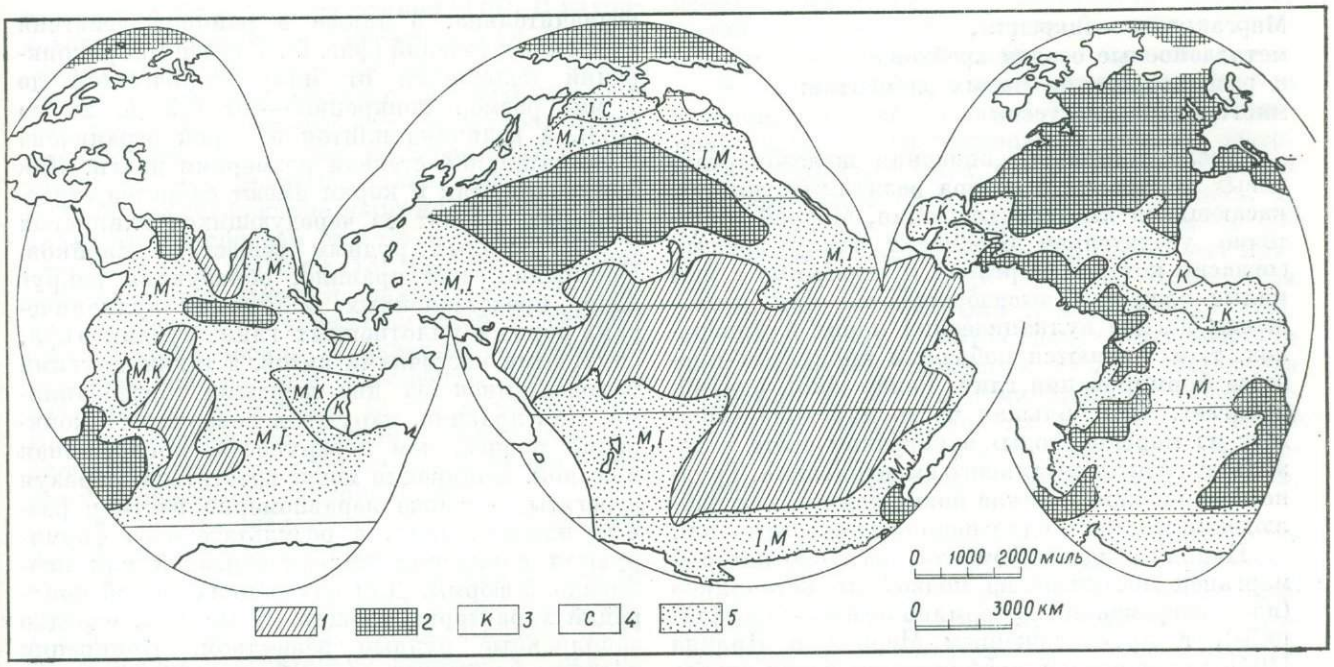
Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, иллит, хлорит, каолинит и их смешанослойные разновидности [33, 165, 115]. Монтмориллонит представляет собой продукт выветривания вулканических пород. Иллит как таковой не является специфическим минеральным видом, это обобщенный термин для глинистых компонентов группы слюд и их разновидностей. В узком смысле иллит можно рассматривать как тонкодисперсный деградированный мусковит. Хлорит является обычной составной частью слабо метаморфизованных пород, широко распространенных на эродированных площадях щитов, которые поставляют большое количество материала для образования ледниковых осадков. Каолинит образуется в результате интенсивного химического выветривания и представляет собой нерастворимый алюмосиликатный остаток после выноса катионов из полевых шпатов и других минералов при интенсивном выщелачивании.

Наиболее распространенными глинистыми минералами в глубоководных осадках являются монтмориллонит и иллит (фиг. 4, табл. 4). Их распространение дает право полагать, что среди монтмориллонитов преобладает океанический компонент, по крайней мере в Тихом океане, тогда как иллит в основном приносится с континентов [115]. Континентальное происхождение иллита подтверждается определением отношений калий/аргон, согласно которым абсолютный возраст содержащих иллит глинистых осадков составляет 200—400 млн. лет [144]. Остальные два важных глинистых минерала—

Таблица 4

Соотношение основных глинистых минералов в осадках Мирового океана

	«Континентальные»			«Океанические»	
	Северная часть Атлантического океана	Южная часть Атлантического океана	Северная часть Тихого океана	Индийский океан	Южная часть Тихого океана
Монтмориллонит	16	26	35	41	53
Иллит	55	47	40	33	26
Каолинит	20	17	8	17	8
Хлорит	10	11	18	12	13



ФИГ. 4. Преобладающие глинистые минералы в фракции <2 мкм.

1 — монтмориллонит (*M*); *2* — иллит (*I*); *3* — каолинит; *4* — хлорит; *5* —«смешанные». Термин «смешанные» означает, что содержание каждого глинистого минерала не превышает 50% их общего содержания. Схема составлена на основании карт Бискайя, Гриффина и др., Гольдберга и Гриффина [36, 115, 111]; для Арктического бассейна — Кэррола и Уиндома [65, 286].

каолинит и хлорит — имеют также терригенное происхождение: каолинит образуется при химическом выветривании в тропиках, а хлорит — при физическом выветривании в высоких широтах.

Изложенные выше данные достаточно убедительно подтверждают терригенную природу тонкодисперсного материала красных глин [44].

ФИГ. 5. Изменения минерального состава тонкозернистых осадков в позднем кайнозое [128].

Представление о преобладающей роли континентального источника в образовании глубоководных глин относится, однако, лишь к современному этапу геологического развития. По данным Гриффина и Гольдберга [114], «более древние третичные отложения северной части Тихого океана очень сходны с современными отложениями южной части Тихого океана». Они предположили, что источником для образования глинистых осадков той и другой частей бассейна могла быть главным образом пирокластика. Хит [128], изучивший большое число разрезов из центральной части Тихого океана, пришел к заключению, что источником основных компонентов, слагающих океанические осадки от среднего эоцена до нижнего миоцена, были обломки толеитовых базальтов [128]. Примерно 10 млн. лет тому назад в минеральном составе красных глин начали преобладать продукты вулканизма островных дуг, определяемые по обилию пироксенов, и терригенный материал (кварц, иллит, хлорит, каолинит; фиг. 5 [149]). Таким образом, состав красных глин отражает глобальные изменения тектонического и климатического режима. С течением времени значительная часть подобных «отражений» стирается в ходе диагенетических процессов преобразования осадков.

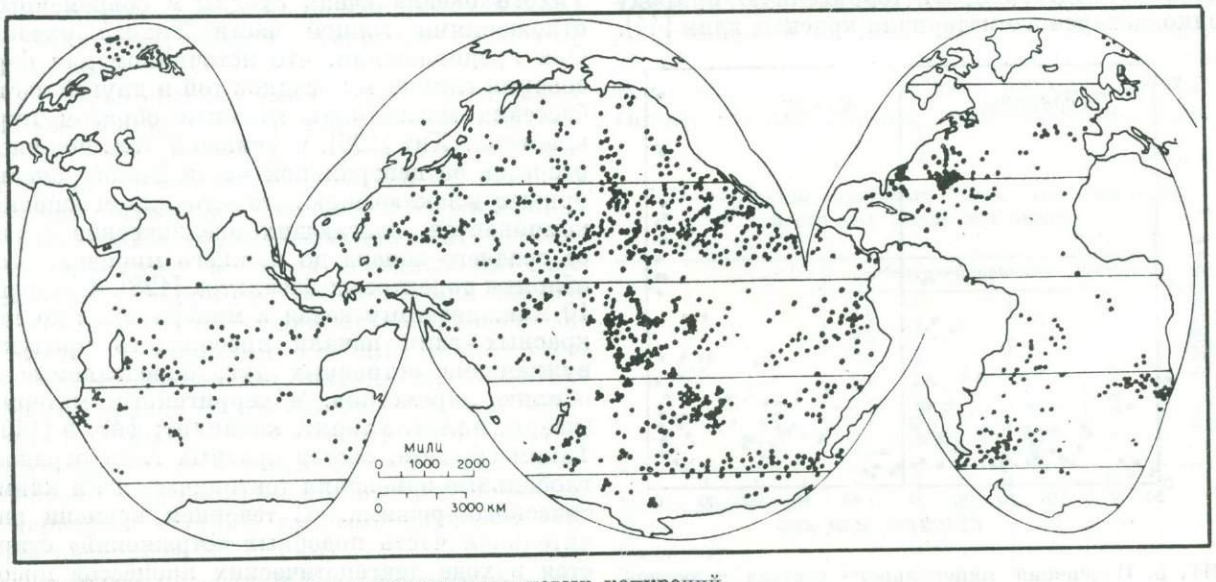
Марганцевые конкреции, металлоносные осадки хребтов и распространение малых элементов: многолетние дискуссии

После детального описания железомарганцевых конкреций и обзора различных гипотез, касающихся их происхождения, Меррей достаточно убедительно обосновал точку зрения, согласно которой марганец и связанные с ним малые элементы высвобождаются при разложении на дне вулканических пород и минералов, т. е. являются побочным продуктом процесса формирования глин. Ренар [196], однако, полагает, «что большая часть марганца выпадает из морской воды» в конечном счете в результате континентального выветривания. Трудно предположить, какие новые данные или наблюдения могли бы однозначно решить этот спор.

Наряду с идеей Гюмбеля, согласно которой марганец поступает из подводных источников (по современной терминологии —«эксгаляций»), и предположением Меррея и Ирвина [194], что марганец диффундирует вверх сквозь толщу осадков и осаждается на поверхности, в прошлом веке был высказан еще ряд гипотез, многие из которых способствовали интерпретации процесса образования железомарганцевых конкреций в древних осадках (см. [150]).

Железомарганцевые конкреции развиты повсеместно на глубоководных участках океанического дна, особенно на площадях, где седиментация либо отсутствует, либо весьма незначительна, а также в районах действия придонных течений (фиг. 6). Размер микроконкреций колеблется от микроскопического до 1 мм, размер конкреций — от 0,5 до 20 см [183], а величина плиток и корок ограничена в значительной степени размерами драги. Как конкреции, так и корки имеют слоистое строение; они состоят из чередующихся глинистых и обогащенных рудным веществом слойков. Конкреции, как правило, образуются вокруг ядер, представленных обломками вулканических пород и уплотненных глин, зубами акул, слуховыми косточками китов, а также другими находящимися на дне твердыми образованиями. Как правило, наружная поверхность конкреций ровнее, чем поверхность, погруженная в осадок. Конкреции могут срастаться, образуя агрегаты, а также неравномерно расти в разных направлениях, в результате чего формируются конкреции желвакообразной или почковидной формы. Для внутренних частей конкреций характерны трещины усыхания, нередко заполненные рудным веществом. Конкреции развиты не только в глубоководных районах океана, они встречаются также в мелководных морских бассейнах и перигляциальных озерах и болотах.

С помощью общепринятых методов аналитических исследований было обнаружено, что основная часть железомарганцевых конкреций состоит из рентгеноаморфного вещества [186, 113, 34]. В конкрециях, образованных в различных условиях, отношения Mn/Fe зависят как от степени окисления конкреции,



ФИГ. 6. Районы распространения железомарганцевых конкреций.
Составлено по данным Хорна и др. [140] с привлечением некоторых других источников.

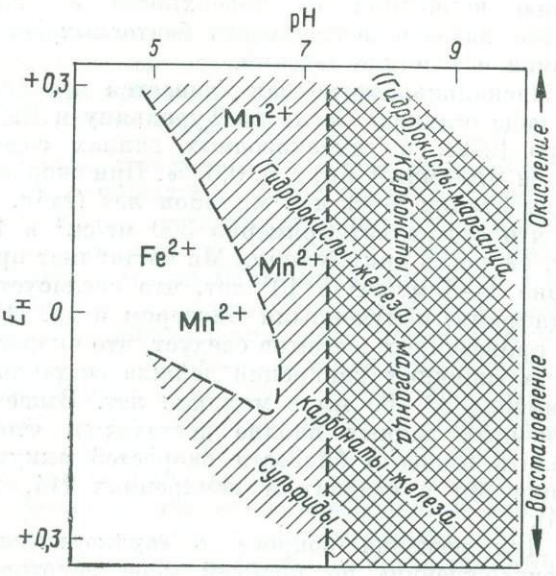
так и от глубины ее образования [174]. В глубоководных условиях отношение Mn/Fe в конкрециях несколько выше средних величин [196], но оно существенно различается в разных крупных регионах океанических бассейнов; в железомарганцевых корках на подводных поднятиях оно, как правило, также выше средних [78]. Общее содержание марганца в конкрециях колеблется в среднем от 14% в Атлантическом океане до 19% в Тихом [13]. Внутри океанических бассейнов имеются значительные отклонения от средних величин. Например, в северной части Тихого океана от экватора до северной пелагической области отношения Mn/Fe колеблются от 10 и более до 0,7 и менее [183]. Высокие содержания марганца характерны для биогенных осадков, а также для областей с низкими скоростями осадконакопления.

Обогащение железомарганцевых конкреций кобальтом, никелем и медью [196] всегда представляло большой интерес в связи с «проблемой источника питания», а также, конечно, с экономической точки зрения. Кобальт обычно образует относительно высокие концентрации в конкрециях, развитых на сравнительно повышенных участках океанического дна [183], особенно в образцах, содержащих только MnO_2, тогда как никель и медь в большей степени концентрируются в менее окисленных конкрециях, богатых манганитом [9].

Современное изучение скорости роста конкреций с применением различных методов изотопного анализа [14, 263, 155, 15] показало, что они растут со скоростью несколько миллиметров в миллион лет. Другим аргументом в пользу исключительно медленного роста конкреций являются данные по определению абсолютного возраста вулканических ядер калий-аргоновым методом [10]; при этом предполагается, что формирование конкреционной корки вокруг ядра начинается вскоре после его образования и до изменения материала, из которого сложено ядро. Несмотря на имеющиеся данные, вопрос о скорости роста конкреций остается не решенным до конца, поскольку нельзя быть уверенным, что соотношения между исходными и дочерними элементами остаются постоянными во времени, и потому, что существуют как региональные различия в скоростях конгломерации, так и осаждение тесно взаимосвязанных изотопов. Кроме того, остается нерешенной проблема диффузии радиоизотопов [244, 4]. В недавнее время выяснилось, почему медленно растущие конкреции не захороняются в толще осадков [113]. Среди возможных факторов, способствующих сохранению конкреций на поверхности осадков, можно назвать деятельность бентосных организмов и влияние течений.

Насколько быстро накапливается марганец в толще осадков? Согласно Турекьяну и Веденолю [272], в глубоководных глинах содержится 6700 млн$^{-1}$ Mn, т. е. 0,67%. При скорости седиментации 1—3 м в миллион лет (табл. 1, 3), что составляет примерно 300 мг/см^2 в 10^3 лет, скорость аккумуляции Mn составляет примерно 1—3 мг/см^2 в 10^3 лет, что согласуется с цифрами, полученными Бендером и др. [15]. Из приведенных расчетов следует, что скорость роста типичных конкреций должна составлять примерно 30—60 мм в миллион лет. Вышеизложенных данных вполне достаточно, чтобы сделать вывод о близости скоростей аккумуляции Mn в осадках и конкрециях [14, 15, 264].

Для решения вопроса о «вулканическом происхождении» по крайней мере некоторых железомарганцевых образований необходимо изучить базальты и осадки, развитые в районах подводных хребтов [42, 43, 41, 120, 74, 214]. Анализ географического распределения содержаний железа и марганца в осадках свидетельствует об активном поступлении этих элементов вблизи от подводных хребтов [260] либо за счет интенсивного выветривания базальтов, либо в составе эксгаляций и гидротерм, а возможно, в результате воздействия обоих факторов. Современные детальные исследования металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия [81, 84] позволили сделать вывод, что эти осадки «образовались в результате деятельности гидротермальных растворов, возникших при взаимодействии морской воды с вновь сформированной базальтовой корой срединно-океанических хребтов. Кристаллизация твердой фазы происходила в условиях низких температур под влиянием морской воды, являющейся источником некоторых выпадающих в осадок элементов» [84]. Необходимо отметить, что выводы эти основаны главным образом на географическом, региональном распространении металлоносных осадков, а также на особенностях их минерального и химического состава (наличие рентгеноаморфной фазы, высокие содержания железа, низкие — алюминия) без учета распределения редкоземельных элементов и изотопного состава. По данным этих исследователей, отношения редких элементов в осадках и в морской воде близки, соотношения изотопов кислорода в обогащенных Fe и Mn фазах совпадают с соответствующими величинами в марганцевых конкрециях, об-



ФИГ. 7. Схема полей устойчивости железистых и марганцевых фаз в океанических осадках, иллюстрирующая большую подвижность марганца. Видоизмененная диаграмма Стамма и Моргана [267].

разованных при низких температурах и находящихся в изотопном равновесии с морской водой; отношения изотопов стронция в металлоносных осадках те же, что и в морской воде, но выше, чем в базальтах; изотопы серы, вероятно, наследуются баритом из морской воды. Данные по изотопному составу урана и свинца трудно интерпретировать однозначно. Величины изотопных отношений свинца дают основания предполагать вынос этого элемента из базальтов либо в результате гидротермальной деятельности, либо при выветривании вулканических пород [16]. Таким образом, обогащение осадков металлами, особенно формирование высоких концентраций железа, связано, видимо, с активной гидротермальной деятельностью, в то время как остальная часть захвачена («scavenged») новообразованными гидроокислами [109]. К сожалению, марганец моноизотопен, что затрудняет анализ этого элемента в отличие от свинца и стронция, каждый из изотопов которых имеет свою собственную геохимическую историю.

Пытаясь выявить особенности разных генетических типов металлоносных осадков, Аррениус и Бонатти [5] предположили, что для вулканогенных образований характерен «быстрый процесс разгрузки и осаждения», а для осадков невулканического генезиса —«медленное осаждение окислов марганца из разбавленного раствора морской воды». Их точка зрения на различные пути мобилизации и осаждения малых элементов широко известна и разделяется некоторыми другими авторами [217]. Многие исследователи рассматривают влияние постседиментационной миграции марганца и связанных с ним элементов в качестве одного из факторов, контролирующих состав рудных осадков [94, 117, 169, 103, 121, 171, 174, 260, 216, 161]. Величина отношения Mn/Fe, например, определяется различной миграционной способностью этих элементов. Так, марганец значительно подвижнее железа, которое осаждается в виде окислов или сульфидов в широком диапазоне условий (фиг. 7). Такое разделение железа и марганца хорошо иллюстрируется примером осадков в Карском море [272].

В заключение следует отметить, что региональные различия в составе конкреций разных районов одни исследователи связывают с региональными различиями типов вулканизма, а другие— с особенностями седиментационного режима, главным образом с различным ходом мобилизации вещества на стадии раннего диагенеза [185, 186, 183]. «Диагенентическая концепция» способна привести в систему большее количество наблюдаемых фактов отчасти потому, что осадочные процессы исследовать проще, чем процессы активного вулканизма. Однако, как можно видеть из работы Даймонда и др. [84], геохимическая история элементов различна, поэтому нет основания отдавать предпочтение той или иной концепции; вопрос об основном источнике марганца останется открытым до тех пор, пока не будет достоверно решена проблема геохимического баланса. Вообще делать заключение о генезисе, исходя из ассоциаций, довольно рискованно, несмотря на широкое использование этого метода в седиментологии.

Карбонатные илы: «снежные шапки» на горах в глубинах океана

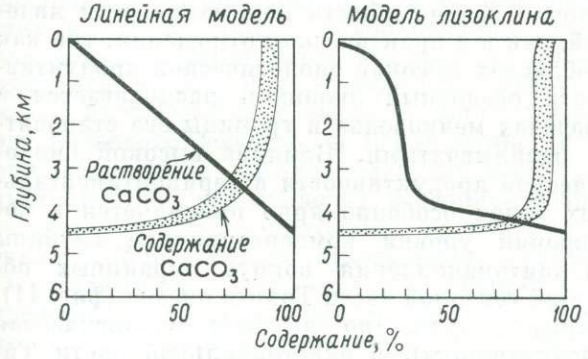
В настоящее время реки, впадающие в океан, резко недосыщены растворенным бикарбонатом кальция и кремнеземом. Солевой сток с суши таков, что общее количество карбонатов могло быть принесено в океан примерно за 1 млн. лет. Для того чтобы сбалансировать этот привнос, карбонат кальция осаждается в океане, выделяя при этом CO_2, что способствует интенсификации процессов выветривания на суше. Выпадение карбонатов происходит в верхних слоях океанской воды, где она пересыщена карбонатом кальция. Фактически

ФИГ. 8. Батиметрическая зональность глубоководных осадков.

Зональность обусловлена, как установил Меррей, увеличением растворимости карбонатов с глубиной [192].

кристаллизация кальцита происходит при посредстве организмов, использующих карбонаты для построения своих скелетов (коколитофориды, фораминиферы, птероподы). Часть этих раковин падает на дно, где они сохраняются на возвышенностях и растворяются в более глубоководных участках океанических бассейнов. Это связано с тем, что степень недосыщенности океанской воды карбонатом кальция возрастает с увеличением давления и уменьшением температуры. Геологические и геохимические аспекты этих процессов рассмотрены во многих работах [20, 22, 33, 49, 52, 68, 86, 87, 108, 122, 128, 131, 162, 165, 170, 191, 218, 226, 259, 271].

Меррей [193] впервые обратил внимание на существенное уменьшение содержания карбонатов с глубиной и объяснил это явление процессами растворения (фиг. 8; см. также [192]), однако он отметил также два других



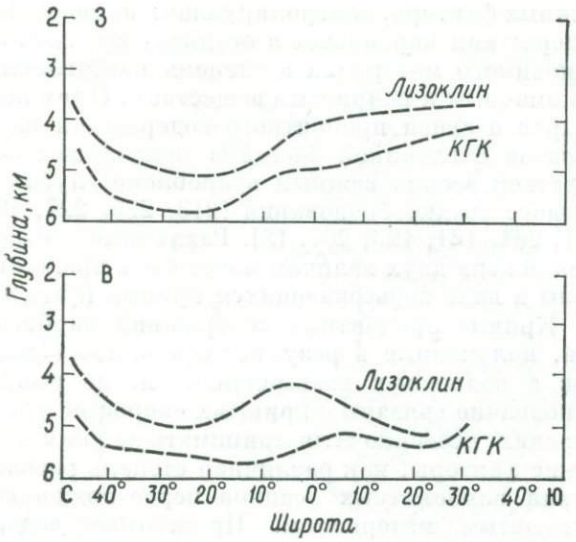
ФИГ. 9. Зависимость содержания карбонатов на разных глубинах от гипотетического профиля растворения.

Потеря $CaCO_3$ рассчитана по формуле $L = 1 - R_0/R$, где R_0 — исходное содержание некарбонатной части, R — конечное. Профиль зависимости содержания карбонатов от глубины мало зависит от типа выбранной модели, особенно если учесть другие процессы, такие, как рассеивание и переотложение.

важных фактора, контролирующих процентные содержания карбонатов в осадках: количество раковинного материала и степень разбавления обломочным и глинистым веществом. С тех пор вопрос о связи процентного содержания карбонатов с глубиной бассейна продолжает оставаться весьма важным в проблеме глубоководного осадкообразования [213, 225, 227, 49, 271, 261, 131, 123, 207, 18]. Различные соотношения этих двух величин могут быть представлены в виде пересекающихся кривых (фиг. 9).

Кривые процентных содержаний карбонатов, полученные в результате анализа образцов с подводных возвышенностей, не всегда однозначно связаны с кривыми скоростей растворения, особенно если принимать во внимание такие факторы, как различная степень разбавления карбонатных осадков переотложенным глинистым материалом. Процентные содержания карбонатов закономерно увеличиваются в осадках, лишенных примеси, и уменьшаются в отложениях, обогащенных некарбонатным материалом. С другой стороны, различное растворение известковых раковин, вероятно, в значительной степени влияет на профиль растворения карбонатов на океаническом дне [293].

Меррею и Ренару был хорошо известен процесс интенсивного растворения раковин планктонных организмов на дне океана, а также факт недосыщения глубинных вод как карбонатом кальция, так и кремнеземом. Эти выводы были основаны на полевых наблюдениях и лабораторных экспериментах, а также подтверждены количественными расчетами [283, 32, 207, 219]. Кроме того, они отмечали, что процесс растворения происходит селективно как между крупными группами организмов, такими, как кораллы, моллюски, фораминиферы и известковые водоросли, так и между разными видами фораминифер. Вопрос о разной растворимости фораминифер получил дальнейшую разработку в нескольких работах [246, 2, 18, 241, 19], а также в сводной работе Бергера [22]. Аналогичные наблюдения были проведены над диатомовыми [196, 247], кокколитами [179, 26, 245, 239] и радиоляриями [187, 151]. Мерреем и Ренаром рассмотрены также вопросы защитного действия органической пленки на карбонатные организмы и ускорения процессов растворения при разложении органического вещества, вопросы явления сохранения скелетных остатков при высоких скоростях осадконакопления, а также отмечена тенденция карбонатов накапливаться в экваториальных зонах в



ФИГ. 10. Глубина положения лизоклина и компенсационной глубины кальцитонакопления в Атлантическом океане западнее и восточнее Срединно-Атлантического хребта (данные различных авторов).

КГК — компенсационная глубина кальцитонакопления.

связи с увеличением продуктивности карбонатных организмов [196]. Все эти проблемы неизбежно возникают при интерпретации особенностей распределения карбонатных накоплений.

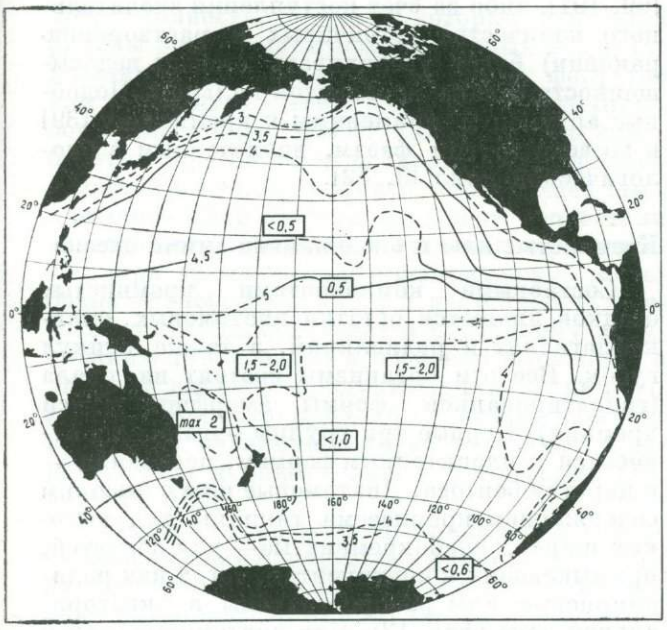
Уровень насыщения карбонатами в разных районах океана располагается на различных глубинах, где морская вода может быть как перенасыщена, так и недосыщена карбонатом кальция. Скорость образования кристаллов кальцита на этом уровне на контакте кристаллов с морской водой равна скорости их растворения (фиг. 10). При расчете уровня используются термодинамические равновесия с экспериментально полученными параметрами, учитываются также свойства морской воды. Таким образом, «уровень насыщения» при его картировании показывает распределение глубин, на которых морская вода находится в устойчивом равновесии по отношению к карбонатной системе.

Согласно общепринятым представлениям, компенсационная глубина кальцитонакопления в любом районе океана — это та глубина, где скорость поступления карбоната кальция на дно сбалансирована скоростью его растворения, так что в результате не происходит аккумуляции $CaCO_3$ [49]. Практически компенсационная глубина кальцитонакопления на картах фиксируется как уровень, где процентное содержание $CaCO_3$ падает до нуля. Этот метод, однако, трудно использовать при анализе процессов карбонатонакопления в древних бассейнах.

Понятие «лизоклин» уже использовалось в работах ряда исследователей [207, 18, 241]; оно было введено для обозначения четко выделяющейся фациальной границы между областями распространения хорошо сохранившихся и существенно растворенных комплексов фораминифер на дне центральной части Атлантического океана [19] и южной части Тихого океана [21, 205]. Вообще лизоклин рассматривается как зона, в которой происходят наиболее существенные и быстрые изменения в составе комплексов карбонатных организмов, вызванные различной степенью их растворения.

Термин «лизоклин», однако, используется также и в другом смысле, не только при описании осадочных фаций. Исходя из результатов исследований в Тихом океане, показавших резкое возрастание скорости растворения карбонатов на глубинах около 4000 м, и на основании корреляции лизоклина с верхней частью антарктических придонных вод в Атлантическом, а, возможно, также и в Тихом океане можно сделать вывод, что лизоклин на обширных океанических площадях маркирует уровень резкого возрастания растворимости кальцита в морской воде [85]. Этот уровень в толще воды был назван «гидрографическим лизоклином» для того, чтобы отличить его от седиментологических понятий «фораминиферовый лизоклин» или «кокколитовый лизоклин».

Различие между гидрографическим и селиментологическим лизоклинами важно как с точки зрения общего понимания сути явлений, так и в практическом отношении, так как в областях высокой биологической продуктивности осадочный лизоклин располагается в пределах мелководья и границы его становятся расплывчатыми. Влияние высокой биологической продуктивности в периконтинентальных зонах особенно ярко проявляется в повышении уровня компенсационной глубины кальцитонакопления вокруг окраинных областей северной части Тихого океана (фиг. 11). Парадоксально, но высокая биологическая продуктивность в экваториальной части Тихого океана, как установил Аррениус [2], приводит к понижению компенсационной глубины кальцитонакопления (фиг. 11). Различное, диаметрально противоположное влияние продуктивности на компенсационную глубину кальцитонакопления можно объяснить тем,



ФИГ. 11. Глубины, отделяющие богатые карбонатами осадки, развитые на подводных поднятиях, от слабокарбонатных (содержащих лишь несколько процентов $CaCO_3$) или бескарбонатных осадков (уровень критической глубины кальцитонакопления).

В рамках: глубины (в км), на которых исчезают арагонитовые раковины (критическая глубина арагонитонакопления — *КГА*). Разница между *КГА* и *КГК* может быть неодинаковой. Данные по *КГК* взяты с глобальной карты Бергера и Уинтерера [30]; величины *КГА* основаны на распространении птеропод, данные разных источников.

что в одних местах корреляция продуктивности и аккумуляции кальцита положительная, в других отрицательная. Ключом к разгадке этих явлений являются существенные различия в содержании органического вещества в прибрежных и глубоководных осадках [153]. Отрицательная корреляция между продуктивностью и аккумуляцией кальцита может быть связана с высоким поступлением органического вещества в периконтинентальных областях с высокой биологической продуктивностью, что приводит к резкому возрастанию активности бентосных организмов, а также к образованию относительно богатых CO_2 иловых вод. Этот механизм впервые был предложен Мерреем. Таким образом, кальцитовые раковины могут разрушаться на континентальных склонах даже на глубине несколько сот метров [28, 154, 270]; их растворение происходит выше открыто-океанического лизоклина, особенно под восточными пограничными течениями [20, 205]. Положительная корреляция между экваториальной высокой продуктивностью и аккумуляцией кальцита свидетельствует о том, что поступление карбанатных раковин в экваториальной зоне опережает рост содержания органического вещества. Вероятно, насыщенность питательными веществами здесь устойчива во времени, происходит их эффективное использование, благодаря чему для осаждения остается небольшое количество реакционноспособного органического вещества, что и создает относительно высокие отношения биогенного кальцита к органическому углероду.

Вопрос о том, где происходит процесс растворения карбонатных раковин — в толще воды или на дне океана — был предметом многочисленных дискуссий. Кюнен [156] и Брамлетт [49] утверждали, что большая часть раковинного материала растворяется на дне благодаря длительности пребывания раковин в осадке. Изучение колонок из нескольких районов восточной части Тихого океана между 10 и 15° с. ш. на уровне ниже компенсационной глубины кальцитонакопления показало присутствие в поверхностном слое осадков тонкостворчатых фораминифер, а также существенно корродированных раковин и их обломков, что подтверждает правильность предположения Кюнена и Брамлетта. При тралении на абиссальных глубинах также обнаружены тонкие створки фораминифер и арагонитовые раковинки птеропод, не зафиксированные в осадках [1].

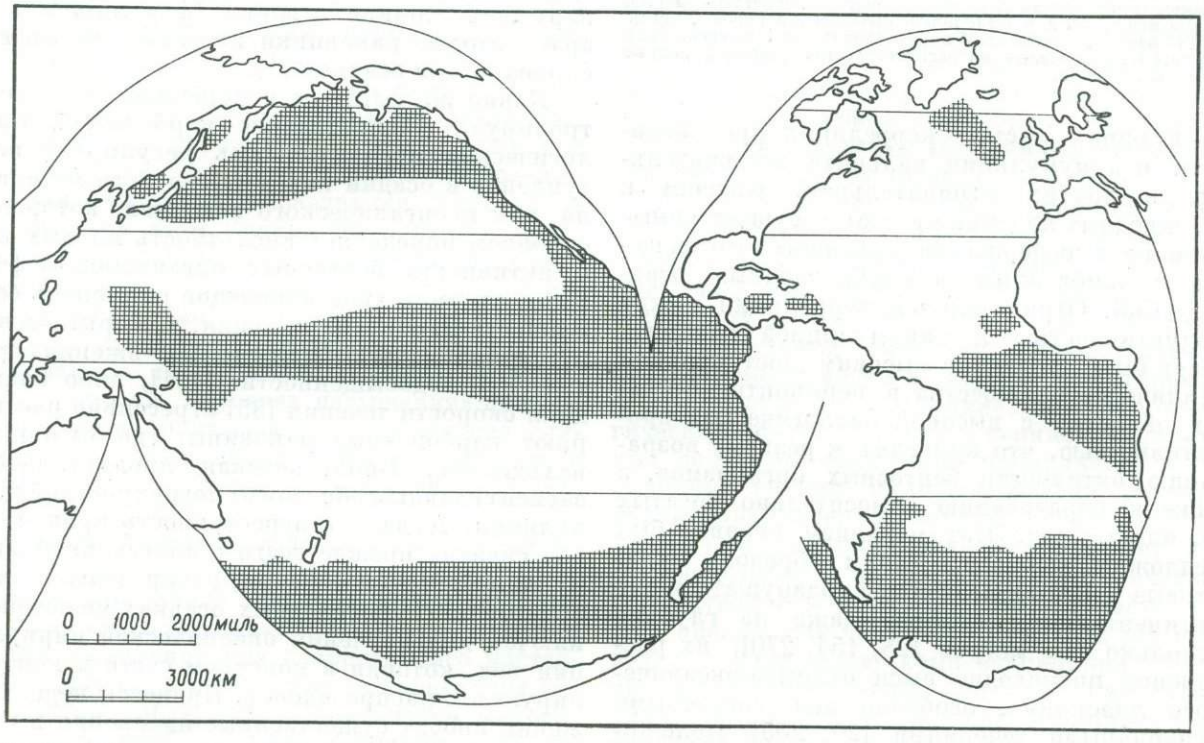
Какие же факторы в конечном счете контролируют распределение карбонатов? Биологическая продуктивность регулирует поступление в осадки как карбонатного материала, так и органического вещества, которое в основном определяет кислотность иловых вод и активность бентосных организмов — факторы, отрицательно влияющие на степень сохранности карботана кальция. Антарктические придонные воды либо за счет достижения «критической недосыщенности» [191], либо благодаря скорости течения [85] агрессивно растворяют карбонатные раковины, где бы они ни находились. Биологическая продуктивность зависит главным образом от поверхностной циркуляции, тогда как агрессивность придонных вод связана прежде всего с абиссальной циркуляцией. Таким образом, распределение карбонатов в глубоководных осадках может быть ключом для изучения океанической циркуляции вод, которая в конечном счете и контролирует это распределение. Процессы переотложения вносят существенные изменения в картину размещения карбонатов на океаническом дне. Они влияют главным образом на соотно-

шение топографии дна и придонных течений и определяют многие региональные особенности гранулометрического состава глубоководных карбонатных осадков, а также влияют на соотношение в них кокколитофорид и фораминифер [48, 198, 275, 29, 189].

Основной причиной растворения кальцита в абиссальных водах является то обстоятельство, что количество поступающего на дно карбоната кальция значительно превышает то количество, которое поступает с континента и может перейти в осадок в ходе длительной транспортировки [259]. При поступлении раковин на океаническое дно поверхностные воды обедняются карбонатом кальция до тех пор, пока благодаря понижению температуры, увеличению давления и возрастанию содержания CO_2 в придонных водах не создаются такие условия недосыщенности, при которых вновь начинается растворение избыточного количества карбонатного материала. В ходе этого сохраняется устойчивое динамическое равновесие [225, 218, 162]. Из изложенной выше схемы следует, что рост биологической продуктивности активизирует процесс растворения карбонатов и что медленное течение этого процесса (либо под воздействием ингибиторов [69, 191], либо за счет поступления значительного количества устойчивых к растворению раковин) будет увеличивать степень недосыщенности океана карбонатом кальция. Подобные аргументы применимы к кремнезему [39] и ко всем другим фазам, вовлеченным в биологический цикл [3, 52].

Кремнистые илы и биодинамика химии океана

Составными компонентами кремнистых осадков являются остатки диатомовых, силикофлагеллят и радиолярий, а также спикул губок. Все эти организмы состоят из опала (гидратированной формы аморфной окиси кремния). Первые три группы организмов относятся к планктонным формам, последняя — к царству бентоса. Диатомовые илы с высоким содержанием кремнезема типичны для высоких широт, слабокремнистые— для областей, примыкающих к континентам, тогда как радиоляриевые илы распространены в экваториальной зоне (фиг. 12). Как диатомовые, так и радиоляриевые илы, конечно, представляют собой смеси с преобладанием одной или другой формы. Подобные отложения обычно встречаются в местах высокой биологической



ФИГ. 12. Области с высоким содержанием остатков кремневых организмов в глубоководных отложениях (по многим источникам).

продуктивности, к числу которых относятся районы дивергенции поверхностных вод с относительно высоким содержанием фосфатов или районы подъема холодных глубинных вод (апвеллинга) [215]. Повсеместная связь богатых кремнеземом осадков с размещением областей высокой продуктивности может быть в значительной степени нарушена процессами переотложения осадков в отдельных районах. Панцири кремневых организмов легкие и свободно транспортируются, а деятельность бентосных организмов ведет в повторному взмучиванию тонкого ила и особенно выражена в районах высокой продуктивности. Таким образом, с помощью придонных течений панцири кремневых организмов имеют тенденцию к перемещению и накоплению в депрессиях [50, 47, 189, 151].

Продукция кремневых панцирей достигает максимума в прибрежных районах, где продуктивность может повышаться в 10 раз в зонах субтропической циркуляции. Это явление происходит главным образом благодаря разрушению барьера, созданного термоклином на пути переноса питательных веществ с глубин к мелководным участкам, доступным для солнечных лучей. Оно приводит к образованию «кремниевого кольца» вокруг океанических бассейнов. «Кремниевые пояса» связаны с широтными поясами океанических дивергенций, возникающими под влиянием атмосферной циркуляции [163, 164].

Степень разбавления кремневого материала зависит, конечно, от соотношений между скоростями аккумуляции несиликатных и силикатных частиц. Поскольку скорости отложения терригенного материала максимально высоки вокруг континентов, где скорости поступления кремнезема также высокие, эффект разбавления в прибрежных областях, вероятно, меньше, чем можно ожидать, и в общем не способен замаскировать «кремниевые кольца» вокруг океанов. Что касается разбавления карбонатным материалом, то можно предполагать, что интенсивное поступление карбонатных раковин должно сопровождаться эквивалентно высоким поступлением панцирей кремневых организмов [71], так что концентрация кремнезема будет создаваться просто благодаря удалению кальцита. Однако это не является общим правилом. В самом деле, существует определенная отрицательная корреляция между кремнеземом и кальцитом, которую объясняли противоположными химическими условиями среды, необходимыми для их сохранения [75]. Мы уже видели, что возрастающая

ФИГ. 13. Сопоставление профилей растворения радиолярий и фораминифер, по данным полевых наблюдений.

Максимальное растворение наблюдается либо на мелководье (усиленное выеданием зоопланктоном), либо на морском дне (усиленное в случае карбонатов образованием CO_2, и длительной обнаженностью).

продуктивность, начиная с определенной величины, ведет к уменьшению сохранности кальцита и в то же время к увеличению аккумуляции кремнезема. Подобная, но противоположная тенденция выявлена для соотношений, определяемых глубиной бассейна: растворение кремнезема максимально в сильно недосыщенных поверхностных водах (фиг. 13). В дополнение к этому необходимо отметить, что тенденция к накоплению в глубоководных частях бассейна, выраженная у кремнезема, и тенденция к растворению в тех же местах, свойственная карбонатам, ведут к сокращению роли карбонатов как разбавляющего материала. Третий фактор, определяющий количество остатков кремневых организмов по Риделю [230], — это степень их растворения. Карты, демонстрирующие оба показателя — количественное распределение и картину сохранности [112], — свидетельствуют, что сохранность кремневых раковин достаточно тесно связана с их относительным количеством. Положительная корреляция между численностью и сохранностью может быть отнесена либо за счет усиленного поступления в областях повышенной продуктивности легко растворимых диатомей, которые «буферируют» иловые воды и уменьшают растворение более прочных скелетов, либо за счет химически более благоприятной обстановки в богатых органикой осадках.

Некоторые другие наблюдения однозначно доказывают, что растворение играет определяющую роль в уменьшении крупных скоплений кремневых окаменелостей в продуктивных районах. На огромных площадях океанического дна радиолярии присутствуют толь-

ко в самом верхнем слое четвертичных осадков толщиной в несколько сантиметров [234]. Можно предположить, что эти осадки будут в конечном счете лишены радиолярий [233] и что их растворение обеспечит поступление кремнезема в воды океана. Таким же образом градиенты концентрации кремнезема в иловых водах и различия в концентрациях между этими водами и покрывающей осадки морской водой позволяют предполагать, что кремнезем диффундирует из осадков [101] за счет растворения кремневых организмов, которые служат источником кремнезема (см. также [99, 142, 37, 143, 132]). Измерения в радиоляриевых глинах, собранных трубкой квадратного сечения, свидетельствуют, что большинство различий установлено в пределах самого верхнего слоя осадков, и градиенты здесь оптимальные для диффузии. Этот смешанный слой у поверхности раздела вода — осадок все еще содержит наиболее растворимые панцири и скелеты [247] и находится в состоянии интенсивного обмена с придонной водой, так что можно ожидать, что он дает основную отдачу масс кремнезема в океан.

Лабораторные эксперименты показывают, что тонкозернистые силикаты легко реагируют с морской водой, освобождая или сорбируя кремнезем в зависимости от условий [172, 257, 258]. Для Меррея и Ирвина [193], которые предполагали, что освобождение кремнезема происходит при воздействии морской воды на глины и сопровождается захватом кремнезема диатомовыми, оказался неожиданным недостаток этого элемента в зоне фотосинтеза.

Принимая во внимание почти постоянный состав морской воды в отношении главных ионов, необходимо допустить, что щелочные металлы, поступающие в воды океана за счет выветривания силикатов под воздействием углекислоты, должны снова соединяться с кремнеземом. Это, по-видимому, необходимо не только для выноса щелочей, но также для высвобождения ионов бикарбоната, сопутствующих ионам щелочей в их перемещении вниз по реке к морю. Без такого захвата щелочей и освобождения бикарбоната океан должен был бы, по-видимому, превратиться в большое «содовое озеро» [105].

Наблюдения в эстуариях, имеющие целью показать захват кремнезема обломочными глинами, хотя и простые в принципе [35, 167], оказались достаточно трудными для интерпретации [100]. Если даже такой захват и имеет место, то нет никаких причин считать, что какое-то количество сорбированного кремнезема остается на частицах глины, если они соприкасаются с недосыщенной морской водой на месте отложения. С другой стороны, огромные масштабы осаждения кремнезема диатомовыми и силикофлагеллятами в эстуариях бесспорны. Возражения, основанные на подсчетах баланса, неубедительны независимо от того, требуют ли они признания важной роли абиогенного захвата [59, 60] или ее отрицают [119, 62]. В обоих случаях ответ зависит от допущений, касающихся скорости поступления осадочного материала и его отложения на дне океана, т. е. допущений, необходимых для последующих расчетов, дающих искомый ответ. Возможность и даже вероятность того, что кремнезем иловых вод реагирует с самим осадком с образованием новых фаз [292, 258, 130, 64, 291], нуждается в дальнейшем изучении [132]. Медленное разложение опаловых фаз и даже богатых кремнеземом цеолитов и сопутствующее ему образование устойчивых силикатных минералов (палыгорскит, сепиолит) подтверждаются, например, сложной историей диагенетических процессов, отразившейся в замещении цеолитом панцирей радиолярий в верхнемеловых глубоководных отложениях Центральной Атлантики [29]. Однако легко может быть показано, что концентрации кремнезема в самих водах открытого океана контролируются иными процессами, чем реакции взаимодействия неорганических веществ:

1. Профили изменения концентраций растворенного кремнезема с глубиной имеют характерную форму распределения биогенных элементов, которая указывает на их связывание вблизи от поверхности и растворение на глубине [224, 116].

2. Графики соотношений растворенного кремнезема с фосфатом [70, 20], а также с барием и щелочностью [6] демонстрируют согласованность между химически разнородными системами, которые обнаруживают соизменения, будучи вовлеченными в «биодинамические» процессы океана, т. е. осаждение внутри скелетных остатков и в связи с органическим веществом, а также повторное растворение этих ранее осажденных веществ на глубине: в воде, на морском дне или там и там.

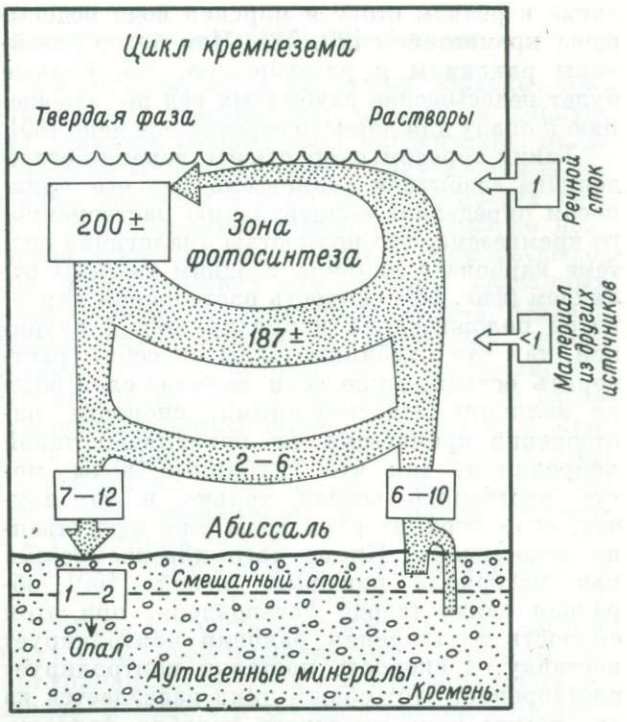
3. Когда корреляция между кремнеземом и фосфатом в водах на глубинах менее 1 км экстраполируется на бóльшие глубины, остается неучтенным избыточный кремнезем, который наводит на мысль о растворении скелетов после того, как ассоциирующий материал был окислен. В соответствии с общепринятым

значением времени его пребывания в океане (500—1000 лет) этот «избыток» SiO_2 означает, что существует поступление кремнезема в глубоководную зону океана, которое в 10 раз превышает его количество, приносимое реками [20]. Таким образом, внутренняя цикличность кремнезема в океане является доминирующей системой.

4. Профили растворенного кремнезема сильно варьируют с глубиной в разных океанических бассейнах. Термодинамического равновесия с какой-либо твердой фазой или с комбинацией фаз не существует, а наблюдаемые различия находятся в соответствии с общей абиссальной циркуляцией. Высокие содержания кремнезема ассоциируют с «древними» водами, где кислород израсходован, а низкие содержания наблюдаются в водах, которые недавно покинули поверхность, где ранее они лишились своего кремнезема. Таким образом, причиной относительно низких концентраций кремнезема в глубинных водах является не захват его глинистыми минералами, а тот факт, что вода сохраняет свойства, обусловленные средой ее существования на поверхности, и не успевает достигнуть определенного насыщения за счет активно растворяющегося опала.

В результате элементарные океанографические представления достаточны для того, чтобы показать, что взаимодействие кремнезем — глина не является контролирующим для распределения концентраций кремнезема в океане, и это положение действительно общепризнано [62, 64, 130, 291]. Как уже было отмечено, такие реакции могут в конечном счете хорошо контролировать концентрации щелочных металлов, особенно если содержания растворенного кремнезема резко возрастают сразу под границей осадок — вода, так что диффузионный контакт с морской водой может быть поднят и щелочи могут быть экстрагированы из морской воды. Природа таких реакций пока еще не совсем понятна. Присутствие цеолитов (и ассоциирующих минералов) на морском дне в области низких скоростей седиментации [3, 40] не доказывает, что эти силикаты действительно формируются на границе раздела осадок — вода; они могли растворяться вместе с некоторыми третичными радиоляриями. Остатки последних широко распространены на больших площадях Тихого океана [233]. Рост цеолитов в толще осадков этим, разумеется, не оспаривается.

Биодинамическая модель океана в связи с этими вопросами может быть представлена схематически (фиг. 14).



ФИГ. 14. Схематическое изображение океанского цикла кремнезема.

«Речной сток» принят равным $4{,}3 \cdot 10^{14}$ г SiO_2 в год [168], что соответствует средней рассчитанной скорости осадконакопления, равной 1 г/м² в год. Продукция твердого биогенного кремнезема, равная 200 г/м², рассчитана по данным Лисицына [166] и может меняться примерно в два раза. Некоторые преобразования в этих расчетах изменили бы объем приносимого материала в верхние горизонты толщи воды, но для других горизонтов принос материала практически остался бы прежним. Поступление кремнезема из осадков в воду в продуктивных районах, по-видимому, происходит главным образом из поверхностного слоя.

Считается, что источником кремнезема являются выносы рек [62], хотя учитываются также и другие источники подчиненного значения [130]. Стефенсон [266] показал, что вулканические извержения могут вносить значительные количества кремнезема в окружающие их воды океана. Шутц и Турекьян [248] считали Антарктику важным источником кремнезема, а Бартон и Лисс [59] — все полярные области в целом. Вклад рек, равный $4{,}3 \times 10^{14}$ г/год [168], согласуется в рассчитанной скоростью седиментации, равной 1 г на 1 м² в год. Удвоив это количество, мы могли бы получить весьма определенный верхний предел в 2 г/м² в год для кремнезема, который может в конечном счете выпасть в осадок. Поскольку кремневые организмы не зависят непосредственно от приноса рек, но тесно связаны с продуктивностью океана, количество осаждаемого ими кремнезема превышает его поступ-

ление в речном стоке и морская вода недосыщена кремнеземом [20, 52]. Чем более устойчивы раковины к растворению, тем больше будет недосыщение глубинных вод по отношению к опалу для данного отрезка времени [39].

Таким образом, скорость растворения осажденного «избытка» кремнезема над его привносом определяет концентрацию растворенного кремнезема, что полностью аналогично системе карбоната кальция с одним важным отличием (фиг. 13): скорость растворения карбонатов положительно коррелируется с глубиной, так что глубинные воды способны растворять осадок, даже если верхние слои воды не являются недосыщенными; скорости растворения кремнезема не показывают такой корреляции, так что глубинные воды могут растворять осадок только в том случае, если верхние слои воды уже существенно недосыщены. Кроме того, для кремнезема как материала пищевых цепей [160] обратная связь твердо установлена, при этом скорость растворения раковин контролирует поставку, а скорость поставки контролирует растворение. Этот общий цикл распадается на две части: одна протекает подобно фосфату, другая идет независимо, включая растворение кремнезема после окисления [20]. Результаты исследований по программе ГЕОСЕКС, касающиеся квазиконсервативного поведения растворенного кремнозема в глубоководной зоне океана [6, 76, 262], подтверждают предположение, что главная масса этого послеокислительного растворения имеет место на поверхности осадка. Как подчеркивал Хит [130], периконтинентальные области особенно важны как зоны опусканий и предположительно как источники растворенного кремнезема, поступающего из осадков [61]. Захороненный опал может постепенно превратиться в кремень, что доказано результатами глубоководного бурения [63, 133, 279, 29, 129, 158], он может также вступать в реакции с образованием силикатов, как упоминалось ранее.

Обнаружение кремней в составе голубоководных осадков, с одной стороны, возбудило интерес геологов, с другой — сделало тщетными их попытки получить при бурении полные разрезы. Очень немногое можно сказать об этих «интригующих» типах пород. Образование кремней (которые представляют собой силицифицированные осадки, сцементированные крипто- и микрокристаллическим кремнеземом) в глубоководных отложениях, по-видимому, происходит в результате мобилизации и повторного осаждения опала, генерирующего матрикс неупорядоченного кристобалита с незаполненными опаловыми скелетами. Этот матрикс неизбежно преобразуется в кварцитовую породу главным образом с заполненными и замещенными кварцем остатками организмов при развитии диагенетического процесса [133, 279], хотя перекристаллизация может происходить с различной скоростью и наблюдается картина некоторой дивергенции, зависящая от исходного осадка [158]. Так, по меньшей мере из некоторых опалов, отложенных на морском дне, в виде конечного продукта образуется микрокристаллический кварц с неупорядоченным кристобалитом на промежуточной стадии. Изучению деталей этих диагенетических процессов было уделено значительное внимание [64]. Комплекс вопросов, касающихся «проблемы генезиса кремней», требует исследования широкого спектра фактов [47, 106, 63, 107, 133, 175, 29, 290, 129, 158, 22].

Среди вопросов первостепенного значения есть и вопрос о геологической позиции, в которой находятся океанические кремни, и вопросы более специальные, касающиеся химической природы кремней. На них необходимо ответить прежде, чем станет возможным вполне обоснованное решение проблемы первичных фаций и источников кремнеобразования. Есть причины считать, что ответы на эти вопросы будут различны для разных типов кремней. Пелагические кремни либо «чистые», т. е. содержащие только остатки планктона и аутигенные минералы, либо «загрязнены» примесью вулканических обломков, глинистых частиц или окислов железа. Гемипелагические кремни содержат значительную примесь терригенного алеврита и сульфидов железа. Пелагические кремни часто встречаются в виде желваков в карбонатных осадках, в глинистых илах они слоисты [133, 129, 158]. Гемипелагические кремни слоисты [29], возможно, благодаря тому, что в первичном слоистом осадке довольно сильно выражены различия в структуре и химическом составе отдельных слоев, что отражает процессы переотложения и сортировки в гемипелагической зоне.

Если даже остатки кремневых организмов и (или) высококремнистое стекло являются подходящим материалом для последующего образования кремней, то, по-видимому, помимо этого, необходимы следующие условия: относительно богатые кремнеземом придонные воды, достаточно высокие скорости захоронения и, возможно, высокое содержание органического вещества при достаточно

низком содержании карбонатов, замедляющих раннюю мобилизацию и переход кремнезема в наддонную воду. Если быстрое захоронение будет достигнуто без значительного разбавления концентрации исходных частиц, например за счет обильного поступления опаловых скелетов (местных или переотложенных) или за счет первичного захоронения совместно с карбонатом, принесенным с меньших глубин, который впоследствии будет растворен, то возможность образования кремней, по-видимому, значительно повысится. В процессе диагенеза первоначально опаловые скелеты растворяются, а из вулканического материала при девитрификации высвобождается кремнезем. Богатые кремнеземом иловые растворы мигрируют по плоскостям напластования или вертикально по трещинам до мест осаждения в близлежащих линзах и прослоях проницаемого материала [133]. Тот факт, что концентрации кремнезема в интерстициях обычно ниже в восстановленных, чем в окисленных, осадках [132], позволяет предполагать, что осаждение в обогащенных органикой слоях является одним из механизмов, создающих градиент, способствующий миграции кремнезема.

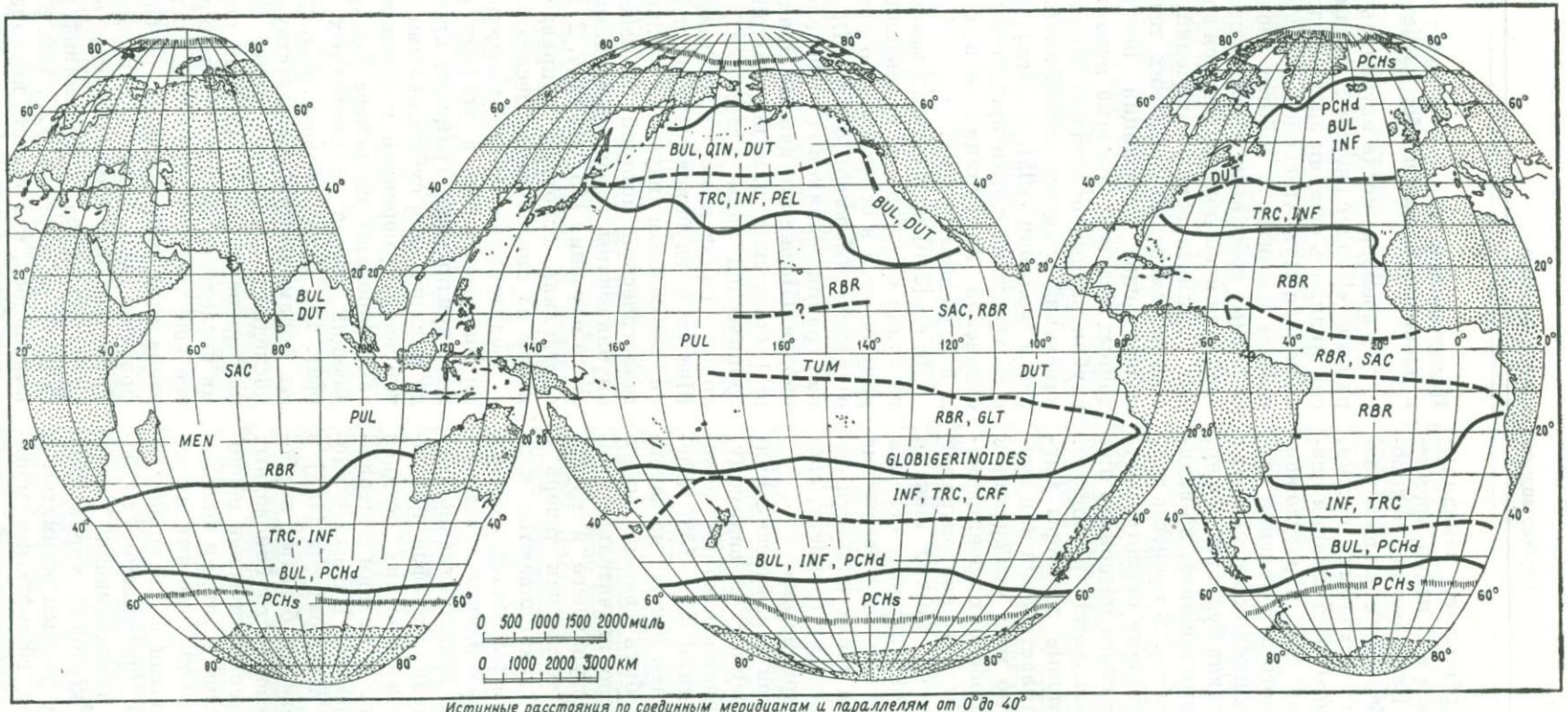
Для формирования стратиграфически приуроченных скоплений кремней, по-видимому, были необходимы крупномасштабные изменения в глобальной геохимии [133, 158]. Временами, например в среднем эоцене, на затопленных шельфах могло быть связано много карбонатов и освобождено значительное количество кремнезема, поступавшего в глубоководные части океана, тогда как теперь в глубоководных осадках накапливаются карбонаты [156], а кремнезем выносится главным образом в зоны кремненакопления, окаймляющие континенты [130]. Дополнительно следует сказать, что затопление шельфов предупреждает разбавление океанических осадков обломками с континентов с низким содержанием подвижного кремнезема. В связи с глобальными изменениями температуры [188] в этой модели для образования богатых карбонатами и бедных кремнеземом глубоководных отложений необходимы геократические периоды с их холодным климатом и узкими шельфами, с перемешиванием и апвеллингами на окраинах шельфа, связанными с усилением сезонных ветров. Богатые кремнеземом глубоководные отложения, поставляющие материал для образования кремней, характерны для периодов с теплым ровным климатом и широкими карбонатными шельфовыми морями, соединяющимися с глубоководной зоной.

Исследования в планетарном масштабе: плейстоцен

Во времена, когда изучались образцы, собранные «Челленджером», предметом дискуссий являлась «теория эпох оледенения», предложенная Луи Агассицем и получившая дальнейшее развитие в работах геологов тех лет. Образцы, собранные «Челленджером», не подтвердили идею повторяющихся крупномасштабных климатических изменений и связанных с ними изменений океанских течений. Однако последующие экспедиции повторили пробы донных осадков, которые ясно показали, что глубоководные отложения несут в себе следы изменений процесса осадконакопления, и Меррей и Филиппи [195], а затем Филиппи [210] в соответствии с этим предположили смещение океанской циркуляции и в поверхностных, и в глубинных водах.

Шотт [246] использовал записи экспедиции на судне «Метеор» об изменениях состава фораминифер и в особенности о присутствии или отсутствии *Globorotalia menardii* для определения границ ледниковых и послеледниковых периодов. (Позже эти данные Эриксон и Воллин [95] привлекли для корреляции колонок из тропической зоны Атлантики.) Длинные колонки, полученные экспедицией Пиггота и Шведской глубоководной экспедицией, сделали возможным изучение больших отрезков геологической истории. В свое время были опубликованы предварительные результаты этого изучения [45, 211, 204, 2, 212, 88], что и определило основные направления исследований на последующие десятилетия.

Современная картина поверхностной циркуляции отражается в осадках океанического дна; критические границы, проходящие между полярными и субполярными водами, а также между умеренной и тропической зонами, закартированы на основе немногих преобладающих видов планктонных фораминифер (фиг. 15). Таким образом, там, где присутствуют фораминиферы, соответствующие границы последнего оледенения могут быть также закартированы, если найти их позиции во время последнего пика похолодания. Хотя детали все еще требуют доработки, стало совершенно очевидным, что границы, особенно полярных фронтов, были ближе к экватору, чем теперь. Распределение других групп окаменелостей, не относящихся к фораминиферам, показало сходные результаты [125, 152, 82, 197, 178], и выяснилось, что область карбонатной седиментации была уменьшена, тогда как отложения



ФИГ. 15. Зональность распределения фораминифер в пелагических осадках.

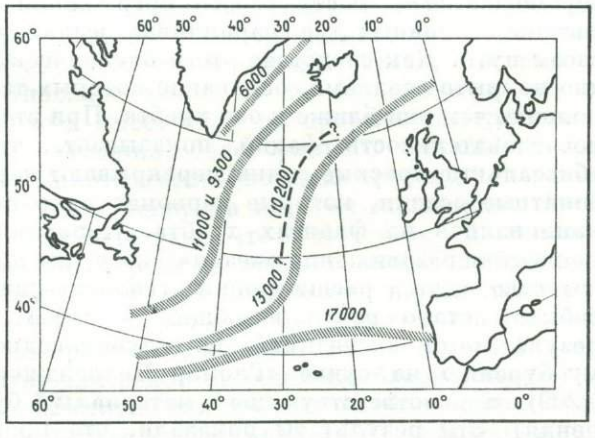
Главные границы тропической — внетропической зон по параллели 30° и умеренной — полярной по параллели 55° являются климатическими маркерами (зоны конских широт и полярного фронта) и соответствуют изотермам (20 и 2—3°, зимняя температура). Выделены зоны: полярная, субполярная, переходная субтропическая и тропическая. Обозначения: *PCHs — G. pachyderma sinistral*; *PCHd — G. pachyderma* dextral; *QIN — G. quinqueloba*; *DUT — G. dutertrei*; *BUL — G. bulloides*; *PEL — G. pelagica*. *TRC — G. truncatulinoides*; *INF — G. inflata*; *RBR — G. ruber*; *SAC — G. Sacculifer*; *TUM — G. tumioda*; *PUL — P. obliquiliculaia* Источники: для Атлантики [146, 134], для Тихого океана [46, 205], для Индийского океана [11].

принесенных льдами обломков оказались широко распространенными [50, 73, 180].

Фаунистические и флористические индексы температур могут быть использованы для выявления действительно существовавших температур, тем более что эти индексы весьма удобны для графического изображения. Соответствующие преобразования данных, из которых складываются эти температурные индексы, были названы «палеоэкологическими уравнениями» или «уравнениями преобразования» [146]. Какое-либо сообщество прежде всего индексируется с помощью серии цифр, выражающих подобие этого сообщества («нагрузку») по отношению к идеализированным стандартным сообществам. Эта последовательность индексов затем приводится к оценкам температур с использованием уравнений регрессии, полученных из распределения современных стандартных сообществ организмов и соответствующих им температур поверхностных вод.

Естественно, что качество всех оценок лимитируется несколькими основными факторами: различной сезонной продукцией раковинного материала, его различной растворимостью, способностью организмов к адаптации при изменении условий среды и меняющейся корреляцией между температурой и другими экологическими факторами, контролирующими распределение. Все это ведет к изменению корреляции между обстановкой осадконакопления и ее отображением в осадках.

Изменение обстановки от океана ледникового типа до современного межледникового по



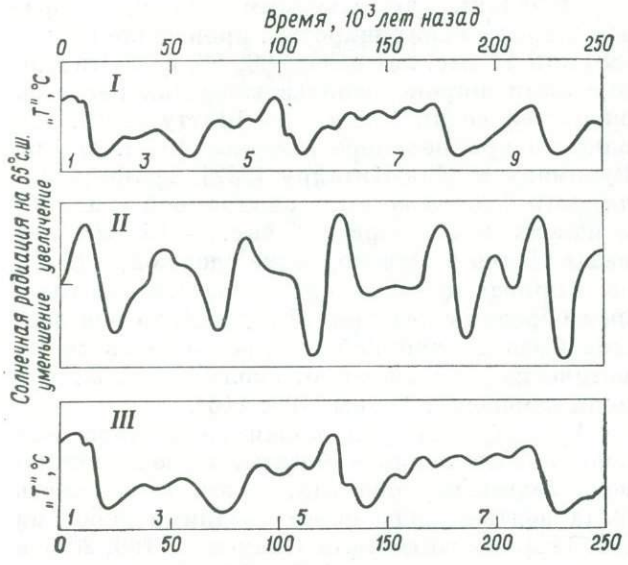
ФИГ. 16. Отступление полярного фронта в период освобождения от оледенения по следам в глубоководных осадках; первостепенный пример климатической трансгрессии [242].

определениям, выполненным главным образом в тропических широтах, произошло 12 тыс. [88] или 11 тыс. лет назад [96, 56, 57]. Эти данные были широко использованы для расчетов скоростей седиментации по Шотту [246], однако по крайней мере севернее 40° с. ш., по Рудиману и Мак-Интайру [242], граница полярного фронта не была синхронной (фиг. 16) и изменялась в период 8 тыс. — 13 тыс. лет назад. Было выяснено также следующее [242]: если кривая изотопов кислорода связана главным образом с ледовым эффектом[1], то она должна быть синхронной и обнаруживать систематическое отклонение от скользящего во времени изменения фауны [199, 146].

Аррениус [2] предположил, что отложения ледникового периода богаты, а межледникового бедны карбонатами, и эта зависимость была подтверждена более поздними работами [88, 126]. Как отметили Олауссон [199, 201] и другие исследователи [126, 53, 25], очевидно, что низкая карбонатность (в межледниковые стадии) связана с увеличением растворения и, наоборот, изменения продуктивности играют второстепенную роль в продуцировании этих карбонатных циклов. Олауссон [199] сопоставил полученные им кривые карбонатонакопления в Северной и Центральной Атлантике с кривыми Аррениуса [2] и сделал заключение, что стадии высокой карбонатности в одном океане соответствуют стадиям низкой карбонатности в другом; эта корреляция была подтверждена на большом материале. Понижение карбонатности осадков ледникового периода в Атлантике, по-видимому, является результатом главным образом разбавления терригенным материалом, а не растворения [53, 240].

Первая пригодная к использованию шкала абсолютного возраста была предложена Эмилиани [88] вместе с генерализованной кривой изотопов кислорода для тропической зоны Атлантического океана. Эта шкала основана на экстраполяции данных углеродного метода (^{14}C) и на ее близком соответствии с кривой Миланковича (фиг. 17). Недавно Брокер и др. (см. [55]) высказали предположение, что шкалу Эмилиани необходимо удлинить примерно на 25%. Брокер предполагает, что возраст предпоследней дегляциации равняется 127 тыс. лет; Эмилиани [91] считает более правильным оставить для этого события возраст 100 тыс. лет, основываясь на данных определения $^{231}Pa/^{230}Th$ [238, 237]. Данные абсолют-

[1] Связывание части воды в лед. — *Прим. перев.*



ФИГ. 17. Сопоставление «генерализованной изотопной кривой палеотемператур» (*I*) Эмилиани [90] с кривой солнечной радиации (*II*) Миланковича и с временно́й шкалой (*III*) Брокера и Ван Донка [55].

ного возраста для высокого уровня океана, заимствованные Эмилиани и Рона [93] из разных источников, намного лучше согласуются со шкалой Брокера и Ки [155], чем с их собственной. Во-видимому, одна из шкал должна быть преобразована.

Палеомагнитная шкала времени для глубоководной зоны должна быть также теперь пересмотрена [202, 282]. В соответствии с этой новой стратиграфией [126] плейстоцен считается от начала олдувея, 1,63—1,79 млн. лет [31]. Следует ожидать дальнейшего уточнения стратиграфии плейстоцена с развитием метода определения возраста, основанного на распаде аминокислот [7, 157].

Проблема изменения изотопного состава морской воды является основной для решения вопроса об амплитудах температур ледниковых и межледниковых периодов [91]. По современным представлениям допускается степень изменений $^{18}O/^{16}O$ около 1,2 [199, 254, 79, 83]. Несмотря на возражения, которые Эмилиани делал в течение ряда лет [94], Шеклтон и Опдайк [255] в одной из важнейших работ, посвященных этой проблеме, следуя общепринятым представлениям, сумели получить хорошо согласующиеся результаты по измерениям изотопного состава морской воды, планктонных и бентосных фораминифер.

Метод определения «палеотемператур» по изотопам кислорода основан на том, что кальцит и морская вода, находящиеся в термодинамическом равновесии, различаются значениями отношения $^{18}O/^{16}O$, и это различие уменьшается с повышением температуры. Раковины, образованные при равновесии с морской водой, обогащены ^{18}O, но с ростом температуры это обогащение уменьшается. Подробное обсуждение трудностей, которые пытаются игнорировать при изучении палеотемператур, было дано Бергером и Гарднером [27].

По следам «Гломара Челленджера»: тектоника плит и стратиграфия плит

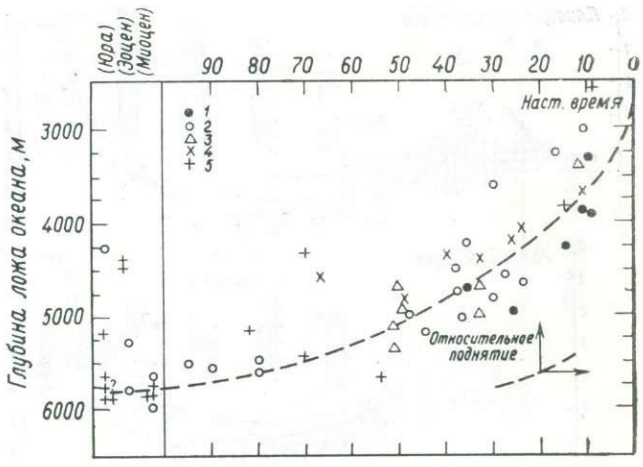
Первые представления мобилистов, которые последовали за признанием складчатости земной коры как следствия горизонтального сжатия (контракции — Гумбольдт и Зюсс, см. [137]) — концепции континентального дрейфа [286, 284, 243], раздвигания дна океанов [138, 278, 285, 277] и тектоники плит [181, 190, 159, 147], — привели к революции в науках о Земле. Сопротивление мобилизму, базировавшееся на убедительных аргументах, так же как и на софистике Кельвина (отрицание явления из-за отсутствия известного механизма), достаточно быстро ослабло под влиянием фактов, собранных геологами, изучавшими море, и тектоника плит стала достаточно стройной теоретической основой геологических исследований.

В модели строения дна океана Хесса [138], которая является ядром этой теории, океаническая кора непрерывно генерируется в срединно-океанических хребтах, откуда она перемещается к месту своего погружения в системе островных дуг, накапливая осадки на своем пути. Как следствие этого океаническое дно покрыто осадками, основание которых тем моложе, чем они ближе к оси хребта. При этом последовательность фаций показывает, что абиссальные красные глины перекрывают карбонатные осадки, которые первоначально накапливались на флангах хребта. Признание концепции раздвижения океанического дна как средство для расшифровки геологических событий стало почти всеобщим в связи с результатами экспедиций по глубоководному бурению на судне «Гломар Челленджер» ([209] и соответствующие материалы бурения). Эти результаты показали, что прогрессивное изменение возраста по мере увеличения расстояния от оси срединного хребта, предсказанное Хессом [138], происходит в действительности и что геометрия границ

современных фаций находится в общем соответствии с погружением океанического дна и горизонтальным перемещением плит [141, 17, 102, 124, 29, 274, 136]. Принципы и приемы обработки и интерпретации этой «конвейерной ленты» фаций и их соотношений были предложены рядом исследователей [23, 287, 288, 72, 24, 276]; ими была создана концепция «плитной стратиграфии» [30].

Для интерпретации особенностей распределения фаций в зависимости от условий осадконакопления мы дожны реконструировать глубины и географическую позицию, какими они были во время отложения осадков. В относительно мелководных участках бассейна палеобатиметрические анализы традиционно опираются на палеонтологические и седиментологические критерии [118]. В глубоководной зоне скорости погружения океанического дна на флангах раздвигающегося хребта могут быть использованы для прямых расчетов палеоглубин. Скорости погружения исследовались Менардом [184] и Склатером и др. [251]. Склатер с сотрудниками построили график зависимости возрастов дна океана от степени его погружения (расстояние по вертикали до вершины хребта) для разных областей океана. Они обнаружили, что графики двух разных областей очень похожи, и пришли к заключению, что график соотношений возраста и глубины сложенного базальтом дна океана во многих случаях достаточно хорошо подходит для определения возраста данного участка активно раздвигающегося дна с точностью до 2 млн. лет по одной только батиметрии для океанического дна моложе чем 40 млн. лет. Большое сходство соотношений возраст — глубина для Тихого, Атлантического и Индийского океанов позволяет предполагать, что само соотношение основано на фундаментальном законе и имеет силу на протяжении третичного и, возможно, более раннего времени.

Гипотеза постоянства соотношений возраст — глубина основана на этом положении. Гипотеза утверждает, что в любой период геологического времени возраст океанического дна определяет, как далеко оно переместилось по вертикали вниз от первоначальной оси хребта. Эта предпосылка дает нам в руки простое средство для реконструкции приблизительной глубины отложения древних глубоководных осадков независимо от скоростей раздвигания подстилающего ложа океана с помощью метода «обратного прослеживания». Метод состоит в том, что конкретные данные об образце осадка помещаются на диаграмму возраст — глубина и перемещаются по шкале времени в обратном направлении параллельно генерализованной кривой погружения (фиг. 18). Сравнительно небольшие поправки должны быть сделаны для учета веса осадка, который должен быть «разгружен» при обратном прослеживании [30].

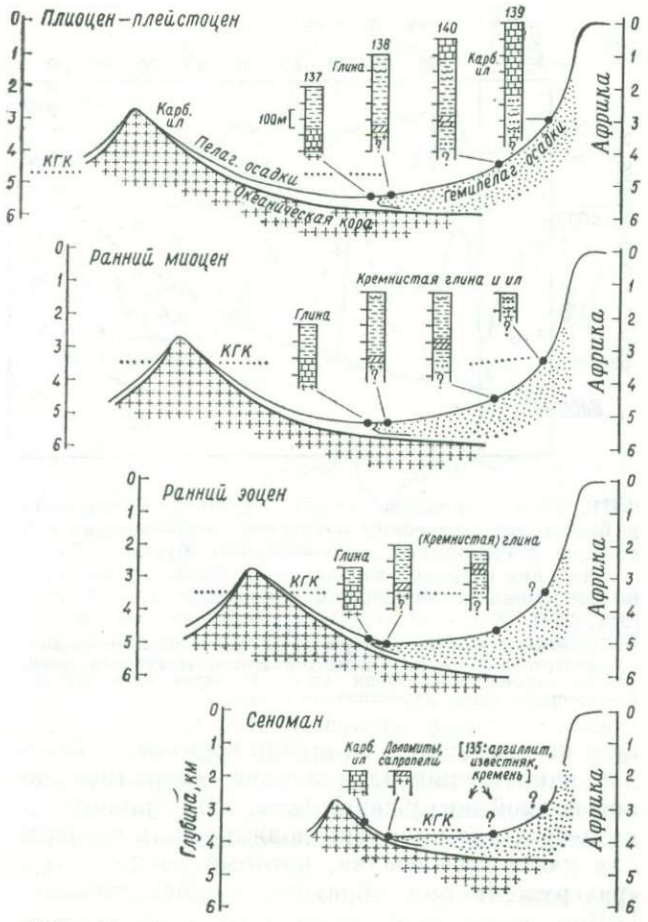


ФИГ. 18. Соотношение между глубиной фундамента и биостратиграфическим возрастом покрывающих его осадков в скважинах глубоководного бурения в сравнении с кривой возраст — глубина, построенной по современным соотношениям возраста и глубины [251, 231].

1 — восточная часть экваториальной зоны Тихого океана; *2* — центральная часть Тихого океана; *3* — северная часть Тихого океана; *4* — южная часть Атлантического океана; *5* — северная часть Атлантического океана.

Комбинируя метод палеоглубин с результатами рейса 14 глубоководного бурения в районе северо-западнее Африки, можно проследить главные тенденции в эволюции мегафаций, распространенных в Центральной Атлантике (фиг. 19; см. также [29]).

Пелагические и гемипелагические области плиоцена и современной эпохи сопоставимы по ширине. Компенсационная глубина кальцитонакопления достаточно велика, но и фланги хребта также достигают больших глубин, так что карбонатные илы и окисленные пелагические глины представлены в одинаковой степени. Континентальный склон и абиссальная равнина принадлежат к гемипелагической области, где принос терригенного материала алевритовой размерности увеличивает скорости седиментации, а ближе к континенту увеличивается продуктивность. Это ведет к сохранению некоторых количеств кремнистого материала и появлению восстановительных условий в самом осадке. Распределение фациальных областей начиная с плиоцена, а



ФИГ. 19. Осадконакопление в восточной части Центральной Атлантики за пределами Африканского континента.

Реконструкция по результатам рейса 14, предполагающая расширение океанического дна и опускание [29]. *КГК* — компенсационная глубина кальцитонакопления.

именно карбонатных илов, окисленных илов и гемипелагических глин, содержащих лишь небольшую примесь остатков кремнистых организмов, типично для современных фациальных обстановок в Атлантике с глубоководной циркуляцией «лагунного» типа, т. е. циркуляцией с оттоком глубинных вод.

На протяжении миоцена соотношение областей пелагической и гемипелагической седиментации мало отличается от их соотношения в плиоцене, однако компенсационная глубина кальцитонакопления намного выше и определенно поднимается в направлении континентов; то же происходит и с другими уровнями растворения, что значительно уменьшает долю карбонатов в осадках этого периода. Общему значительному увеличению растворения карбонатов сопутствует и увеличение вклада остатков кремнистых организмов, который становится весьма значительным, благодаря «эстуарной» схеме глубоководной циркуляции (приток глубинных вод) согласно модели океанического фракционирования [20, 253]. В целом картина осадконакопления в миоцене является почти копией современного фациального режима в северной части Тихого океана с небольшой компенсационной глубиной кальцитонакопления, кремнистыми отложениями и значительным поступлением терригенного материала благодаря горообразованию на континенте.

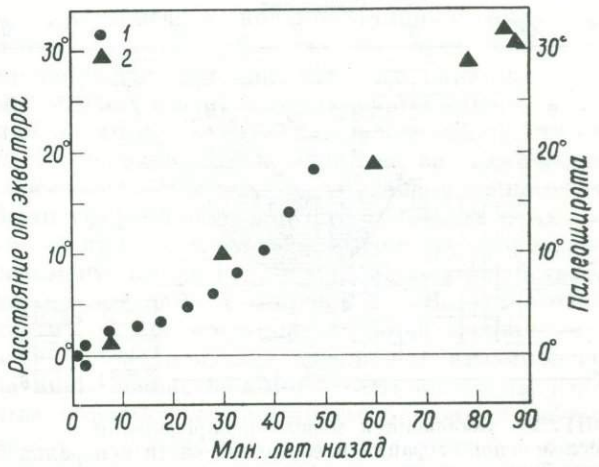
В эоцене склоны срединного хребта были заметно у́же, чем в настоящее время. Вследствие этого гемипелагические области седиментации имели более широкое распространение, чем пелагические. С другой стороны, распределение фаций, по-видимому, было сопоставимо с их распределением в миоцене. Распространение карбонатных илов было ограничено областями, находящимися выше сравнительно мелководного уровня критической глубины кальцитонакопления. Скорости седиментации терригенного материала были, однако, меньше, и остатки кремнистых организмов сохранились в меньшей степени, чем в миоцене, под влиянием процессов повсеместного формирования зародышевых форм кремней.

В сеномане в желобах установились условия, характерные для гемипелагической седиментации (черные сланцы с прослоями известняков и кремней). Желоба были значительно у́же и не столь глубоки, как современные, хотя в большинстве случаев все-таки глубже 3000 м. В то же время значительная часть дна океана могла быть сравнительно молодой, что повышало среднюю температуру и, следовательно, среднюю высоту поднятия океанической коры [250] с последующей трансгрессией перемещенных вод на континенты [183]. Трансгрессии создавали мелководные шельфовые моря, которые должны были улавливать грубый терригенный материал, препятствуя вместе с тем переотложению мелководных карбонатов за пределами континентальной окраины. Содержание кислорода в природных водах, очевидно, было совсем низким (присутствие черных пиритовых сланцев). Придонные воды не могли быть холоднее самых холодных поверхностных вод океана. В общем теплый климат поэтому должен был [249] приводить к потеплению придонных вод [89] с относительно низким первичным содержанием кислорода. Эта первичная окисленность впоследствии могла быть еще боль-

ше понижена, если придонные воды образовались в большей мере в результате солевой конвекции, чем термальной [67]. В соответствии с возросшим периодом существования вод абиссальных глубин в них должны формироваться низкие содержания кислорода. Это ведет к отложению сапропелитов в гемипелагических областях, однако еще возможно накопление пелагических красных глин в узкой зоне низких скоростей седиментации на склонах хребта, ниже компенсационной глубины кальцитонакопления (скв. 137, колонки 7—9). Процессы переотложения были активны и на склонах хребта, и на континентальном склоне и приводили к образованию карбонатных прослоев в толще некарбонатных осадков в обеих зонах — пелагической и гемипелагической («флишевой»). Переотложение со склонов хребта могло также привести к возникновению доломит-сапропелевых циклов на участке скв. 138 (колонка 6). Возможно, что сапропелиты развивались in situ как результат относительно высоких скоростей седиментации в среде с недостатком кислорода на дальнем [от континента. — *Прим. ред.*] конце гемипелагической области. В этом случае большая часть доломитовых илов могла поступать с континентального склона или даже за счет перемещения мелководных осадков. Гипотезам переотложения может быть противопоставлена точка зрения о влиянии гидротермальной деятельности.

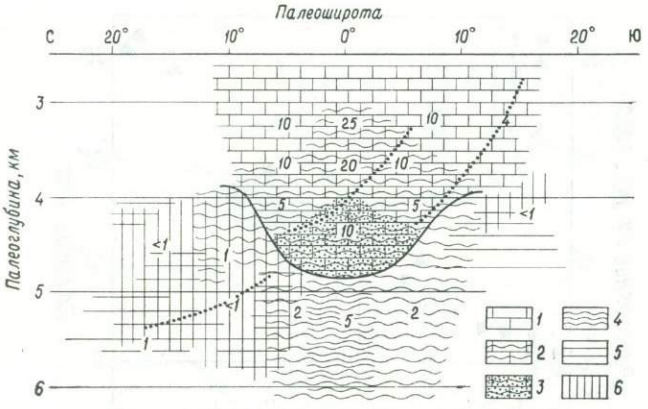
В экваториальной части Тихого океана необходимо принимать во внимание наряду с горизонтальным раздвиганием плит одновременное вертикальное погружение, поскольку как широтная позиция, так и глубина непосредственно контролируют распределение фаций, как было впервые указано Аррениусом [2]. Воздействие горизонтальных перемещений плит на распределение остатков третичных организмов было отмечено рядом исследователей [58, 232]. Результаты глубоководного бурения теперь позволяют ответить на вопросы, поднятые Аррениусом [3] и Риделем [231], относительно меняющейся картины продуктивности и растворения в области экваториальной дивергенции и некоторого изменения в положении этой дивергенции по отношению к современному экватору. Такое изменение приводит к заранее предсказуемой последовательности фаций осадков с горизонтальным распределением, отражающимся в вертикальном ряду в соответствии с хорошо известным правилом «корреляции фаций» Иоганна Вальтера.

Вертикальное опускание в центральной части Тихого океана считается возможной причиной того, что третичные карбонаты подстилают некарбонатные четвертичные осадки; особенно это касается карбонатов олигоцена [234, 127]. По меньшей мере два других фактора теоретически могли быть причиной отложения карбонатов в третичное время на большей глубине, чем обычно: понижение компенсационной глубины кальцитообразования в прошлом (как было показано Риделем и Фаннелом [234], а также Хитом [127]) и близость к экватору в период карбонатонакопления (фиг. 20). Чтобы исключить влияние этих двух меняющихся факторов, мы сначала должны внести коррективы с учетом перемещения в меридиальном направлении, например допустив, что максимальной скорость седиментации была на экваторе [288, 274]. Скорость перемещения в меридиональном направлении, определенная таким образом для участка между 100 и 150° з. д., составляет около 1° за 4 млн. лет и позволяет определять палеоширoты для каждого образца, добытого при бурении, просто путем преобразования возраста в смещение, выраженное в градусах. Палеоглубины определяют методом обратного прослеживания, как указано выше, причем в результате получают палеоширoту и палеоглубину в качестве основы для размещения фаций (фиг. 21). Генерализованные схемы, такие, как на фиг. 21, пригодны только для послеэоценового времени, и даже в пределах этого отрезка наблюдаются



ФИГ. 20. Движение Тихоокеанской плиты к северу, как это следует из смещения участка дна (предположительно экваториального) с наибольшей мощностью осадков, а также из различий между палеомагнитными широтами подводных гор и их современными широтами [276].

1 — наиболее мощные осадки; *2* — палеоширoты подводных гор.



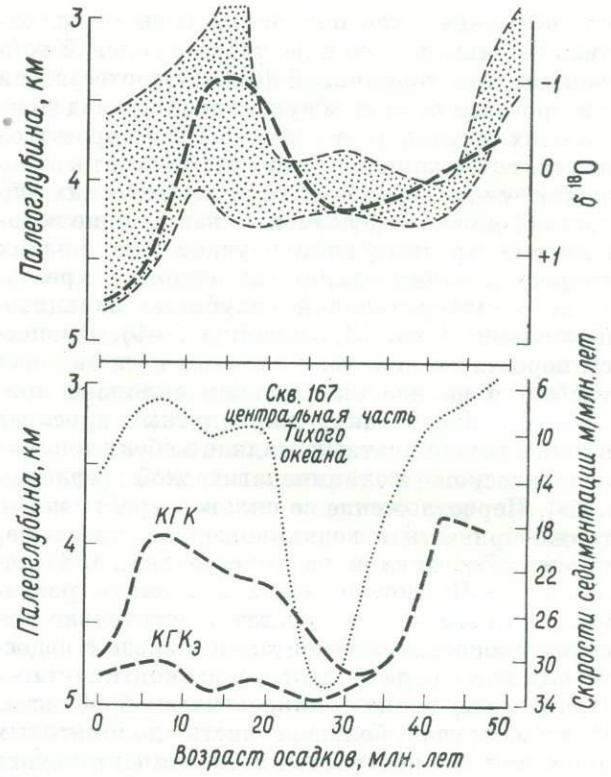
ФИГ. 21. Обобщенная модель распределения послеэоценовых фаций в восточной части центральной зоны Тихого океана, западная часть поднятия.

По оси ординат — реконструированные палеоглубины, по абциссе — палеоширота. Цифрами показаны скорости седиментации в миллиметрах в тысячу лет. Экваториальные карбонатно-кремнистые циклы, по-видимому, были хорошо развиты в миоцене и позднее. Пунктирными линиями показаны путь движения при бурении скв. 68, 71 и 74 по Проекту глубоководного бурения; помещены как пример построения диаграмм. По Бергеру [24]. *1* — известняки хребтов; *2* — экваториальные известняки; *3* — экваториальные циклы, *4* — радиоляриевые илы; *5* — пелагические глины; *6* — эрозия и отсутствие осадконакопления.

значительные изменения в распределении и скоростях седиментации [24, 276].

Скорости в самом начале третичного периода, имели тенденцию к существенному уменьшению в центральной части Тихого океана, и отложения, богатые кремнями, могли присутствовать там начиная со среднего эоцена и ниже. В течение позднемелевого времени скорости значительно повышались. Как подчеркивал Уинтерер [288], объяснение этих основных особенностей надо, вероятно, искать скорее в глобальных явлениях, чем в региональном погружении или горизонтальных движениях плит. Глобальная природа крупных событий становится очевидной при сопоставлении картины карбонатонакопления в Атлантическом и Тихом океанах с палеотемпературными данными, которые определялись по изотопному составу кислорода раковин форминифер ([188]; см. также фиг. 22).

Колебания уровней компенсационной глубины кальцитообразования в экваториальной части Тихого и Атлантического океанов обнаруживают параллелизм и связь с палеотемпературными изменениями, которые вряд ли могли быть случайными. Теплый ровный климат, очевидно, неблагоприятен для отложения карбонатных осадков в субтропических и тропических областях океанов, возможно, за исключением собственно экваториальной области. Заманчивым объяснением этих соотношений

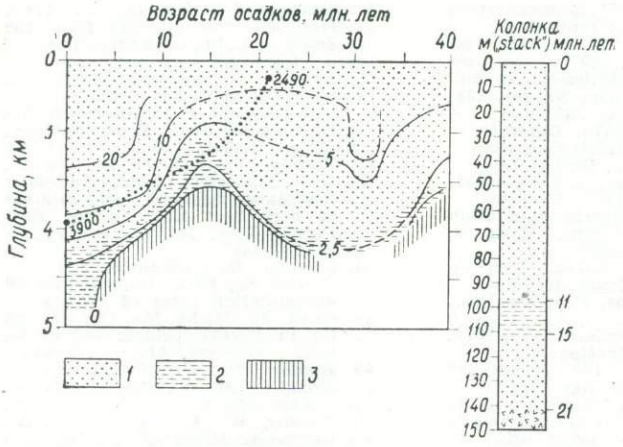


ФИГ. 22. Сопоставление направленности долговременных изменений осадконакопления, выраженных в колебаниях компенсационной глубины кальцитообразования (пунктирные линии) с изотопным составом кислорода.

Скорости осадконакопления даны для скв. 167 глубоководного бурения и отражают обе величины: главные изменения осадконакопления и движение морского дна по нормали к экватору для периода от 25 до 30 млн. лет (составлено по многим источникам). *КГК* — компенсационная глубина кальцитонакопления, *КГК*$_э$ — компенсационная глубина кальцитонакопления в экваториальной зоне.

является предположение, что теплые климаты и широкие трансгрессии совпадают во времени и при трансгрессиях большая часть карбонатов откладывается на шельфах и не достигает глубоководных областей. Такие глобальные соотношения условий осадконакопления на шельфах и в глубоководной зоне были рассмотрены Кюненом ([156]; см. также дискуссию в работе Бергера и Уинтерера [30]); но они требуют дальнейшего изучения, без которого использование их для интерпретации развития глубоководного осадконакопления во времени затруднительно.

Важным шагом в достижении этой цели является построение карт изопахит фаций для осадков разных временных интервалов. Одна из матриц этого типа, представленная на фиг. 21, была составлена для последовательности достаточно коротких промежутков времени;



ФИГ. 23. Модель послеэоценовой седиментации в Южной Атлантике.

Модель, основанная на методе «обратного прослеживания» по материалам глубоководного бурения, рейс 3; иллюстрируется также метод «прямого прослеживания» (начиная с глубины 2490 м, 21 млн. лет назад), которым получен разрез, изображенный справа. *1* — известковистые илы и известняки; *2* — пелагические глины; *3* — осадки отсутствуют. Изолиниями 0, 2,5, . . ., 20 м/млн. лет показана наблюдаемая (неоткорректированная скорость осадконакопления).

их можно использовать для предсказания всего ряда осадков, применяя метод «прямого прослеживания». Самый простой случай, в котором широтные изменения исключены, показан на примере Южно-Атлантической матрицы (фиг. 23). В произвольной точке, находившейся на глубине 2490 м в осевой части хребта 21 млн. лет назад, по-видимому, должна была образоваться толща осадков, которая показана в правой части фигуры (колонка «stack»). Для образования этой колонки осадков, слагающих толщу, необходимо участие «нормального» погружения и «дополнительного» погружения под влиянием нагрузки осадков, причем должен приниматься во внимание возраст дна океана. Такой способ интерполяции результатов глубоководного бурения сделает возможным создание достаточно точных карт погребенных фаций и их возраста, что должно значительно продвинуть интерпретацию акустической стратиграфии, базирующуюся на сейсмическом профилировании.

Заключение

В начале этого сообщения я объяснял необходимость рассмотрения глубоководных осадков в книге о континентальных окраинах. Теперь можно добавить еще один аргумент: процессы на континентальных окраинах, как мы видели, имеют несоразмерно большое влияние на химию океана и, следовательно, на его пелагические осадки. Многие из химических особенностей водных масс океана, по-видимому, были сформированы на его окраинах с их высокой продуктивностью, высокими скоростями седиментации и интенсивным взаимодействием между осадками и морской водой. Эти особенности в значительной степени сохраняются в глубоководной зоне океана как квазиконсервативные свойства и могут быть изменены главным образом под влиянием процессов смешивания. Отложения, образовавшиеся путем осаждения на поверхности океана (карбонат кальция, кремнезем, органическое вещество), на дне океана (железомарганцевые конкреции) и в иловых водах (цеолиты, аутигенные глинистые минералы), отражают особенности океана, запечатленные в их составе и характере распространения. В этом смысле гидрогенные глубоководные осадки в значительной, но неопределенной степени сохраняют химические процессы континентальных окраин. Для обломочных отложений связующая роль между дном в глубоководной зоне и на континентальных окраинах еще более очевидна, и преобразующая роль шельфов, являющихся и ловушкой, и источником осадков, как гидрогенных, так и обломочных, достаточно хорошо раскрыта. Таким образом, вместо того чтобы рассматривать эту статью как основу для познания осадконакопления континентальных окраин, мы скорее можем считать данную книгу в целом источником фундаментальных знаний для более полного понимания загадочных образований абиссали океана.

Мои благодарности многим коллегам, которые были моими учителями в этой обширной области, и особенно Жоржу Гискес, Россу Хис, Мириам Кастнер, Френсису Паркеру, Фреду Плежеру, Биллу Риделю, Петеру Роту, Джону Склатеру и Е. Л. Уинстереру. Я также благодарю Шарон Уэлди и Джуди Лакмунд Клинтон, которые выполнили большую часть иллюстраций, и Карин Бергер за помощь в подготовке диаграмм и библиографии.

Список литературы

1. *Adelseck C. G., Berger W. H.*, 1974, Planktonic foraminifera, dissolution durin settling or on the sea floor? Cushman Foram. Res. Spec. Publ.
2. *Arrhenius G.*, 1952, Sediment cores from the east Pacific, Rept. Swedish Deep Sea Exped., 1947—1948, 5, pts. 1—4, p. 1—228.
3. *Arrhenius G.*, 1963, Pelagic sediments, in *Hill M. N.*, ed., The sea, 3, New York, Wiley-Interscience, p. 655—727.
4. *Arrhenius G.*, 1972, Deep sea sedimentation, a critical review of

U.S. work 1963—1967, Rept. 14th Gen. Assembly Internatl. Union Geodesy and Geophys. Scripps Inst. Oceanogra. Ref., 67—14.
5. *Arrhenius G., Bonatti E.*, 1965, Neptunism and volcanism in the ocean, in *Koczy F., Sears M.*, eds., Progress in oceanography, **3**, Elmsford N.Y., Pergamon Press, p. 7—22.
6. *Bacon M. P., Edmond J. M.*, 1972, Barium at Geosecs III in the southwest Pacific, Earth and Planetary Sci. Letters, **16**, no. 1, p. 66—74.
7. *Bada J. L., Schroeder R. A.*, 1972, Racemization of isoleucine in calcareous marine sediments, kinetics and mechanism, Earth and Planetary Sci. Letters, **15**, p. 1—.11
8. *Bandy O. L.*, 1960, The geological significance of coiling ratios in the foraminifer *Globegerina pachyderma* (Ehrenberg), Jour. Paleontology, **34**, no. 4, p. 671—681.
9. *Barnes S. S.*, 1967, Minor element composition of ferromanganese nodules, Sciences, **157**, p. 63—65.
10. *Barnes S. S., Dymond J. R.*, 1967, Rates of accumulation of ferromanganese nodules, Nature, **213**, p. 1218—1219.
11. *Bé A. W. H., Tolderlund D. S.*, 1971, Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans, in *Funnel B. M., Riedel W. R.*, eds., The micropalaeontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, p. 105—149.
12. *Beall A. O., Fischer A. G.*, 1969, Sedimentology, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **1**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 521—593.
13. *Bender M. L.*, 1972, Manganese nodules, in *Fairbridge R. W.*, ed., The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences, New York, Van Nostrand Reinhold, p. 673—677.
14. *Bender M. L., Ku T. L., Broeker W. S.*, 1966, Manganese nodules, their evolution, Science, **151**, no. 3708, p. 325—328.
15. *Bender M. L., Ku T. L., Broecker W. S.*, 1970, Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules, Earth and Planetary Sci. Letters, **8**, p. 143—148.
16. *Bender M. L., Broecker W., Gornitz V., Middel V., Kay R., Scen S. S., Biscaye P.*, 1971, Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise, Earth and Planetary Sci. Letters, **12**, p. 425—433.
17. *Benson W. E., Gerrard R. D., Hay W. W.*, 1970, Summary and conclusion, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **4**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 659—673.
18. *Berger W. H.*, 1967, Foraminiferal ooze, solution at depths, Science, **156**, p. 383—385.
19. *Berger W. H.*, 1968, Planktonic foraminifera, selective solution and paleoclimatic interpretation, Deep-Sea Res., **15**, no. 1, p. 31—43.
20. *Berger W. H.*, 1970a, Biogeneous deep-sea sediments, fractionation by deep-sea circulation, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 1385—1402.
21. *Berger W. H.*, 1970b, Planktonic foraminifera, selective solution and the lisocline, Marine Geology, **8**, p. 111—138.
22. *Berger W. H.*, 1971, Sedimentation on planktonic foraminifera, Marine Geology, **11**, p. 325—358.
23. *Berger W. H.*, 1972, Deep-sea carbonates, dissolution facies and age-depth constancy, Nature, **236**, no. 5347, p. 392—395.
24. *Berger W. H.*, 1973, Cenozoic sedimentation in the eastern tropical Pacific, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 1941—1954.
25. *Berger W. H.*, 1973, Deep-sea carbonates, Pleistocene dissolution cycles, Jour. Foram. Res., **3**, no. 4, p. 187—195.
26. *Berger W. H.*, 1973c, Deep-sea carbonates, evidence for a coccolith lysocline, Deep-Sea Res., **20**, p. 917—921.
27. *Berger W. H., Gardner J. V.*, 1974, On the determination of temperatures of the Pleistocene ocean, J. Foram. Res.
28. *Berger W. H., Soutor A.*, 1970, Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 275—282.
29. *Berger W. H., von Rad U.*, 1972, Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **14**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 787—954.
30. *Berger W. H., Winterer E. L.*, 1974, Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line, in *Hsü K. J., Jenkyns H.*, eds., Pelagic sediments on land and under the sea, Spec. Publ. Internatl. Assoc. Sedimentologists.
31. *Berggren W. A.*, 1972, A Cenozoic time scale — some implications for regional geology and paleobiogeography, Lethaia, **5**, no. 1, p. 195—215.
32. *Berner R. A.*, Activity coefficients of bicarbonate, carbobate and calcium ions in sea water, Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, no. 8, p. 947—965.
33. *Berner R. A.*, 1971, Principles of chemical sedimentology, New York, McGraw-Hill, 240 p.
34. *Bezruhov P. L., Andrushchenko P. F.*, 1973, Ironmanganese concretions of the Indian Ocean, Internatl. Geol. Res., **15**, no. 3, p. 342—356.
35. *Bien G. S., Gontois D. E., Thomas W. H.*, 1959, The removal of soluble silica from fresh water entering the sea, in *Ireland H. A.*, ed., Silica in sediments, Tulska, Okla., Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., **7**, p. 20—35.
36. *Biscaye P. E.*, 1965, Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, Geol. Soc. America Bull., **76**, p. 803—832.
37. *Bischoff J. L., Sayles F. L.*, 1972, Pore fluid and mineralogical studies of recent marine sediments, Bauer depression region of East Pacific Rise, Jour. Sediment. Petrology, **42**, p. 711—724.
38. *Blackman A.*, 1966, Pleistocene stratigraphy of cores from the southeast Pacific Ocean, Ph. D. thesis, Univ. California, San Diego, 200 p.
39. *Bogoyavlenskiy A. N.*, 1967, Distribution and migration of dissolved silica in oceans, Internatl. Geol. Rev., **9**, no. 2, p. 133—153.
40. *Bonatti E.*, 1963, Zeolites in Pacific pelagic sediments Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. II, **25**, no. 8, p. 938—948.
41. *Bonatti E., Joensuu O.*, 1966, Deep-sea iron deposits from the South Pacific, Science, **154**, p. 643—645.
42. *Boström K., Peterson M. N. A.*, 1966, Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise, Econ. Geology, **61**, p. 1258—1265.
43. *Boström K., Peterson M. N. A.*, 1969, The origin of aluminum-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise, Marine Geology, **7**, p. 427—447.
44. *Bostrom K., Kraemer T., Gartner S.*, 1973, Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments, Chem. Geology, **11**, p. 123—148.
45. *Bradley W. H., Piggot C. S., Bramlette M. N., Cushman J. A., Henbest L. G., Lohman K. E., Tressler W. L., Rehder H. A., Clarke A. H., Trask P. D., Patrode H. W., Stimson J. L., Gay J. R., Edgington G., Byers H. G.*, 1942, Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland, U.S. Geol. Survey Prof. Paper **196**, p. 1—163.
46. *Bradshaw J. S.*, 1959, Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean, Contrib. Cushman Found. Foram. Res., **10**, no. 2, p. 25—64.
47. *Bramlette M. N.*, 1946, The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 212, p. 1—57.
48. *Bramlette M. N.*, 1958, Significance of coccolithophorids in calcium-carbonate deposition, Geol. Soc. America Bull., **69**, p. 121—126.
49. *Bramlette M. N.*, 1961, Pelagic sediments, in *Sears M.*, ed., Oceanography, Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., 67, p. 345—366.
50. *Bramlette M. N., Bradley W. H.*, 1942, Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores, pt. 1, Lithology and geological interpretations, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 196-A, p. 1—34.
51. *Broecker W. S.*, 1966, Absolute dating and the astronomical theory of glaciation, Science, **151**, p. 299—304.
52. *Broecker W. S.*, 1971, A kinetic model for the chemical composition of sea water, Quaternary Res., **1**, no. 2, p. 188—207.
53. *Broecker W. S.*, 1971, Calcite accumulation rates and glacial to integracial changes in oceanic mixing, in *Turekiin K. K.*, ed., The late Cenozoic glacial ages, New Haven, Conn., Yale Univ. Press, p. 239—265.
54. *Broecker W. S., Broecker S.*, 1974, Carbonate dissolution on the flank of the East Pacific Rise, Soc. Econ. Geologists and Paleontologists Spec. Paper.
55. *Broecker W. S., van Donk J.*, 1970 Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores, Rev. Geophys. and Space Phys., **8**, no. 1, p. 169—198.
56. *Broecker W. S., Turekian K. K., Heeren B. C.*, 1958, The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate, Am. Jour. Sci., **256**, p. 503—517.
57. *Broecker W. S., Ewing M., Heeren B. C.*, 1960, Evidence for an abrupt change in climate close to 11 000 years ago, Am. Jour. Sci., **258**, p. 429—440.

58. *Burckle L. H., Ewing J., Saito T., Leyden R.*, 1967, Tertiary sediment from the East Pacific Rise, Science, **157**, no. 3788, p. 537—540.
59. *Burton J. D., Liss P. L.*, 1968, Ocean budget on dissolved silicon, Nature, **220**, no. 5170, p. 905—906.
60. *Burton J. D., Liss P. S.*, 1973, Processes of supply and removal of dissolved silicon in the oceans, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, p. 1761—1773.
61. *Calvert S. E.*, 1966, Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California, Geol. Soc. America Bull., **77**, no. 6, p. 569—596.
62. *Calvert S. E.*, 1968, Silica balance in the ocean and digenesis, Nature, **2219**, p. 919—920.
63. *Calvert S. E.*, 1971, Nature of silica phases in deep sea cherts of the North Atlantic, Nature Phys. Sci., **234**, no. 50, p. 133—134.
64. *Calvert S. E.*, 1974, Deposition and diagenesis of silica in marine sediments, in *Hsü K. J., Kenkyns H.*, eds., Pelagic sediments on land and under the sea, Spec. Publ. Internatl. Assoc. Sedimentologists, **1**.
65. *Carroll D.*, 1970, Clay minerals in Arctic Ocean sea-floor sediments, Jour. Sediment. Petrology, **40**, no. 3, p. 788—854.
66. Chemical Geology, **11**, p. 109—116.
67. *Chamberlin T. C.*, 1906, On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates, Jour. Geology, **14**, p. 363—373.
68. *Chave K. E., Schmalz R. F.*, 1966, Carbonate-seawater interactions, Geochim. Cosmochim. Acta, **39**, no. 10, p. 1037—1048.
69. *Chave K. E., Suess E.*, 1967, Suspended minerals in seawater, Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. 11, **29**, p. 991—1000.
70. *Chow T. J., Mantyla A. W.*, 1965, Inorganic nutrient anions in deep ocean waters, Nature, **206**, no. 4982, p. 383—385.
71. *Cifelli R., Sachs K. N.*, 1966, Abundance relationships of planktonic foraminifera and radiolaria, Deep-Sea Res., **13**, p. 751—753.
72. *Clague D. A., Jarrard R. D.*, 1973, Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor Chain, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 1135—1154.
73. *Conolly J. R., Ewing M.*, 1965, Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores, Science, **150**, p. 1822—1824.
74. *Corliss J. B.*, 1971, The origin of metal-bearing hydrothermal solutions, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 8128—8138.
75. *Correns C. W.*, 1939, Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean, in *Trask P. D.*, ed., Recent marine sediments, Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petr. Geol., p. 373—395.
76. *Craig H., Chung Y., Fiadeiro M.*, 1972, A benthic front in the South Pacific, Earth and Planetary Sci. Letters, **16**, no. 1, p. 56—65.
77. *Croll J.*, 1875, Climate and time, London, Daldy, Isbister & Co., 577 p.
78. *Cronan D. S.*, 1972, Regional geochemistry of ferromanganese nodules in the world ocean, in *Horn D. R.*, ed., Ferromanganese deposits on the ocean floor, Washington, D. C., Natl. Sci. Found., p. 19—30.
79. *Dansgaard W., Tauber H.*, 1969, Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures, Science, **168**, p. 499—502.
80. *Dasch E. J.*, 1969, Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediment, and sedimentary rocks, Geochim. Cosmochim. Acta, **33**, 12, p. 1521—1552.
81. *Dasch E. J., Dymond J. R., Heath G. R.*, 1971, Isotopic analysis of metalliferous sediment from the East Pacific Rise, Earth and Planetary Sci. Letters, **13**, p. 175—180.
82. *Donahue J. G.*, 1967, Diatoms as indicators of Pleistocene climatic fluctuations in the Pacific sector of the southern ocean, Progr. Oceanogr., **4**, p. 133—140.
83. *Duplessy J. C., Lalou C., Vinot A. C.*, 1970, Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and paleotemperatures reassessed, Science, **168**, p. 250—251.
84. *Dymond J., Corliss J. B., Heath G. R., Field C. W., Dasch E. J., Veeh H. H.*, 1973, Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 3355—3372.
85. *Edmond J. M.*, 1971, An interpretation of the calcite spheres experiment, abstr., EOS, Trans. Am. Geophys. Union, **52**, p. 256.
86. *Edmond J. M.*, 1972, The thermodynamic description of the CO_2 system in sea water, development and current status, Proc. Roy. Soc. Edinburgh, ser. B, **72**, p. 371—380.
87. *Edmond J. M., Gieskes J. M.*, 1970, On the calculation of the degree of saturation of sea water with respect to calcium carbonate under in situ conditions, Geochim. Cosmochim. Acta, **34**, p. 1261—1291.
88. *Emiliani C.*, 1955, Pleistocene temperatures, Jour. Geology, **63**, no. 6, p. 538—578.
89. *Emiliani C.*, 1961, The temperature decrease of surface sea-water in high latitudes and abyssal-hadal water in open oceanic basins during the past 75 million years, Deep-Sea Res., **8**, p. 144—147.
90. *Emiliani C.*, 1966, Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425 000 years, Jour. Geology, **74**, no. 2, p. 109—126.
91. *Emiliani C.*, 1971, The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and the isotopic composition of glacial ice, in *Turekian K. K.*, ed., The late Cenozoic glacial ages, New Haven, Conn., Yale Univ. Press, p. 183—197.
92. *Emiliani C.*, 1972, Quaternary paleotemperatures and the duration of the high temperature intervales, Science, **178**, p. 398—400.
93. *Emiliani C., Rona E.*, 1969, Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, new analysis of absolute chronology, A reply, Science, **166**, p. 1551—1552.
94. *Emiliani C., Schackleton N. J.*, 1974, The Brunhes Epoch, idotopic paleotemperatures and geomorphology, Science, **183**, p. 511—514.
95. *Ericson D. B., Wollin G.*, 1968, Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments, Science, **162**, p. 1227—1234.
96. *Ericson D. B., Broecker W. S., Kulp J. L., Wollin G.*, 1956, Late-Pleistocene climates and deep-sea sediments, Science, **124**, no. 3218, p. 385—389.
97. *Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C.*, 1961, Atlantic deep-sea sediment cores, Geol. Soc. America Bull., **72**, no. 2, p. 193—286.
98. *Ewing M., Landisman M.*, 1961, Shape and structure of ocean basins, in *Sears M.*, ed., Oceanography, Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., **67**, p. 3—38.
99. *Fanning K. A., Pilson M. E. Q.*, 1971, Interstitial silica and pH in marine sediments, some effects of sampling procedures, Science, **173**, p. 1228—1231.
100. *Fanning K. A., Pilson M. E. Q.*, 1973, The lack of inorganic removal of dissolved silica during river-ocean mixing, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, p. 2405—2415.
101. *Fanning K. A., Schink D. R.*, 1969, Interaction of marine sediments with dissolved silica, Limnol. Oceanogr., **14**, no. 1, p. 59—68.
102. *Fischer A. G., Heezen B. C., Boyce R. E., Bukry D., Douglas R. G., Garrison R. E., Kling S. A., Krasheninnikov V., Lisitzin A. P.*, 1970, Geological history of the western north Pacific, Science, **168**, p. 1210—1214.
103. *Фомина Л. С.*, 1962, Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях юго-западной части Тихого океана, Тр. Ин-та океанологии АН СССР, **50**, № 4, 1962.
104. *Funnell B. M., Riedel W. R.*, des., 1971, The micropaleontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, 828 p.
105. *Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, 1971, Evolution of sedimentary rocks, New York, Norton, 397 p.
106. *Gartner S., Jr.*, 1970, Seafloor spreading, carbonate dissolution level, and the nature of horizon A, Science, **169**, p. 1077—1079.
107. *Gibson T. G., Towe K. G.*, 1971, Eocene volcanism and the origin of horizon A, Science, **172**, p. 152—154.
108. *Gieskes J. M.*, 1974, The alkalinity-total carbon dioxide system in seawater, in *Goldberg E. D.*, ed., The sea, **5**, New York, Wiley-Interscience.
109. *Goldberg E. D.*, 1954, Marine geochemistry, 1. Chemical scavengers of the sea, Jour. Geology, **62**, no. 3, p. 249—265.
110. *Goldberg E. D.*, 1974, The sea, **5**, New York, Wiley-Interscience.
111. *Goldberg E. D., Griffin J. J.*, 1970, The sediments of the northern Indian Ocean, Deep-Sea Res., **17**, p. 513—537.
112. *Goll R. G., Bjørklund K. R.*, 1971, Radiolaria in surface sediments of the North Atlantic Ocean, Micropaleontology, **17**, no. 4, p. 434—454.
113. *Goodell H. G., Meyland M. A., Grant B.*, 1971, Ferromanganese deposits of the south Pacific Ocean, Drake Passage, and Scotia Sea, Antarctic Res. Ser., **15**, p. 27—92.
114. *Griffin J. J., Goldberg E. D.*, 1963, Clay mineral distributions in the Pacific Ocean, in *Hill M. N.*, ed., The sea, **3**, New York, Wiley-Interscience, p. 728—741.

115. *Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D.*, 1968, The distributions of clay minerals in the world ocean, Deep-Sea Res., **15**, no. 4, p. 433—459.
116. *Grill E. V.*, 1970, A mathematical model for the marine dissolved silicate cycle, Deep-Sea Res., **17**, p. 245—266.
117. *Gripenberg S.*, 1934, A study of the sediments of the north Baltic and adjoining seas, Havsforskningsinst. Skr., **96**, p. 1—231.
118. *Hallam A.*, ed., 1967, Depth indicators in marine sedimentary environments, Marine Geology, **5**, no. 5—6, p. 329—567.
119. *Harris R. C.*, 1966, Biological buffering of oceanic silica, Nature, **212**, p. 275—276.
120. *Hart R.*, 1970, Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts, Earth and Planetary Sci. Letters, **9**, p. 269—279.
121. *Hartmann M.*, 1964, Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee, Meyniana, **14**, p. 3—20.
122. *Harvey H. W.*, 1957, The chemistry and fertility of sea waters, London, Cambridge Univ. Press, 240 p.
123. *Hay W. W.*, ed., 1974, Geologic history of the oceans, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.
124. *Hayes D. E., Pimm A. C., Beckmann J. P., Benson W. E., Berger W. H., Roth P. H., Supko P. R., von Rad. U.*, 1972, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **14**, Washington, D. C., US. Govt. Printing Office, 975 p.
125. *Hays J. D.*, 1965, Radiolaria and late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas, in Biology of the Antarctic seas II, Am. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser., **5**, p. 125—184.
126. *Hays J. D., Saito T., Opdyke N. D., Burckle L. H.*, 1969, Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific, their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 1481—1514.
127. *Heath G. R.*, 1969, Carbonate sedimentation in the abyssal Equatorial Pacific during the past 50 million years, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 689—694.
128. *Heath G. R.*, 1969, Mineralogy of Genozoic deep-sea sediments from the Equatorial Pacific Ocean, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 1997—2018.
129. *Heath G. R.*, 1973, Cherts from the eastern Pacific, Leg 16, in Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **16**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 609—613.
130. *Heath G. R.*, 1974, Dissolved silica and deep sea sediments, in *Hay W. W.*, ed., Geologic history of the oceans, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.
131. *Heath G. R., Culbeson C.*, 1970, Calcite, degree of saturation, rate of dissolution, and the compensation depth in the deep oceans, Geol. Soc. America Bull., **81**, no. 10, p. 3157—3160.
132. *Heath G. R., Dymond J.*, 1973, Interstitial silica in deep-sea sediments from the North Pacific, Geology, **1**, p. 181—184.
133. *Heath G. R., Moberly R., Jr.*, 1971, Cherts form the western Pacific, Leg 7, in Initial reports Deep Sea Drilling Project, **7**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 991—1007.
134. *Hecht A. D.*, 1973, A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages, Micropaleontology, **19**, no. 1, p. 68—77.
135. *Heezen B. C., Hollister C.*, 1964, Turbidity currents and glaciation, in *Nairn A. E. M.*, ed., Problems in paleoclimatology, New York, Wiley-Interscience, p. 99—109, 11—112.
136. *Heezen B. C., MacGregor I. D.*, Foreman H. P., Forristal G., *Hekel H., Hesse R., Hoskins R. H., Jones E. J. W., Kaneps A., Krasheninnikov V. A., Ohada H., Ruff M. H.*, 1973, Diachronous deposits, a kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific Plate, Nature, **241**, no. 5384, p. 25—32.
137. *Heim. A.*, 1878, Untersuchungen uber den Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II, Schwabe, Basel, 246 p.
138. *Hess H. H.*, 1962, History of ocean basins, in *Engel A. E. J., et al.*, eds., Petrologic studies, a volume to honor A. F.Buddington, New York, Geol. Soc. America, p. 599—620.
139. *Hill M. N.*, ed., 1963, The sea, **3**, New York, Willey-Interscience, 693 p.
140. *Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N.*, 1972, Distribution of ferromanganese deposits in the world ocean, in *Horn D. E.*, ed., Ferromanganese deposits on the ocean floor, Harriman N. Y., Arden House, p. 9—17.
141. *Hsü K. J., Andrews J. E.*, 1970, History of South Atlantic Basin, in Inital reports of the Deep Sea Drilling Project, **3**, Washington D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 464—467.
142. *Hurd D. C.*, 1972, Factors affecting solution rate of biogenic opal in sea water, Earth and Planetary Sci. Letters, **15**, no. 4, p. 411—417.
143. *Hurd D. C.*, 1973, Interactions of biogenic opal, sediment, and seawater in the central equatorial Pacific, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, p. 2257—2282.
144. *Hurley P. M., Heezen B. C., Pinson W. H., Fairbairn H. W.*, 1963, K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic, Geochim. Coamochim. Acta, 27, p. 393—399.
145. *Huxley T. H.*, 1894, Discourses — biological and geological essays, New York, Appleton — Century Crofts, 388 p.
146. *Imbrie J., Kipp N. G.*, 1971, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology, application to a late Pleistocene Caribbean core, in *Turekian K. K.*, ed., The late Cenozoic glacial ages, New Haven, Conn., Yale Univ. Press, p. 71—181.
147. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, 1968, Seismology and the new global tectonics, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 5855—5899.
148. *Jackson M. L., Levelt T. W. M., Syers J.K., Rex R.W., Clayton R.N., Sherman G. D., Nehara G.*, 1971, Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of the Hawaiian Islands, Proc. Soil Sci. Soc. America, **35**, no. 4, p. 515—525.
149. *Jacobs M. B., Hays J. D.*, 1972, Paleo-climatic events indicated by mineralogical changes in deep-sea sediment, Jour. Sediment. Petrology, **42**, no. 4, p. 889—898.
150. *Jenkyns H. C.*, 1970, Fossil manganese nodules from the west Siliaan Jurassic, Eclogae Geol. Helv., **63**, no. 3, p. 741—774.
151. *Johnson T. C.*, 1974, The dissolution of siliceous microfossils in surface sediments of the eastern tropical Pacific, Deep-Sea Res.
152. *Kanaya T., Koizumi*, 1966, Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V20-130, Studies of a deep-sea core V20-130, pt. IV, Sci. Rept. Tohoku Univ. Second Ser., **37**, p. 89—130.
153. *Kaplan I. R., Rittenberg S. C.*, 1963, Basin sedimentation and diagenesis, in *Hill M. N.*, ed., The sea, **3**, New York, Wiley-Interscience, p. 583—619.
154. *Kowsmann R.*, 1973, Coarse components in surface sediments of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific, Jour. Geology, **81**, p. 473—494.
155. *Ku T. L., Broecker W. S.*, 1969, Radiochemical studies on manganese nodules of deep-sea origin, Deep-Sea Res., **16**, p. 625—637.
156. *Kuenen P. H.*, 1950, Marine geology, New York, Wiley, 568 p.
157. *Kvenvolden K. A., Peterson E., Wehmiller J., Hare P. E.*, 1973, Racemization of amino acids in marine sediments determined by gas chromatography, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, p. 2215—2225.
158. *Lancelot Y.*, 1973, Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific, in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **17**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 377—405.
159. *LePichon X.*, 1968, Sea-floor spreading and continental drift, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 3661—3697.
160. *Lewin J. C.*, 1962, Silification, in *Lewin R. A.*, ed., Physiology and biochemistry of algae, New York, Academic Press, p. 445—455.
161. *Li Y. H., Bischoff J., Mathieu G.*, 1969, The migration of manganese in the Arctic Basin sediment, Earth and Planetary Sci. Letters, **7**, p. 265—270.
162. *Li Y. H., Takahashi T., Broecker W. S.*, 1969, Degree of saturation of $CaCO_3$ in the oceans, Jour. Geophys. Res., **74**, p. 5507—5525.
163. *Лисицын А. П.*, 1966, Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью, в сб. «Геохимия кремнезема», М., Наука.
164. *Lisitzin A. P.*, 1971, Distribution os siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments in *Funnel B. M., Riedel W. R.*, eds., The micropaleontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, p. 173—195.
165. *Lisitzin A. P.*, 1971, Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments, in *Funnell B M., Riedel W. R.*, eds., The micropaleontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, p. 197—218.
166. *Lisitzin A. P.*, 1972, Sedimentation in the world ocean, Soc. Econ. Paleontologists and

Mineralogists Spec. Publ. 17, p. 1—218.
167. *Liss P. S., Spencer C. P.*, 1970. Abiological processes in the removal of silicate from seawater, Geochim. Cosmochim. Acta, **34**, p. 1073—1088.
168. *Livingstone D. A.*, 1963, Chemical composition of rivers and lakes, U. S. Geol. Sirvey Prof. Paper 440-G, 64 p.
169. *Ljunggren P.*, 1953, Some data concerning the formation of manganiferous and ferriferous bog ores, Geol. Foren. Forth. **75**, p. 277—297.
170. *Ляхин Ю. И.*, 1968, Насыщенность карбонатом кальция вод Тихого океана, Океанология, VIII, № 1, 1968.
171. *Lynn D. C., Bonatti E.*, 1965, Mobility of manganese in the diagenesis of deep-sea sediments, Marine Geology, **3**, p. 457—474.
172. *Mackenzie F. T., Garrels R. M.*, 1965, Silicates, reactivity with sea water, Science, **150**, p. 57—58.
173. *Mackenzie F. T., Garrels R. M., Bricker O. P., Brickley F.*, 1967, Silica in sea waters, control by silica minerals, Science, **155**, no. 5768, p. 1404—1405.
174. *Manheim F. T.*, 1965, Mangenese-iron accumulation in the shallow marine environment, Rhode Island, Narragansett Marine Lab., Symp. Marine geochemistry Occas. Publ., **3**, p. 217—276.
175. *Mattson P. H., Pessagno E. A., Jr.*, 1971, Caribbean Eocene volcanism and the extent of horizon A., Science, **174**, p. 138—139.
176. *Maxwell A. E.*, ed., 1970, The sea, **4**, pts. 1, 2, New York, Wiley-Interscience, p. 664, 791.
177. *Maxwell A. E., Herzen R. P., Andrews J. E., Boyce R. E., Milow E. D., Hsu K. J., Percival S. F., Saito T.*, 1970, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **3**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, 806 p.
178. *McIntyre A.*, 1967, Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation, Sciene, **158**, p. 1314—1317.
179. *McIntyre A., McIntyre R.*, 1971, Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments, in *Funnell B. M., Riedel W. R.*, eds., The micropaleontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, p. 253—261.
180. *McIntyre A., Ruddiman W. F., Jantzen R.*, 1972, Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front, faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movement over the last 225 000 years, Deep-Sea Res., **19**, p. 61—77.
181. *McKenzie D. P., Parker R. L.*, 1967, The North Pacific an example of tectonics on a sphere, Nature, **216**, p. 1276—2180.
182. *Mehmel M.*, 1939, Application of X-ray methods to the investigation of recent sediments, in *Trask P. D.*, ed., Recent marine sediments, Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petr. Geol., 616—630.
183. *Menard H. W.*, 1964, Marine geology of the Pacific, New York, McGraw-Hill, 271 p.
184. *Menard H. W.*, 1969, Elevation and subsidence of oceanic crust, Earth and Planetary Sci. Letters, **6**, p. 275—284.
185. *Mero J. L.*, 1962, Ocean-floor manganese nodules, Econ. Geology, **57**, p. 747—767.
186. *Mero J. L.*, 1965, The mineral resources of the sea, Amsterdam, Elsevier, 312 p.
187. *Moore T. C.*, 1969, Radiolaria, change in skeletal weight and resistance to solution, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 2103—2108.
188. *Moore T. C.*, 1972, Deep Sea Drilling Project, successes, failures, proposals, Geotimes, **17**. p. 27—31.
189. *Moore T. C., Heath G. R., Kowsmann P. O.*, 1973, Biogenic sediments of the Panama Basin, Jour. Geology, **81**, no. 4, p. 458—472.
190. *Morgan W. J.*, 1968, Rises, trenches, great faults and crustal blocks, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 1959—1982.
191. *Morse J. W., Berner R. A.*, 1972, Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water, II. A kinetic origin for the lisycline, Am. Jour. Sci., **272**, no. 9, p. 840—851.
192. *Murray J., Hjort J.*, 1912, The depths of the ocean, New York, Macmillan, 821 p.
193. *Murray J., Irvine R.*, 1891, On silica and the siliceous remains of organisms in modern seas, Proc. Roy. Soc. Edinburgh, XVIII, p. 229—250.
194. *Murray J., Irvine R.*, 1894, On the manganese oxide and manganese nodules in marine deposits, Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **37**, p. 721—742.
195. *Murray J., Philippi E.*, 1908, Die grandproben der Deutsches Tiefsee Expedition, 1898—1899, Wiss. Ergeb. Deut. Tiefsee-Exped. Valdivia, **10**, p. 77—206.
196. *Murray J., Renard A. F.*, 1891, Report on deep-sea deposits based on the speciments collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876, Rept. Voyage Challenger, London, Longmans, 525 p., (reprinted, 1965; New York, Johnson Reprint Co.).
197. *Nigrini C.*, 1970, Radiolarian assemblages in the North Pacific and their application to a study of Quaternary sediments in core V20-130, Geol. Soc. America Mem., 126, p. 139—183.
198. *Olausson E.*, 1961, Remarks on some Cenozoic core sequences from the central Pacific, with a discussion of the role of coccolithophorids and foraminifera in carbonate deposition, Göteborg Kungl. Vetenskapsoch Vitterhets-Samhälles Handlingar, Sjätte Följden, ser. B, Bd. 8, no. 10, p. 1—35.
199. *Olausson E.*, 1965, Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis, Progr. Oceanography, **3**, p. 221—252.
200. *Olausson E.*, 1966, Calcareous oozes, in *Fairbridge R. W.*, ed., The encyclopedia of oceanography, New York, Van Nostrand Reinhold, p. 76—78.
201. *Olausson E.*, 1967, Climatological, geoeconomical and paleooceanographical aspects on carbonate deposition, in *Sears*, ed., Progress in oceanography, **4**, Elmsford, N. Y., Pergamon Press, p. 245—265.
202. *Opdyke N. D.*, 1972, Paleomagnetism of deep-sea cores, Rev. Geophys. and Space Phys., **10**, no. 1, p. 213—249.
203. *Opdyke N. D., Foster J. H.*, 1970, Paleomagnetism of cores from the North Pacific, Geol. Soc. America Mem., 126, p. 83, 119.
204. *Ovey D. C.*, 1950, On the interpretation of climatic variations as revealed by a study of samples from an equatorial Atlantic deep-sea core, Centenary Proc. Roy. Meteorolog. Soc., p. 211—215.
205. *Parker F. L., Berger W. H.*, 1971, Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific, Deep-Sea Res., **18**, p. 73—107.
206. *Patin S. A., Thachenko V. N.*, 1972, Biogeochemistry of thorium isotopes in the ocean, Geochemistry Internatl., **9**, no. 4, p. 697—701.
207. *Peterson M. N. A.*, 1966, Calcite, rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific, Science, **154**, p. 1542—1544.
208. *Peterson M. N. A., Goldberg E. E.*, 1962, Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments, Jour. of Geophysical Res., **67**, 9, p. 3477—3492.
209. *Peterson M. N. A., Edgar N. T., Cita M., Gartner S., Goll R., Nigrini C., von der Borch C.*, 1970, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 2′ Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, 501 p.
210. *Philippi E.*, 1910, Die Gründproben der Deutschen Sudpolar-Expedition 1901—1903, Deutsch Sudpolar Expedition, II. Geographie Geologie, p. 415—616.
211. *Phleger F. B.*, 1948, Foraminifera of a submarine core form the Caribbean Sea, Medd. Oceanogr. Inst. i Goteborg, **16**, p. 3—9.
212. *Phleger F. B., Parker F. L., Peirson J. F.*, 1953, North Atlantic foraminifera, Rept. Swedish Deep Sea Exped., **7**, p. 1—122.
213. *Pia J.*, 1933, Die Rezenten Kalksteine, Leipzig, Akademischer Verlag, 420 p.
214. *Piper D. Z.*, 1973, Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Earth and Planetary Sci. Letters, **19**, p. 75—82.
215. *Pratje O.*, 1951, Die Kieselsaureorganismen des Südatlantischen Oceans als Leitformen in den Bodenablagerungen, Deut. Hydrograph. Z., **4**, p. 1—6.
216. *Presley B. J., Brooks R. R., Kaplan I. R.*, 1967, Manganese and related elements in the interstitial water of marine sediments, Science, **158**, p. 906—910.
217. *Price N. B., Calvert S. E.*, 1970, Compositional variation in Pacific Ocean ferromanganese nodules and its relationship to sediment accumulation rates, Marine Geology, **9**, p. 145—171.
218. *Pytkowicz R. M.*, 1968, The carbon dioxide — carbonate system at high pressures in the oceans, Ann. Rev. Oceanogr. Marine Biology, **6**, p. 83—135
219. *Pytkowicz R. M., Fowler G. A.*, 1967, Solubility of foraminifera in sea water at high pressures, Geochem. Jour., **1**, p. 169—182.
220. *Radczewski O. E.*, 1939, Eolion deposits in marine sediments, in *Trask P. D.*, ed., Recent marine sediments, Tulsa, Okla., Am. Assoc. Petr. Geol., p. 496—502.
221. *Ramsay A. T. S.*, 1973, A history of organic siliceous sediments in oceans, Paleontology Spec. Paper 12, p. 199—234.

222. *Ramsay A. T. S.*, ed., 1974, Oceanic micropaleontology, в печати.
223. *Rateev M. A., Gorbunova Z. N., Lisitzin A. P., Nosov G. L.*, 1969, The distribution of clay minerals in the oceans, Sedimentology, **13**, p. 21—43.
224. *Redfield A. C., Ketchum B. H., Richards F. A.*, 1963, The influence of organisms on the composition of sea water, in *Hill M. N.*, ed., The sea, 2, New York, Wiley-Interscience, p. 26—77.
225. *Revelle R. R.*, 1944, Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the CARNEGIE on its seventh cruise, Carnegie Inst. Wash. Publ. 556, p. 1—196.
226. *Revelle R. R., Fairbridge R.*, 1957, Carbonates and carbon dioxide, Geol. Soc. America Mem. 67, no. 1, p. 239—296.
227. *Revelle R. R., Bramlette M. N., Arrhenius G., Goldberg E. D.*, 1955, Peldgic sediments of the Pacific, Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 221—236.
228. *Rex R. W., Goldberg E. D.*, 1958, Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean, Tellus, **X**, no. 1, p. 153—159.
229. *Rex R. W., Syers J. K., Jackson M. L., Clayton R. N.*, 1969, Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments, Science, **163**, p. 277—279.
230. *Riedel W. R.*, 1959, Siliceous organic remains in pelagic sediments, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., **7**, p. 80—91.
231. *Riedel W. R.*, 1963, The preserved record, paleontologoy of pelagic sediments, in *Hill M. N.*, ed., The sea, **3**, New York, Wiley-Interscience, p. 866—887.
232. *Riedel W. R.*, 1967, Radiolaria evidence consistent with spreading of the Pacific floor, Science, 157, p. 540—542.
233. *Riedel W. R.*, 1971, The occurrence of pre-Quaternary radiolaria in deep-sea sediments, in *Funnell B. M., Riedel W. R.*, eds., The micropaleontology of oceans, London, Cambridge Univ. Press, p. 567—594.
234. *Riedel W. R., Funnell B. M.*, 1964, Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean Floor, Geol. Soc. London Quart. Jour., **120**, p. 305—368.
235. *Riley J. P., Chester R.*, eds., 1974, Treatise on chemical oceanography, **3**, New York, Academic Press.
236. *Riley J. P., Skirrow G.*, eds., 1965, Chemical oceanography, 2, New York, Academic Press, 508 p.
237. *Rona E., Emiliani C.*, 1969, Absolute dating of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, Science, **163**, p. 66—68.
238. *Rosholt J. N., Emiliani C., Geiss J., Koczy F. F., Wangersky P. J.*, 1961, Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231}/Th^{230} method, Jour. Geology, **69**, p. 162—185.
239. *Roth P. H., Berger W. H.*, 1974, Comparison of dissolution patterns in coccoliths and foraminifera, Cushman Found, Foram. Res. Spec. Publ.
240. *Ruddiman W. F.*, 1971, Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic, stratigraphy and faunal paleoclimatology, Geol. Soc. America Bull., **82**, p. 283—302.
241. *Ruddiman W. F., Heezen B. C.*, 1967, Differential solution of planktonic foraminifera, Deep-Sea, **14**, p. 801—808.
242. *Ruddiman W. F., McIntyre A.*, 1973, Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic, Quaternary Res, **3**, p. 117—130.
243. *Runcorn S. K.*, 1956, Paleomagnetic comparisons between Europe and North America, Proc. Geol. Assoc. Can., **8**, p. 77—85.
244. *Sackett W. M.*, 1966, Manganese nodules, thorium-230/protactinium-231 ratios, Science, **154**, p. 646—647.
245. *Schneiderman N.*, 1973, Deposition of coccoliths in the compensation zone of the Atlantic Ocean, in *Smith L. A., Hardenbol J.* eds., Proceeding of symposium on calcareous nannofossils, Houston, Texas, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, p. 140—151.
246. *Schott W.*, 1935, Die Foraminiferen in dem aquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans, Deut. Atl. Exped. Meteor, 1925—1927, **3**, no. 3. p. 43—134.
247. *Schrader H. J.*, 1972, Kieselsaure-Skelette in Sedimenten des iberomarokkanischen Kontinentalrandes und angrenzender Tiefsee-Ebenen, Meteor-Forsch. Ergebuisse, Reihe, C., no. 8, p. 10—36.
248. *Schutz D. F., Turekian K. K.*, 1965, The inverstigation of the geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water using neutron activation analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, p. 259—313.
249. *Schwarzbach M.*, 1961, Das Klima der Vorzeit, Stuttgart, Ferdinand Enke, 275 p.
250. *Sclater J. G., Francheteau J.*, 1970, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, Geophys. Jour., **20**, p. 509—542.
251. *Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L.*, 1971, Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific, Jour. Geophys. Res., **76**, no. 32, p. 7888—7915.
252. *Sears M.*, ed., Oceanography, Washington, D. C., Am. Assoc. Adv. Sci. Publ. **67**, 654 p.
253. *Seibold E.*, 1970, Nebenmeere im humiden und ariden Klimabereich, Geol. Rundschau, **60**, no. 1, p. 73—105.
254. *Shackleton N.*, 1967, Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperature reassessed, Nature, **215**, no. 5096, p. 15—17.
255. *Shackleton N., Opdyke N. D.*, 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238, oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale, Quaternary Res., **3**, p. 39—55.
256. *Shepard F. P.*, 1973, Submarine geology, 3rd. ed., New York, Harper & Row, 517 p.
257. *Siever R.*, 1968, Sedimentological consequences of a steady-state ocean-atmosphere, Sedimentology, **11**, p. 5—29.
258. *Siever R., Woodford N.*, 1973, Sorption of silica by clay minerals, Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, p. 1851—1880.
259. *Sillén L. G.*, 1967, The ocean as a chemical system, Science, **156**, no. 3779. p, 1189—1197.
260. *Скорнякова Н. С.*, 1964, Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана, Литология и полезные ископаемые, № 5, 3—20.
261. *Smith S. V., Dygas J. A., Chave K. E.*, 1968, Distribution of calcium carbonate in pelagic sediments, Marine Geology, **6**, p. 391—400.
262. *Spencer D. W.*, 1972, Geosecs II, the 1970 North Atlantic station, hydrographic features, oxygen and nutrients, Earth and Planetary Sci. Letters, **16**, no. 1, p. 91—102.
263. *Somayajulu B. L. K.*, 1967, Beryllium-10 in a manganese nodules, Science, **156**, p. 1219—1220.
264. *Somayajulu B. L. K., Heath G. R., Moore T. C., Jr., Cronan D. S.*, 1971, Rates of accumulation of manganese nodules and associated sediment from the equatorial Pacific, Geochim. Cosmochim. Acta, **35**, p. 621—624.
265. *Stanley D. J.*, ed., 1973, The Mediterranean Sea, a natural sedimentation laboratory, Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross, 765 p.
266. *Stafansson U.*, 1966, Influence of the Surtsey Eruption on the nutrient content of the surrounding seawater, Jour. Marine Res., **24**, no. 2, p. 241—268.
267. *Stumm W., Morgan J. J.*, 1970, Aquatic chemistry, an introduction emphasizing chemical equilibria in naural waters, New York, Wiley-Interscience, 583 p.
268. *Taylor F. B.*, 1910, Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan, Geol. Soc. America Bull., **21**, p. 179—226.
269. *Thiede*, 1971, Planktonische Foraminiferen in Sedimenten vom iberomarokkanischen Kontinentalrand, Forsch.-Ergebnisse, C, 7, p. 15—102.
270. *Thiede J.*, 1973, Planktonic foraminefera in hemipelagic sediments, shell preservation off Portugal and Morocco, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2749—2754.
271. *Turekian K. K.*, 1965, Some aspects of the geochemistry of marine sediments, in *Riley J. P., Skirrow G.*, eds., Chemical oceanography, 2, New York, Academic Press, p. 81—126.
272. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.*, 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust, Geol. Soc. America Bull., 72, p. 175—192.
273. *Turner R. R., Harris R. C.*, 1970, The distribution of non-detrial iron and manganese in two cores from the Kara Sea, Deep-Sea Res., **17**, p. 633—636.
274. *Van Andel T. H., Heath G. R.*, 1973, Geological results of Leg 16, the Central Equatorial Pacific west of the East Pacific Rise, in Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **16**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 937—949.
275. *Van Andel T. H., Komar P. D.*, 1969, Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 1163—1190.
276. *Van Andel T. H., Moore T. C., Jr.*, 1974, Cenozoic calcium carbonate distribution and calcite compensation depth in the Central Equatorial Pacific Ocean, Geology, **1**, p. 87—92.

277. *Vine F. J.*, 1966, Spreading of the ocean floor, new evidence, Science, **154**, no. 3755, p. 1405—1415.
278. *Vine F. J., Matthews D. H.*, 1963, Magnetic anomalies over ocean ridges, Nature, 199, p. 947—949.
279. *Von Rad U., Rosch H.*, 1972, Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates, in Leg 14 sediments, in Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **14**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 727—751.
280. *Walker R. G.*, 1973, Mopping up the turbidite mess, in *Ginsburg R. N.*, ed., Evolving concepts in de sedimentology, Baltimore, Johns Hopkins Press, p. 1—37.
281. *Wallace A. R.*, 1895, Island Lift, London, Macmillan and Co., 563 p.
282. *Wathins N. D.*, 1972, Review of the development of the geomagnetic polarity time scale and discussion of prospects for the its finer definition, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 551—574.
283. *Wattenberg H.*, 1935, Kalkauflösung und Wasserbewegung am Meeresboden, Ann. Hydr. Marit. Meteorology, **63**, p. 387—391.
284. *Wegener A.*, 1966, The origin of continents and oceans, Engl., Tranl., Biram, J., 1929, New York, Dover.
285. *Wilson J. T.*, 1965, A new class of faults and their bearing upon continental drift, Nature, **207**, p. 343—347.
286. *Windom H. L.*, 1969, Atmospheric dust records in permanent snowfields, implications to marine sedimentation, Geol. Soc. America Bull., **80**, p. 761—782.
287. *Winterer E. L.*, 1971, History of the Pacific Ocean Basin, abstr., Geol. Soc. America, 7, no. 3, p. 754.
288. *Winterer E. L.*, 1973, Sedimentary facies and plate tectonics of Equatorial Pacific, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**, no. 2, p. 265—282.
289. *Winterer E. L., Ewing J. I., Douglas R. G., Jarrard R. D., Lancelot Y., Moberly R. M., Moore T. C., Roth P. H., Schlanger S. O.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **17**, Washington, D. D., U. S. Govt. Printing Office, 930 p.
290. *Wise S. W., Buie B. F., Weaver F. M.*, 1972, Chemically precipitated sedimentary cristobalite and the origin of chert, Eclogae Geol. Helv., **65**, no. 1, p. 157—163.
291. *Wollast R.*, 1974, The silica problem, in *Goldberg E. D.*, ed., The sea, 5, New York, Wiley-Interscience.
292. *Wollast R., Mackenzie F. T., Bricker O. P.*, 1968, Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions, Am. Mineralogist, **53**, p. 1645—1662.
293. *Yount J., Berger W. H.*, 1974, Modelling of differential dissolution of planktonic foraminifera, Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.

Акустическая стратиграфия глубоководных частей океанов

Н. Эдгар

Введение

Со времени опубликования результатов первого успешного непрерывного сейсмопрофилирования (МОВ) в море [3] наше понимание распределения осадков и осадочных процессов в океанах значительно продвинулось вперед. Сочетание отбора колонок поршневыми трубками и сейсмопрофилирования является эффективным средством изучения морской геологии; профилограф регистрирует выходы более древних осадков, которые можно опробовать, а поднятые пробы осадков можно использовать для выяснения природы отражающих горизонтов [4, 5]. Однако обнаружение и опробование древних осадков данным способом носило случайный характер, и систематическое изучение акустических горизонтов и интервалов должно было ждать эры глубоководного океанского бурения.

Результаты сейсмопрофилирования были источником ключевой информации при разработке программы бурения для отдельных районов в рамках Проекта глубоководного бурения. В свою очередь результаты бурения увеличили ценность сейсмопрофилирования, сделали его более значащим и обеспечили возможность компетентной интерпретации на региональной основе. В настоящей работе акцент будет сделан на основных отражающих горизонтах, которые играют ведущую роль в акустической стратиграфии Северной Атлантики и северной части Тихого океана.

Акустическая стратиграфия глубоководных осадков началась с обнаружения обширного по площади поддонного отражающего горизонта в западной части Северной Атлантики, названного горизонтом A [4]. Наиболее глубокий из отражающих горизонтов с характерным расчлененным рельефом называется акустическим фундаментом. Этот горизонт, который считается базальтовым, близ континентальных окраин становится относительно ровным, что дает основание предположить, что он состоит, по крайней мере частично, из литифицированных осадков. По мере развития техники сейсмопрофилирования МОВ были обнаружены и другие отражающие горизонты между горизонтом A и фундаментом, такие, как A^* [2] и β [11]. Сходные отражающие горизонты в Тихом океане и Карибском море были названы соответственно A', B' и A'', B''.

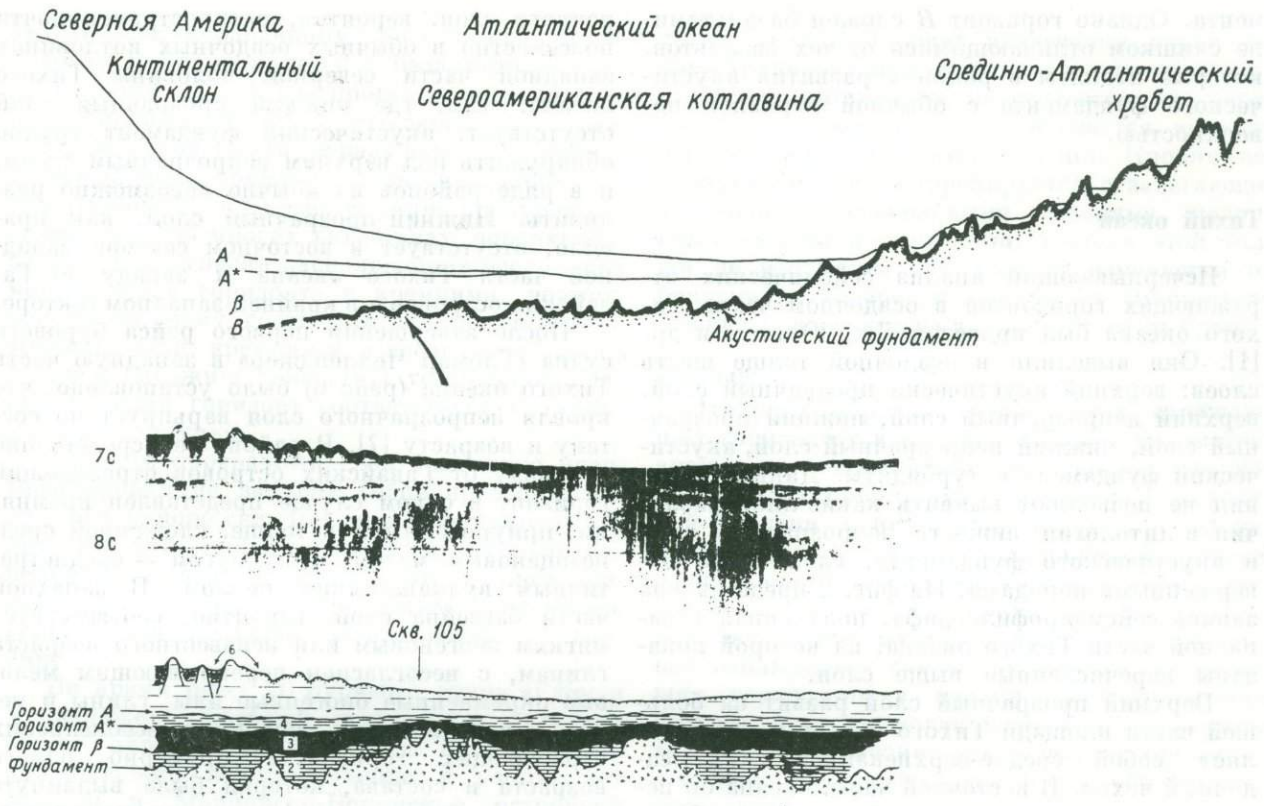
Северная Атлантика

Акустическая стратиграфия Северной Атлантики лучше всего изучена в ее западной части — в Североамериканской котловине. На фиг. 1 показаны основные отражающие горизонты Западной Атлантики, запись сейсмопрофилографа с этими горизонтами и литологический разрез, соответствующий этому профилю, построенный по данным рейса 11 Проекта глубоководного бурения.

Горизонт A явился первоочередным объектом бурения в ранних рейсах бурового судна «Гломар Челленджер» в рамках Проекта глубоководного бурения («Джоидес»). После завершения трех рейсов в западной части Северной Атлантики (рейс 1 — [6], рейс 2 — [10], рейс 11 — [9]) природа отражающих горизонтов стала очевидной. Ранние результаты бурения (рейсы 1 и 2) показали, что горизонт A соответствует интервалу развития нижне-среднеэоценовых кремней; однако данные сейсмопрофилирования в рейсе 11 продемонстрировали, что горизонт A хорошо выражен даже в тех случаях, когда кремней немного или они отсутствуют. При этом отражающий горизонт может соответствовать скачку акустического импеданса, ассоциирующемуся с раннетретичным перерывом, расположенным в осадочном чехле стратиграфически ниже уровня развития кремней.

Кремни в глубоководном ложе встречаются почти во всех типах осадков (радиоляриевом иле, коричневой глине или карбонатных осадках), однако результаты бурения рейса 1 указывают, что предпочтительному окремнению подверглись турбидиты. Кремни были встречены в эоценовых (?) осадках в восточной части Северной Атлантики, а также на поднятиях Сьерра-Леоне и Риу-Гранди в Южной Атлантике.

Горизонт A может быть прослежен под нижним континентальным подножием в виде довольно горизонтального рефлектора. Учитывая, что среднемиоценовые отложения в скв. 105 и 106 были встречены в интервале 50 м от горизонта A, Юинг и Холлистер [2] указали, что большая часть нижнего континентального подножия сформировалась после раннего миоцена. Было ли континентальное подножие



ФИГ. 1. Профили через западную часть Атлантического океана.

Главные отражающие слои акустических волн (верх); типичный сейсмический профиль (центр); литологический профиль по данным глубоководного бурения (низ). *Разрез осадочной толщи вблизи скв. 105*: *1* — базальты; *2* — верхнеюрские и неокомские известняки; *3* — черные глины мелового возраста; *4* — верхнемеловые — нижнетретичные пестрые глины; *5* — третичные гемипелагические илы; *6* — плейстоценовые пески и глины

западнее скв. 106 сформировано до раннего миоцена, нельзя утверждать определенно, однако Юинг и Холлистер [2] отмечают, что к западу от скв. 105 горизонт *A* перекрывается еще одним пластом, что, возможно, указывает на увеличение мощности верхнеэоценовых — нижнемиоценовых слоев по направлению к континентальному склону.

По результатам бурения в рейсе 11 ниже горизонта *A* был идентифицирован другой отражающий горизонт, названный горизонтом *A** [2]. Он соответствует контакту между металлоносными глинами предположительно раннетретичного возраста и подстилающими черными глинами эвксинского типа. Металлоносные глины представляется возможным закартировать путем прослеживания горизонтов *A* и *A** в западной части Северной Атлантики, однако для того, чтобы подобную региональную интерпретацию произвести с уверенностью, необходим дополнительный объем бурения.

В интервале между горизонтами *A** и β черные эвксинские глины подстилают вулканические глины в большинстве пробуренных скважин. Там, где вулканические глины отсутствуют, горизонт *A* может соответствовать кровле черных глин.

Горизонт β соответствует подошве черных глин, которые перекрывают известняки верхней юры — неокома [2]. В более ранней интерпретации [6], основанной на результатах бурения в рейсе 1, предполагалось, что горизонт β соответствует среднесеноманскому несогласию; однако более поздние исследования в районе скважин и результаты бурения в рейсе 11 позволили отождествить этот горизонт с базальной толщей юрско-меловых известняков.

Акустически стратифицированная часть разреза между горизонтами β и *B* в большинстве районов, хотя и не везде, согласно залегает на горизонте *B*.

Ровная поверхность горизонта *B* давала возможность предположить, что он может быть представлен осадочными породами, а не базальтами, обычно ассоциирующимися с неровной поверхностью акустического фунда-

мента. Однако горизонт *B* сложен базальтами, не слишком отличающимися от тех базальтов, которые подняты в районах развития акустического фундамента с обычной неровной поверхностью.

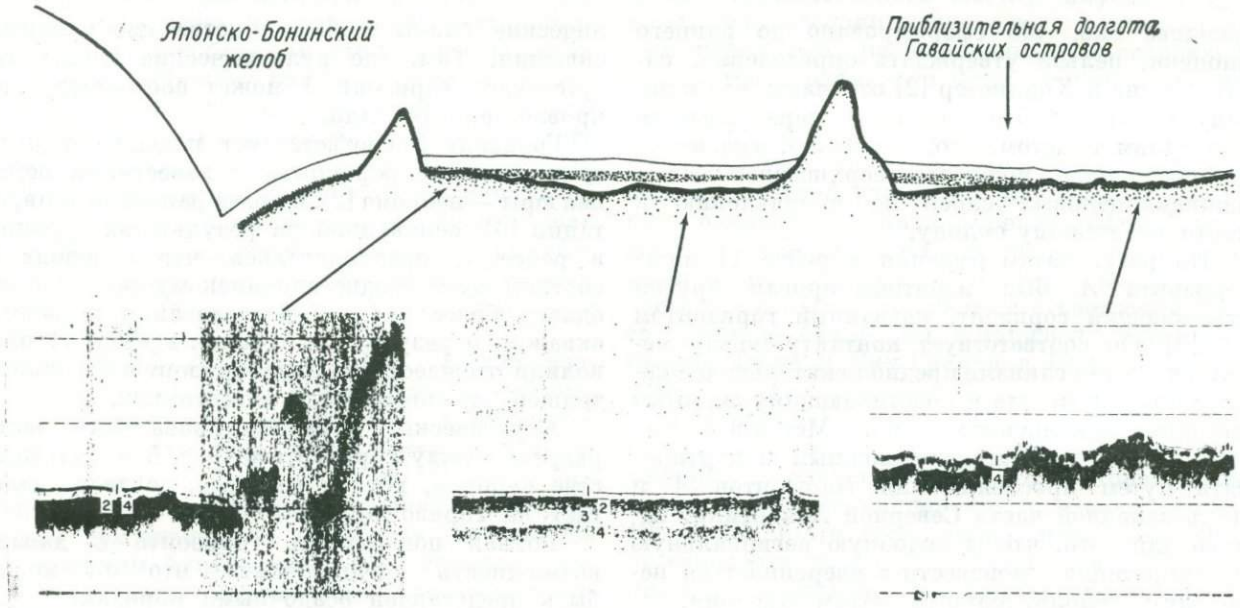
Тихий океан

Исчерпывающий анализ сейсмических отражающих горизонтов в осадочном чехле Тихого океана был проведен Дж. Юингом и др. [1]. Они выделили в осадочной толще шесть слоев: верхний акустически прозрачный слой, верхний непрозрачный слой, нижний прозрачный слой, нижний непрозрачный слой, акустический фундамент и турбидиты. Данные бурения не позволяют выявить какие-либо различия в литологии нижнего непрозрачного слоя и акустического фундамента, сложенного изверженными породами. На фиг. 2 представлена запись сейсмопрофилографа, полученная в западной части Тихого океана, на которой показаны перечисленные выше слои.

Верхний прозрачный слой развит на большей части площади Тихого океана и представляет собой средне-верхнекайнозойский осадочный чехол. В восточной части океана он перекрывает акустический фундамент; более древние и глубокозалегающие слои найдены к западу от Гавайских островов. Верхний непрозрачный слой в отличие от нижнего прозрачного слоя, вероятно, распространен почти повсеместно в обычных осадочных котловинах западной части северной половины Тихого океана. Там, где нижний прозрачный слой отсутствует, акустический фундамент трудно обнаружить под верхним непрозрачным слоем, и в ряде районов их обычно невозможно различить. Нижний прозрачный слой, как правило, отсутствует в восточном секторе западной части Тихого океана к западу от Гавайских островов и в крайнем западном секторе.

После завершения первого рейса бурового судна «Гломар Челленджер» в западную часть Тихого океана (рейс 6) было установлено, что кровля непрозрачного слоя варьирует по составу и возрасту [7]. В районе непосредственно к западу от Гавайских островов отражающий горизонт в одном случае представлен кремнями, приуроченными к толще, сложенной среднеэоценовым мелом, а в другом — среднетретичным вулканическим пеплом. В западной части бассейна слой, вероятно, соответствует мягким неогеновым или неизвестного возраста глинам, с несогласием перекрывающим меловые окремненные биогенные илы, глины и пепел. Очевидно, что концепция всеокеанских отражающих горизонтов примерно одного возраста и состава, которая была выдвинута в начале бурения в Атлантическом океане, поставлена под сомнение.

В следующем, рейсе 7 [13] было установлено, что радиоляриевый ил соответствует верхнему



ФИГ. 2. Записи сейсмопрофилографа, на которых видна осадочная толща.
Северная часть Тихого океана.

акустически прозрачному слою, а кровля горизонта *B* коррелируется с базальтом.

В рейсе 17 [12] в процессе интенсивного разбуривания области к юго-западу от Гавайских островов были обнаружены среднеэоценовые кремни приблизительно на уровне непрозрачного слоя во всех успешно пробуренных скважинах. Во многих скважинах поверхность главного несогласия расположена в нескольких метрах ниже горизонта с кремнями, поэтому непонятно, чему соответствует кровля непрозрачного слоя: кремням или несогласию? Лишь в одной скважине (скв. 167) установлено, что отражающий горизонт соответствует кремням, а не несогласию.

Нижний прозрачный слой был четко идентифицирован на записях сейсмопрофилографа только в районе скв. 169, при этом природа его акустической «прозрачности» по данным бурения не выяснена. Исследователи предположили, что она обусловлена немногочисленными горизонтами кремней, залегающими на глубине.

Во время рейса 20 бурового судна «Гломар Челленджер», который проходил в западной части Тихого океана [8], была пробурена серия скважин непосредственно к востоку от Японии и Марианско-Бонинской островной дуги. Низкий процент извлечения керна делает трудным идентификацию и описание акустических интервалов, но считается, что верхний прозрачный слой протягивается вниз до верхнемеловых цеолитовых глин. Кровля непрозрачной зоны коррелируется с залегающими ниже верхнемеловыми кремнями, мелом, известняками и мергелями. Кровля этой толщи не изохронна. Ее возраст изменяется от баррема на севере (к востоку от Японии) до позднего палеоцена на юге (к востоку от Гуама).

Выводы

Природа морских сейсмических отражающих горизонтов в Атлантическом и Тихом океанах может изменяться на относительно коротком расстоянии, кроме того, они в различной степени меняют свой возраст. Следовательно, утверждения о выдержанной природе даже основных отражающих горизонтов в масштабе всего океана (с точки зрения возраста или литологии) защищать трудно. Тем не менее наблюдается связь акустически отражающих горизонтов с низами среднетретичного разреза, где они могли возникнуть в результате как окремнения, так и других процессов литификации, а также вследствие образования несогласий.

Список литературы

1. *Ewing J. I., Ewing M., Aitken T., Ludwig W.*, 1968, North Pacific sediment layers measured by seismic profiling, in The crust and upper mantle of the Pacific Area, Geophys. Monogr. 12, Washington, D. C., American Geophysical Union, p. 147—173.
2. *Ewing J. I., Hollister C. D.*, 1972, Regional aspects of deep sea drilling in the western North Atlantic, in *Hollister C. D. et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XI, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 951—973.
3. *Ewing J. I., Tirey G. B.*, 1961, Seismic profiler, Journ. Geophys. Res., **66**, p. 2917—2927.
4. *Ewing J. I., Worzel J. L., Ewing M., Windisch C. C.*, 1966, Ages of horizon A and oldest Atlantic sediments, Science, **154**, p. 1125—1132.
5. *Ewing M., Saito T., Ewing J., Burckle L.*, 1966, Lower Cretaceous sediments from the nortwest Pacific, Science, **152**, p. 751—755.
6. *Ewing M., Worzel J. L. et al.*, 1969, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, I, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 672 p.
7. *Fischer A. G., Heezen B. C. et al.*, 1971, Initial reports of the Deep Sea Driling Project, VI, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, 1330 p.
8. *Heezen B. C., MacGregor Ian D., et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XX, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, 1330 p.
9. *Hollister C. D., Ewing J. I., et al.*, 1972, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XI, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1078 p.
10. *Peterson M. N. A., Edgar N. T. et al.*, 1970, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, II, Washington, D.C.,U. S. Govt. Printing Office, 492 p.
11. *Windisch C. C., Leyden R. J., Worzel J. L., Saito T., Ewing J. I.*, 1968, Investigation of horizon β, Science, **162**, p. 1473—1479.
12. *Windisch C. C., Ewing J. I. et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVII, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 930 p.
13. *Winterer E. L., Riedel W. R. et al.*, 1971, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, VII, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1758 p.

V. ДЕФОРМАЦИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

Модель внутреннего склона глубоководного желоба

Д. Р. Сили, П. Р. Вейль, Дж. Дж. Уолтон

Введение

Новые данные свидетельствуют в пользу поддвигания океанической литосферы и позволяют создать модель внутренних склонов[1] глубоководного желоба. Результаты магнитных съемок, изучения землетрясений и глубинных сейсмических исследований МОВ в сочетании с данными глубоководного бурения по программе ДЖОИДЕС, драгирования и отбора колонок не оставляют сомнений в том, что надвиги и складки являются главными структурами на континентальных склонах глубоководных желобов; в соответствии с теорией тектоники плит они связываются с поддвигом океанической плиты под континенты или островные дуги. Сейсмические данные и магнитные аномалии свидетельствуют о продолжении океанической плиты под прибрежный склон глубоководного желоба. Эти сейсмические данные свидетельствуют также о структурной разобщенности между океанической плитой и вышележащими осадками, обусловленной надвиганием и (или) складкообразованием. Существование связанных с этими процессами поднятий осадков внутреннего склона подтверждается палеобатиметрическими исследованиями и исследованиями уплотнения осадков на склонах некоторых глубоководных желобов, а также поверхностными движениями, вызванными современными землетрясениями.

Эта относительно простая общая картина представляет собой модель устройства внутренних склонов глубоководных желобов в определенный момент и может существенно усложниться при изменении геологических условий с течением времени. Модель можно использовать для объяснения объемов осадков в желобах, скорости аккреции континента, развития веерообразных структур, условий отложения осадков, ожидаемых под внутренними склонами глубоководных желобов, и диапиризма в этих осадках.

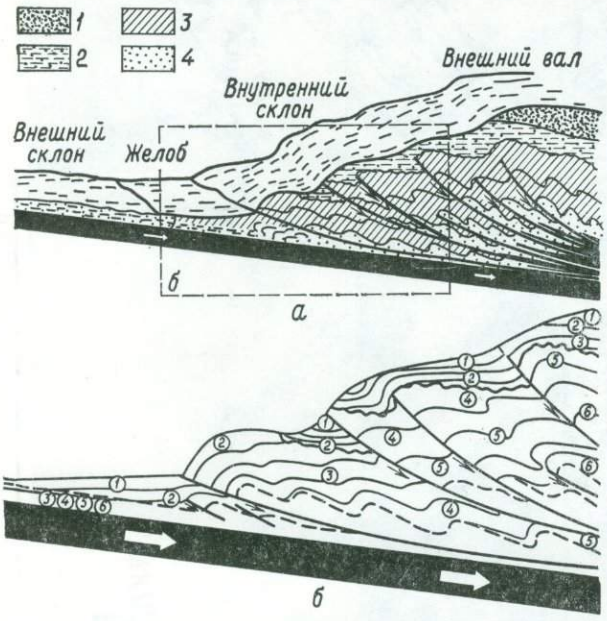
Аккреция проявляется в результате развития этой модели во времени. Склон глубоководного желоба наращивается вовне, тогда как позади него образования предшествующих, более древних склонов желоба сначала погружаются, а затем, будучи присоединены к континенту плутоническим поясом, поднимаются.

Предшествующие интерпретации и новые данные

Новые данные дают возможность проверить отличающиеся друг от друга современные представления об устройстве внутренних склонов глубоководных желобов и позволяют разработать их более детальную модель, обеспе-

ФИГ. 1. Основные структуры преддугового региона. Вертикальный масштаб увеличен в пять раз.

[1] То же, что и прибрежные борта. — *Прим. перев.*



ФИГ. 2. Модель внутреннего склона желоба.

Вертикальный масштаб увеличен в три раза. *а* — распределение фаций (в порядке увеличения возраста): *1* — шельфа, *2* — склона, *3* — желоба, *4* — абиссальной равнины. *б* — хроностратиграфия. Последовательность номеров — от самых молодых к самым древним отложениям. Пунктирной линией показана граница между турбидитами желоба и осадками абиссальной равнины [25]. Места выклинивания турбидитов желоба на этой границе в надвинутых пластинах характеризуют положение внешних краев более древних желобов.

чивая тем самым дальнейшее проникновение в сущность процессов субдукции. До недавнего времени большинство опубликованных сейсмограмм, полученных в океанических желобах и прилегающих районах, относилось к небольшим глубинам и характеризовалось высокой разрешающей способностью. Сейчас стали появляться данные глубинных сейсмических исследований МОВ в этой зоне, а также данные об аномальном магнитном поле, землетрясениях и образцах пород, извлеченных из редкой сети глубоководных буровых скважин или поднятых с помощью драг и трубок.

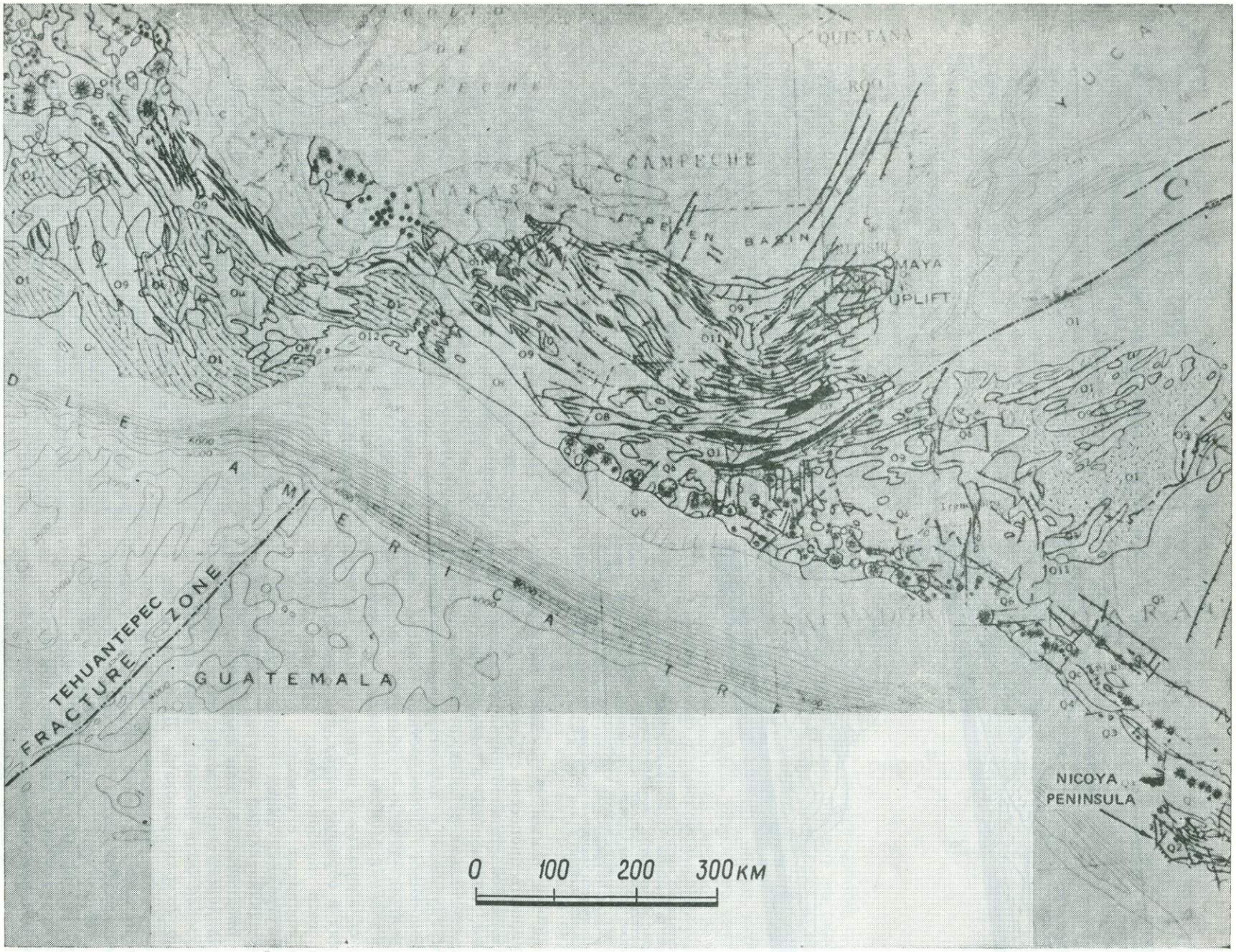
Внутренний склон глубоководного желоба представляет собой одну из основных структур океанической, или преддуговой, стороны вулканических дуг (фиг.1). Другие структуры комплекса были выделены Каригом [14] и подробно охарактеризованы Дикинсоном [6, 7]. К их числу относятся преддуговой бассейн, или комплекс бассейна; внешний вал (перегиб склона глубоководного желоба, по Дикинсону [7]), образующий либо внешнюю дугу, или структурный выступ, обычно на краю шельфа, либо террасу на континентальном склоне; наружный, или океанский, склон желоба. Местами наружный склон глубоководного желоба отделен от абиссальной равнины невысоким подводным хребтом.

В предшествующих интерпретациях тектоники окраин глубоководных желобов использовались элементы двух альтернативных концепций устройства внутренних склонов глубоководных желобов. Согласно одной из них, внутренний склон глубоководного желоба подстилается обрушивавшимися по нормальным сбросам блоками, а поддвига океанической плиты не происходит. Согласно другой, внутренний склон глубоководного желоба подстилается надвигами, складками и (или) меланжем, т. е. структурами сжатия, возникшими при поддвиге [29, 6, 7]. Разрешение этого противоречия имеет принципиальное значение как для сторонников, так и для противников современной теории тектоники плит. В этой статье приводится интерпретация новейших данных, которые впервые были представлены на Пензозской конференции по континентальным окраинам в декабре 1972 г. Она демонстрирует поддвиг океанической плиты и представляет основу для создания модели строения внутреннего склона глубоководного желоба (фиг. 2).

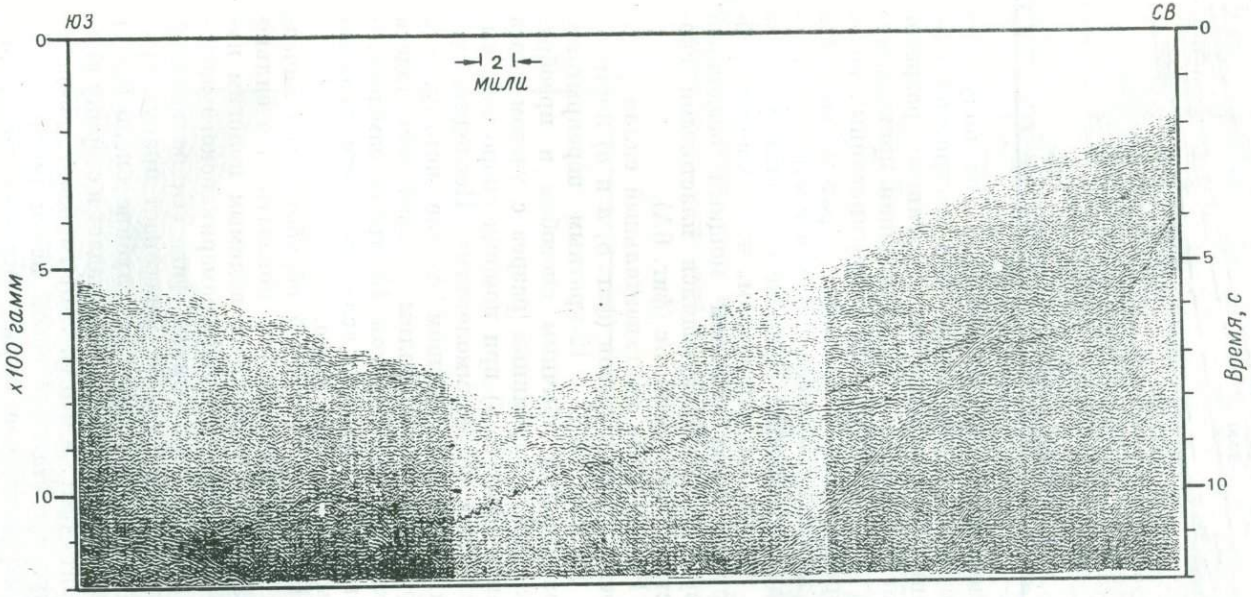
Обработка и интерпретация сейсмических материалов

При первом взгляде на временные сейсмические разрезы, по данным МОВ, через внутренние склоны многих глубоководных желобов (например, Центральноамериканский желоб, фиг. 3) часто создается впечатление, что разрез состоит из неподдающейся расшифровке массы дифрагированных волн (фиг. 4); поэтому при интерпретации материалов исследований небольшой глубинности обычно помещали «акустический фундамент» вблизи дна океана. При сейсмических исследованиях МОВ на глубинах, соответствующих внутреннему склону глубоководного желоба, генерируется больше дифрагированных волн от встречающихся здесь сбросов и складок, чем на меньших глубинах. Современные машинные методы обработки сейсмических данных позволяют расшифровать сложную волновую картину и устранить искажения в скоростях, создающие, например, ложное впечатление о наклоне отражающих границ в сторону океана, которое вызвано присутствием низкоскоростного клинообразного водного слоя над склоном.

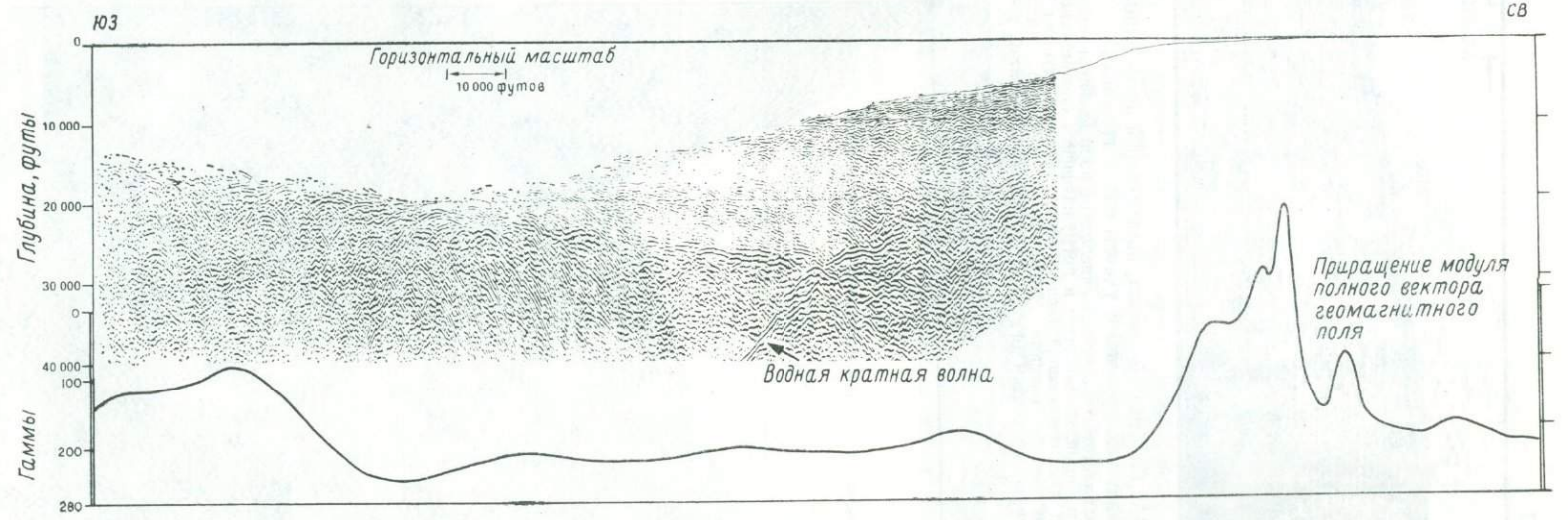
На фиг. 4 приведены данные сейсмических исследований по методу общей глубинной точки (ОГТ) с 12-кратным перекрытием и с про-



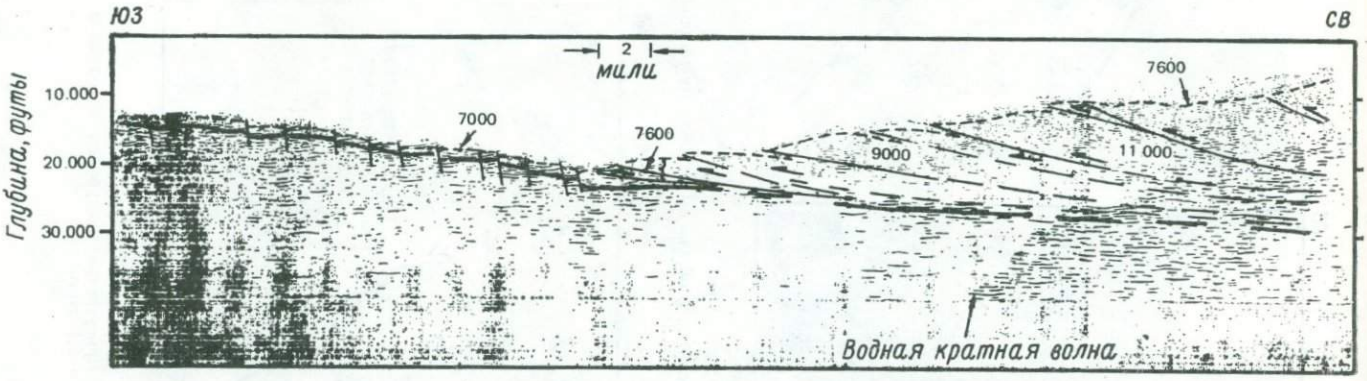
ФИГ. 3. Тектоническая карта северной части Центральной Америки.
(Из тектонической карты Северной Америки [15].) Изобаты в метрах.



ФИГ. 4. Сейсмический временной разрез через Центральноамериканский желоб у побережья Гватемалы.
Магнитный профиль показан темной линией. Расчетные глубины магнитного фундамента, пересчитанные во временной масштаб, изображены белыми пятнышками.

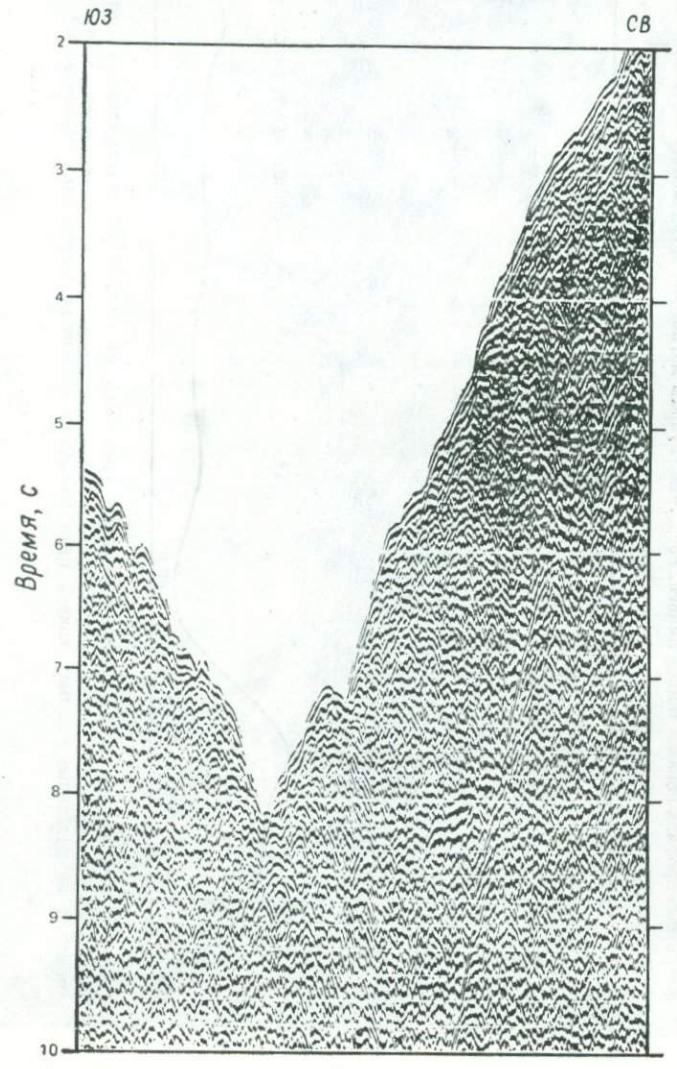


ФИГ. 5. Сейсмический глубинный разрез, построенный по фиг. 4 (с учетом сноса границ).
Магнитный профиль после исключения нормального градиента продолжен в сторону суши, чтобы проиллюстрировать присутствие неглубоких источников аномалий на отдельных участках вблизи края шельфа у побережья Гватемалы. Вертикальный масштаб увеличен в 1,5 раза.



ФИГ. 6А. Глубинный разрез, построенный по методике фиксированных уровней с учетом сноса границы.

Показаны пластовые скорости, вычисленные по дифрагированным волнам, и нормальные сбросы в погружающейся океанической плите на внешнем склоне желоба (аналогичная ситуация в Японском желобе описана Людвигом и др. [19]). Числа соответствуют скоростям (фут/с). Вертикальный масштаб увеличен в 1,5 раза.

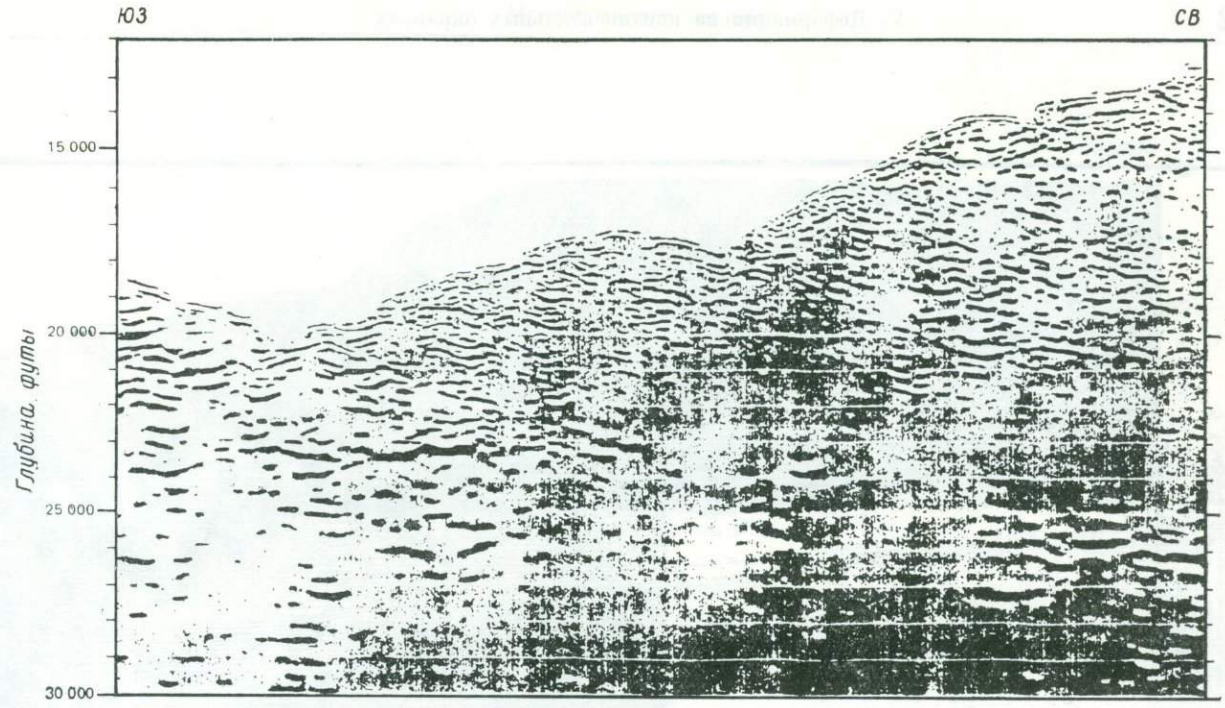


должительностью записи 12 с. Для получения скоростей, необходимых при построении смещенных и несмещенных глубинных разрезов (фиг. 5, 6А, 6Б и 7А), вычисления проводились по каждой огибающей дифрагированных волн. Определенные указанным образом скорости не только использовались для построения глубинных разрезов, но, кроме того, были разбиты на группы по интервалам, что позволило обнаружить под склоном мощный осадочный разрез, характеризующийся пластовыми скоростями 2700—3300 м/с (фиг. 6А).

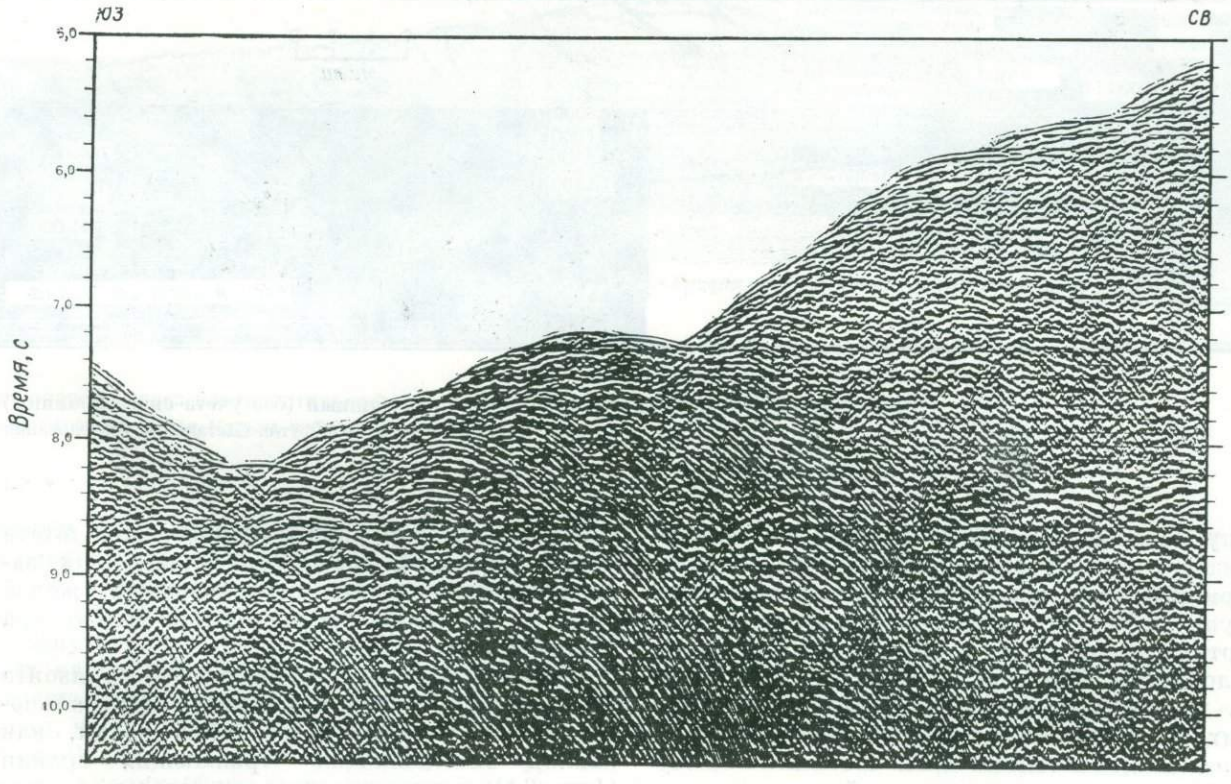
Разрез через континентальный склон у побережья штата Орегон (фиг. 8, *а* и *б*) построен по данным ОГТ с 12-кратным перекрытием, обработанным обычным способом и преобразованным в глубинный разрез с учетом сноса границ (фиг. 8, *б*) при помощи скоростей, вычисленных по «суммолентам». Последние использовались в данном случае потому, что дифрагированные волны встречались здесь реже, чем под склоном Центральноамериканского желоба (фиг. 4), вследствие чего качество «суммолент» было выше.

Благодаря машинной обработке сейсмических материалов удалось показать, что сильно отражающий горизонт с видимым пологим наклоном к оси Центральноамериканского желоба на фиг. 4 (см. также фиг. 7Б, на которой отражающий горизонт пересекает правую границу приблизительно на глубине около 8,3 с) в действительности полого падает в сторону континента (фиг. 5 и 6А). Этот горизонт, по-видимому, представляет собой почти прямолинейное продолжение сильно отражающего горизонта, который лежит на небольшой глубине под дном океана на западной стороне глубоководного желоба, и протягивается от него в сто-

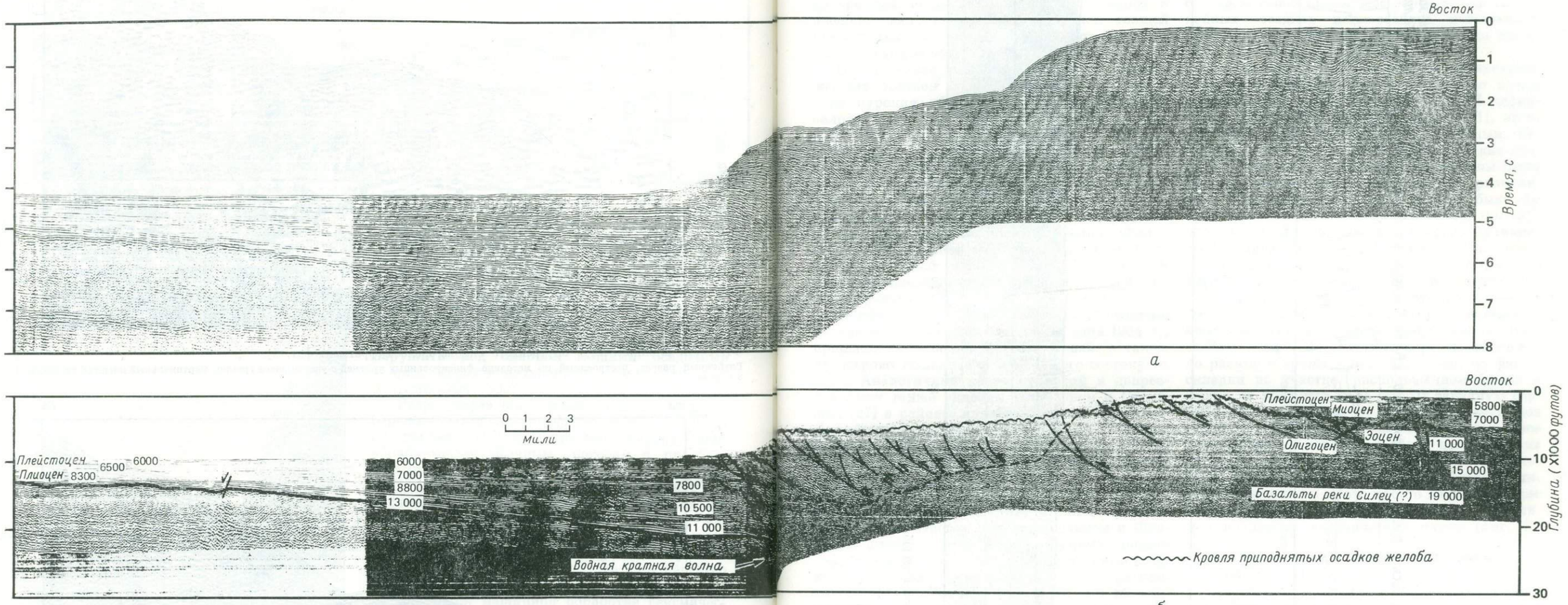
ФИГ. 6Б. Влияние сильного увеличения вертикального масштаба (в 10 раз) на облик сейсмического разреза через Центральноамериканский желоб.



ФИГ. 7А. Нижняя часть внутреннего склона желоба (фрагмент фиг. 4).
Глубинный разрез, построенный по методике фиксированных уровней с учетом сноса границ. Вертикальный масштаб увеличен в 4 раза.



ФИГ. 7Б. Временной разрез нижней части внутреннего склона желоба, показанного на фиг. 7А.



ФИГ. 8. Сейсмический временной (*а*) и глубинный (без учета сноса границы) (*б*) разрезы через континентальную окраину у штата Орегон вблизи 44° с. ш.
Интервальные скорости даны в фут/с. (Детальные исследования рассмотрены в статье Кульма и Фаулера в этой книге.)

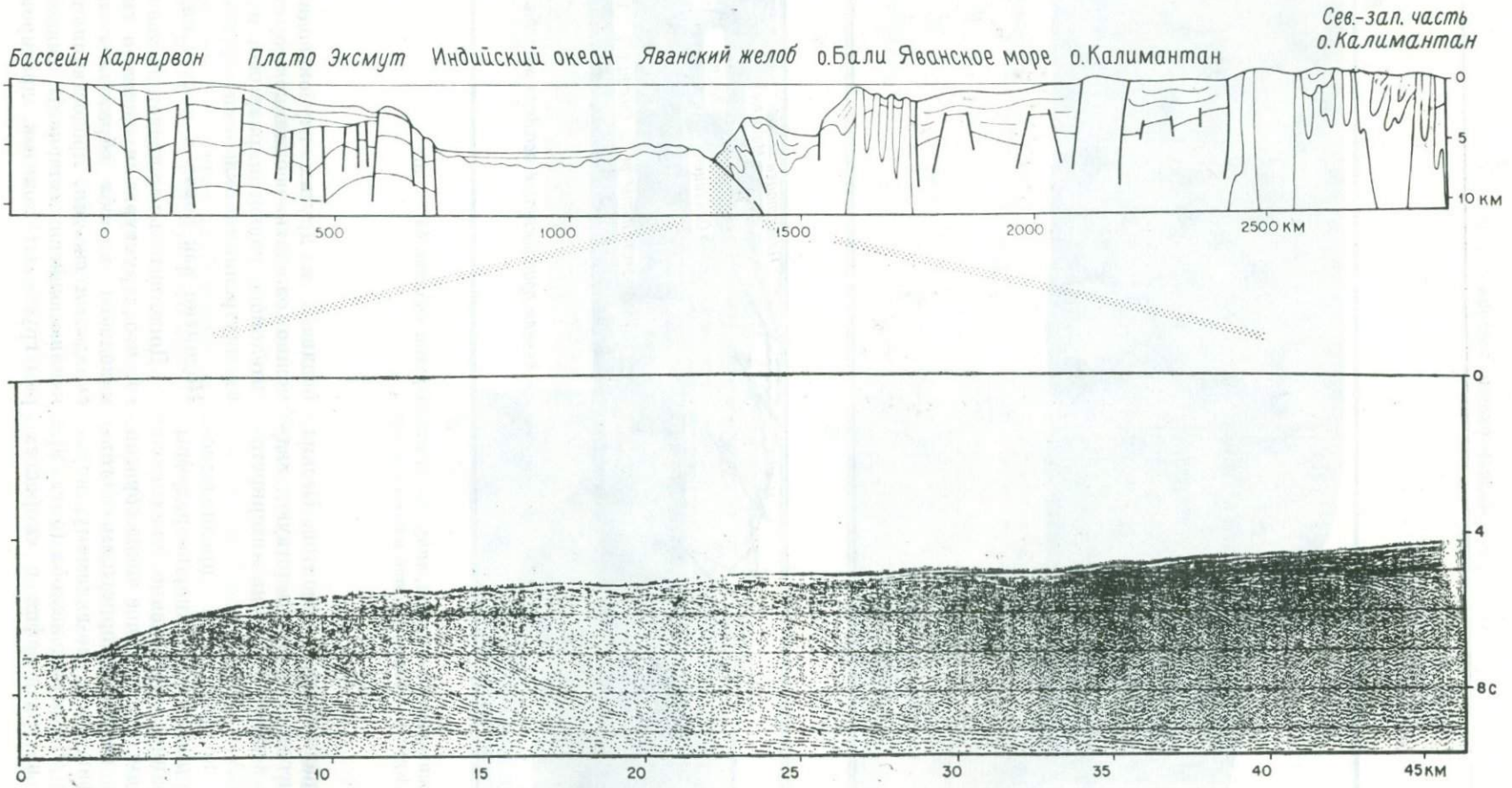
рону континента более чем на 22 км. Это означает, что глубоководный желоб является формой рельефа дна, не представляющей собой крупного структурного грабена. Аналогичная картина наблюдается в других глубоководных желобах: в восточной части Алеутского желоба, на что указывает продолжение океанических магнитных аномалий под его внутренний склон [22]; в юго-восточной части желоба Пуэрто-Рико, как показывают сейсмические данные МОВ [4, 20], и в Японском желобе, как показывают сейсмические данные МПВ [19]. Она характерна и для района у побережья штата Орегон, который мы рассматриваем как заполненный осадками глубоководный желоб (фиг. 8, см. также статью Кульма и Фаулера в этой книге).

Наклон сильно отражающего горизонта в сторону континента под склоном Центральноамериканского желоба не столь велик, как наклон вышележащих отражающих границ (фиг. 6А); следовательно, он отделен от них структурным несогласием. Аналогичные несогласия выделяют также внутри этой вышележащей серии отражающих горизонтов. Весьма вероятно, что несогласия соответствуют надвигам, и именно в таком духе они интерпретируются на фиг. 6А.

Внутренняя конфигурация предполагаемых надвиговых пластин не ясна, но разрывы отражающих границ определенно указывают на то, что в них имеется большое число сбросов и (или) складок, подобных присущим орегонскому склону (фиг. 8) и, по-видимому, внутреннему склону Яванского желоба (фиг. 9). Из-за различий в стратиграфии и скоростях поддвига в других глубоководных желобах можно ожидать неодинаковую степень относительного развития разрывов и складок под их внутренними склонами.

Поднятие как довод в пользу надвигания

Дополнительные свидетельства в пользу того, что структура внутреннего склона глубоководного желоба образована надвигами и складками сжатия, предоставляют быстро накапливающиеся материалы, связанные с отбором грунтовых колонок, драгированием и на-



ФИГ. 9. Структура внутреннего склона Яванского желоба, по Беку [1].

блюдением землетрясений. Они указывают, что внутренний склон глубоководного желоба и внешний вал подстилаются мощной толщей приподнятых осадков, покрывающих «пассивную» океаническую плиту.

Обнаружение деформированных и обезвоженных осадков в скважине 181 глубоководного бурения вблизи подножия внутреннего склона Алеутского желоба (169—369 м) было объяснено тем, что сначала они были захоронены под вышележащей толщей мощностью 1,0—1,5 км [18], затем приподняты и эродированы и, наконец, вновь перекрыты вышележащими осадками. Последние также свидетельствуют в пользу поднятия [37]. Недавно в скв. 298 глубоководного бурения вблизи подножия внутреннего склона впадины Нанкай на западной окраине Японии были найдены сверхуплотненные осадки с отчетливой трещиноватостью [13].

Плафкер [26] описал осадки, приподнятые во время Аляскинского землетрясения 1964 г., происшедшего на полуострове Кенай, а также на острове Кадьяк и в море к юго-востоку от него. Аналогичные пояса поднятий и депрессий были также описаны Плафкером и Севиджем [27] в районе, прилегающем к Перуанско-Чилийскому желобу, и Фитчем и Шольцем [8] вблизи впадины Нанкай. Поднятие глубоководных осадков обсуждалось также Берком [2].

Поднятие осадков в нескольких пунктах на континентальном шельфе и склоне у побережья штата Орегон описано Кульмом и Фаулером (статья в этой книге). Скорость поднятия, определенная по позднекайнозойским осадкам, составляет около 1000 м/млн. лет на континентальном склоне и 100 м/млн. лет на континентальном шельфе. На фиг. 8 поддвиг Тихоокеанской плиты интерпретируется как причина поднятия осадков склона.

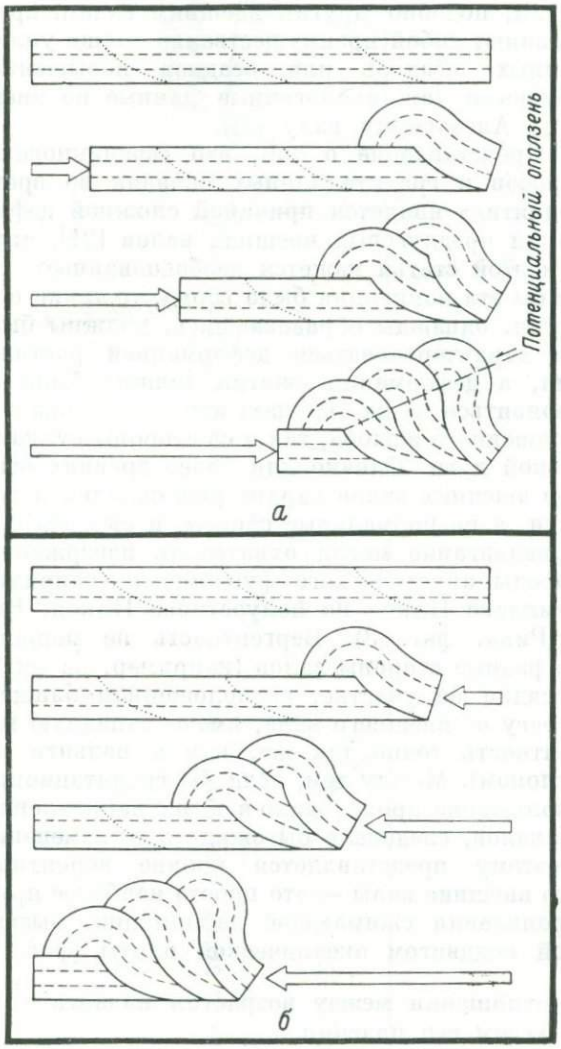
На острове Барбадос обнажаются сложно деформированные турбидиты и пелагические осадки, воздымание которых образовало Антильский внешний вал (который Чейз и Банс [4] называют хребтом Барбадос). Осадки структуры, выходящие на поверхность на острове Ментави в районе Яванского желоба, аналогичны описанным, за исключением того, что здесь присутствуют также слабометаморфизованные и мафические изверженные породы [34]. Для обоих районов характерны отрицательные изостатические гравитационные аномалии [3, 35], которые наряду с сейсмическими данными МОВ по Яванскому желобу [1] убедительно свидетельствуют о том, что эти поднятия, подобно другим внешним валам, представляют собой преимущественно толщи уплотненных осадков или осадков повышенной мощности (см. аналогичные данные по внешнему Алеутскому валу [9]).

Представление о том, что «возникновение сбросов и гравитационных складок во время поднятия» является причиной сложной деформации преддуговых внешних валов [21], авторам этой статьи кажется необоснованным. Если бы эта концепция была верна, то такие поднятия, однажды образовавшись, должны были бы характеризоваться деформацией растяжения, а деформация сжатия должна была бы проявиться на их склонах: как со стороны глубоководного желоба, так и со стороны вулканической дуги. Однако для более древних осадков внешних валов характерны складки и надвиги, а не нормальные сбросы, и складчатость и надвигание могли охватывать изверженные породы акустического фундамента (например, комплекс Никоя на полуострове Никоя, Коста-Рика, фиг. 3). Вергентность не меняется по разные стороны валов (например, на фиг. 8 складки на участке, расположенном ближе к берегу от внешнего вала, имеют западную вергентность точно так же, как и надвиги под склоном). Между тем, если бы гравитационное скольжение происходило в обоих направлениях от валов, следовало бы ожидать ее изменения. Поэтому представляется вполне вероятным, что внешние валы — это просто наиболее яркие проявления сжимающей деформации, вызванной поддвигом океанической плиты (фиг. 2).

Соотношения между возрастом надвига и углом его падения

Надвиги, выделяемые под внутренним склоном Центральноамериканского желоба, по-видимому, имеют тем больший возраст и тем более крутое падение, чем дальше от желоба в направлении континента они расположены (фиг. 6А). Наиболее активные в настоящее время из этих надвигов встречаются на подножии склона, где они выражены в рельефе дна. В пользу приуроченности наиболее активного надвигания и (или) складчатости к подножию склона у побережья штата Орегон (фиг. 8) убедительно свидетельствует также установленный Кульмом и Фаулером (статья в этой книге) факт наиболее быстрого поднятия именно этого участка.

Более древние надвиги, вероятно образовавшиеся на прежнем склоне Центральноамериканского желоба, встречаются на полуострове Никоя (фиг. 3), где они ассоциируются с



ФИГ. 10. Влияние вклинивания на падение надвигов и развитие веерообразной структуры.

Диаграмму *а* можно было бы сравнить с вкливанием на внутреннем склоне желоба, а диаграмму *б* — с вклиниванием в орогеническом поясе. Но, поскольку движение носит относительный характер, эти сравнения взаимозаменяемы. Амплитуда поворота, обусловленного вклиниванием, связана с расстоянием между надвигами, падением и формой поверхностей надвигов и амплитудами смещений по этим поверхностям (вплоть до максимальной амплитуды, при которой движение перестает играть роль; смещения по разломам на диаграммах равны этому максимуму).

подушечными базальтами, базальтовыми агломератами, граувакками, кремнистыми сланцами, кремнистыми афанитовыми известняками и интрузиями диабазов, габбро и перидотитов комплекса Никоя [5]. Такое сочетание надвигов и определенных типов пород, вероятно, имеет место и далее к северо-западу, под шельфами Никарагуа, Сальвадора и Гватемалы. Более древние надвиги и (или) складки можно видеть также в сочетании с различными другими ассоциациями пород, обнажающимися вблизи большинства глубоководных желобов (например, на побережье Аляскинского залива, на островах Барбадос, Куба, Андаманских и т. д.).

Постепенное увеличение угла наклона надвигов можно объяснить вдвиганием новых, клинообразных пластин, часто характеризующихся асимметричными складками, под тесно расположенные, падающие в сторону континента, обращенные вогнутостью вверх надвиги на подножии внутреннего склона глубоководного желоба. По мере того как эти пластины поддвигаются под более древние надвиги и осадки, лежащие выше на внутреннем склоне, последние все более наклоняются в сторону континента (фиг. 10, *а*) и образуют веерообразные структуры. Так как конфигурация поверхностных надвигов и расстояние между надвигами и (или) асимметричными складками изменяются вдоль глубоководных желобов, то можно ожидать, что степень проявления веерообразных структур также будет изменяться.

Действием механизма вклинивания можно объяснить наличие крутопадающих и даже опрокинутых мезозойских толщ на полуострове Кенай и острове Кадьяк близ Аляски. Крутое залегание пластов во внутренних частях орогенических поясов также может иметь аналогичное происхождение, причем соотношения между углом падения и возрастом опрокинутых пластов в орогенических зонах находятся в такой же связи с фундаментом их форланда, в какой надвинутые пластины на окраинах глубоководного желоба с океанической плитой (фиг. 10, *б*).

Возможные последствия надвигания

Различные детали стратиграфии и строения осадочных толщ можно связать с развитием надвигов на внутреннем склоне желоба (фиг. 2). Склон в большинстве случаев, вероятно, будет подстилаться в значительной степени отложениями глубоководного желоба, которые смяты в сложные складки и (или) взброшены (фиг. 2, *а*) и возраст которых увеличивается в направлении континента (фиг. 2, *б*). Деформации могут быть исключительно интенсивными [36] и вполне могут привести к образованию на глубине меланжа, что ранее предполагалось некоторыми авторами [6, 7, 11, 24].

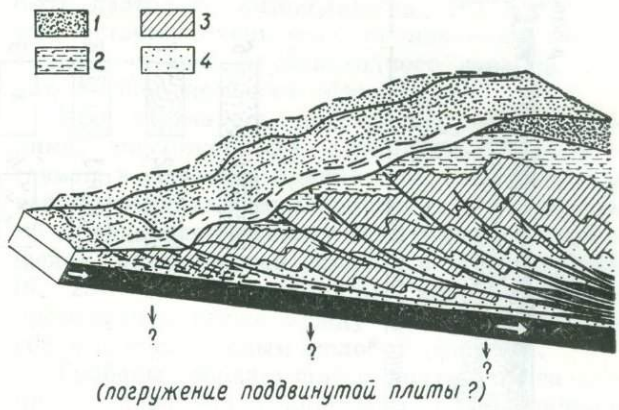
Во многих современных глубоководных желобах, особенно тех, которые прилегают к широким шельфам, подстилаемым наращенными осадками, меланж, вероятно, более распро-

странен, чем олистостромы. Осадочные комплексы, состоящие из хаотических зон, содержащих крупные экзотические блоки (максимальный размер которых превышает несколько десятков футов), не видны на опубликованных сейсмограммах с высоким разрешением, полученных в Алеутском желобе вблизи скв. 180 глубоководного бурения [16], в Перуанско-Чилийском желобе у побережья центральной части Перу [17] и в заполненной осадками впадине у побережья штата Орегон (статья Кульма и Фаулера в этой книге). Они также не были обнаружены и в немногочисленных пробах осадков, взятых из этих глубоководных желобов ([5, 17, 13], статья Кульма и Фаулера в этой книге) или из Центральноамериканского желоба юго-восточнее зоны разлома Теуантепек (Д. Дж. Мур, личное сообщение). Однако северо-западнее зоны разлома Теуантепек на узком шельфе сохранился лишь очень тонкий покров наращенных осадков и вблизи подошвы внутреннего склона глубоководного желоба был найден большой валун кристаллической породы (Д. Дж. Мур, личное сообщение).

Надвиги могут легко выполаживаться и исчезать в пелагических осадках абиссальной равнины, на которых отлагались осадки глубоководного желоба (фиг. 2). Эти же пелагические осадки могут образовывать ядра диапировых складок сжатия над поверхностями срыва, что, возможно, имеет место у острова Ванкувер [3].

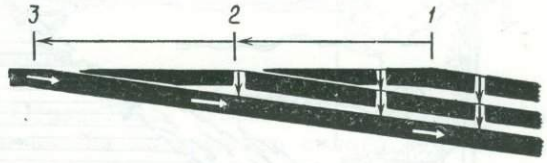
Внутренние склоны глубоководных желобов, особенно их самые нижние части, могут оползать; продукты оползания входят в состав турбидитовой толщи желоба (фиг. 10,*а*). Там, где образуются складки или происходит движение по надвигам, а оползни не уничтожают образовавшихся при этом выступов на склоне, за ними формируются «подвешенные» бассейны. Угол падения осадочных пластов в сторону суши увеличивается в более древних «подвешенных» бассейнах (фиг. 2, *б* и 8), возможно, в результате наклона, обусловленного механизмом вклинивания. Аккумуляция осадков наиболее вероятна на верхних частях внутренних склонов большинства глубоководных желобов (фиг. 2, 6А и 8), где активность надвигов ослабла или прекратилась, и наименее вероятна в нижних частях внутренних склонов глубоководных желобов, где следует ожидать присутствия лишь относительно тонкого чехла осадков.

Объем осадков глубоководных желобов, по-видимому, зависит от отношения между скоростью осадконакопления и скоростью подвига [7]. Там, где это отношение велико, накапливается мощный осадочный клин, как в Алеутском желобе вблизи скв. 180 глубоководного бурения. Там же, где это отношение мало́, в глубоководном желобе мало осадков или они вообще отсутствуют, как показано на фиг. 4.



ФИГ. 11А. Модель внутреннего склона желоба на поздней стадии развития.

Фации (в порядке увеличения возраста): *1* — шельф; *2* — склон; *3* — желоб; *4* — абиссальная равнина. Вертикальный масштаб увеличен в три раза.

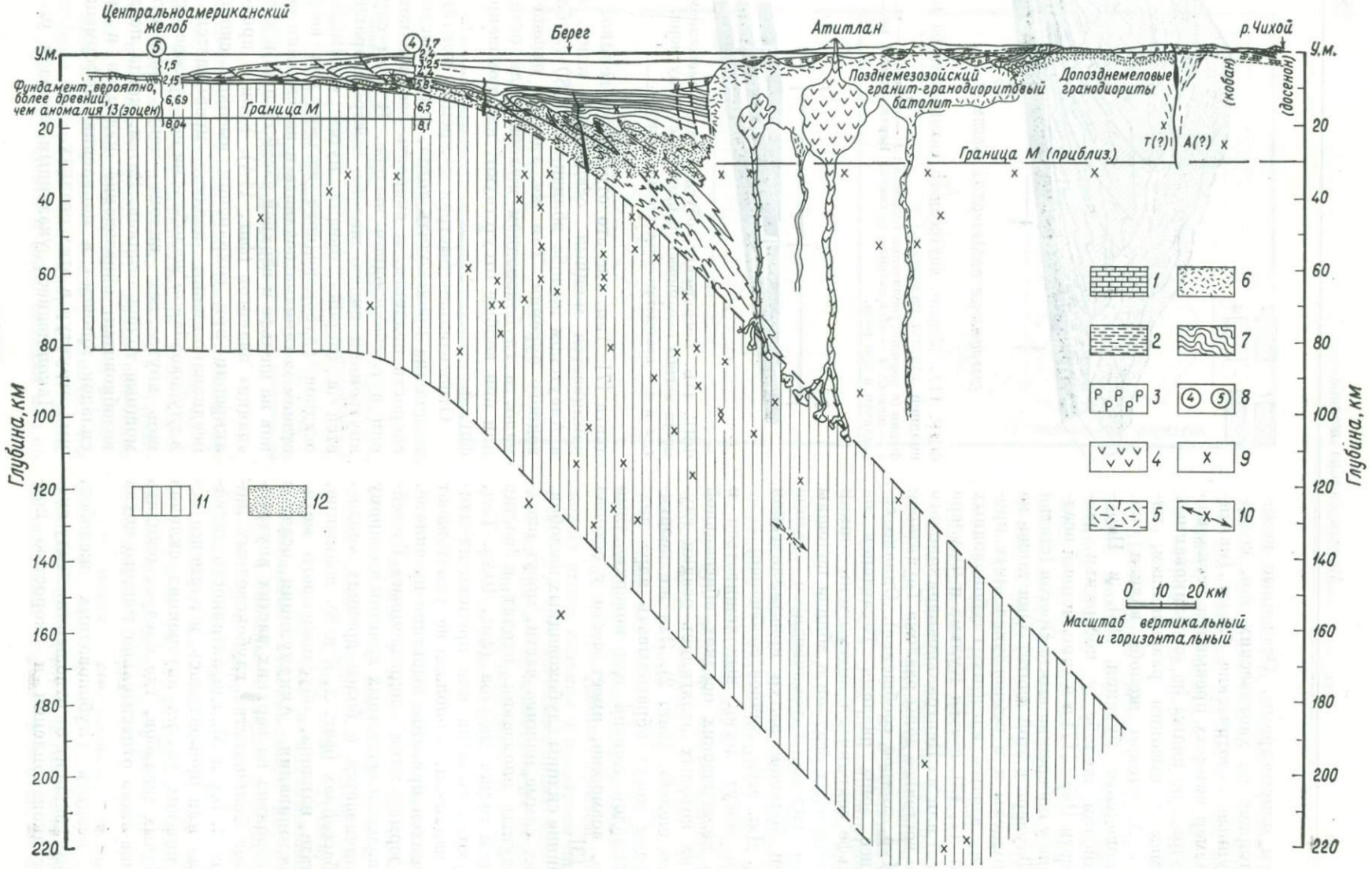


ФИГ. 11Б. Погружение, обусловленное смещением места изгиба океанической плиты в сторону моря.

1, *2* и *3* — последовательные стадии смещения.

Относительно быстрая аккреция континента должна происходить тогда, когда высока и скорость поддвига, и скорость осадконакопления в глубоководном желобе. В этом случае внутренний склон желоба быстро наращивается в сторону океана путем «намывания» осадков глубоководного желоба под воздействием механизма поддвига и накопления осадков на шельфе и верхней части склона в кровле «пачки» надвигов (фиг. 11А). Если в процессе аккреции при сохранении высокой скорости осадконакопления поддвиг прерывается, то в глубоководном желобе и на его прежде активном внутреннем склоне могут накопиться мощные толщи осадков. Затем, когда поддвиг возобновится, образование надвигов и (или) складок приведет к появлению деформационных структур в этих осадках.

Накопившиеся указанным образом осадки



ФИГ. 12. Геологический разрез через гватемальскую окраину Центральноамериканского желоба.

Разрез базируется на сейсмических (МОВ и МПВ), магнитных, сейсмологических и геологических данных. *1* — меловые карбонатные осадки; *2* — красноцветы Тодос-Сантос; *3* — пермские осадки; *4* — позднекайнозойские интрузивы; *5* — позднемезозойский гранит-гранодиоритовый батолит; *6* — допозднемеловые гранодиориты; *7* — докембрийские метаморфические породы; *8* — скорости преломленных волн (км/с) по Шору и Фишеру [30]; *9* — гипоцентры землетрясений 1963—1971 гг. (по данным Береговой и геодезической службы США); *10* — механизм растяжения в очагах землетрясений [12]; *11* — поддвинутая плита, выделенная по распределению гипоцентров; *12* — комплекс Никоя; У. м.— уровень моря.

создают дополнительную нагрузку на поддвигающуюся океаническую плиту. Нагрузка способствует ее изгибу вниз (фиг. 11Б) и может вызвать смещение внутреннего склона глубоководного желоба в сторону океана (на такую миграцию древних глубоководных желобов указывал Берк [2]). Этот эффект, если он существует, вероятнее всего, накладывается на первичное изгибание океанической плиты, обусловленное процессами, происходящими в мантии, которые, как полагают, являются причиной субдукции. Однако это лишь одна из возможных причин сохранения глубоководного желоба, несмотря на аккрецию континетов в сторону океана, при которой континент последовательно занимает места прежнего расположения глубоководного желоба.

Возможно также, что вся зона между внешним склоном глубоководного желоба и приподнятыми плутоническими корнями вулканической дуги погружается на глубине в результате перемещения в сторону океана изгибающейся вниз океанической плиты (фиг. 11Б). Однако погружение должно прекратиться, когда скорость субдукции станет настолько мала, что начнет восстанавливаться изостатическое равновесие (возможно, именно таковы современные условия у побережья штата Орегон). Поднятие осадков под внутренними склонами глубоководных желобов и под внешним валом во время периодов активного поддвига должно представлять суммарный результат большого поднятия, обусловленного отделившимися складками и надвигами, и меньшего погружения поддвигавшейся плиты.

Модель склона глубоководного желоба и процесс аккреции

Структуры сжатия, образовавшиеся на внутренних склонах длительно развивающихся желобов, продолжаются в сторону суши на некоторой глубине под прогибающимися бассейнами (фиг. 12). Там, где происходит интенсивная аккреция континента, отложения этих бассейнов, в том числе подвергшиеся метаморфизму, могут быть прорваны плутоническими корнями вулканических дуг. Плутоны обладают плавучестью и вызывают поднятие плутонического пояса, которое разрушает внутренние границы более древних прогибающихся бассейнов, в то же время образуя новые внутренние границы более молодых прогибающихся бассейнов. Поднятие и эрозия этих поясов, по-видимому, происходят в период магматической активности и вскоре после нее и могут быть настолько интенсивными, что в результате остается очень мало пронизанных интрузиями осадков глубоководного желоба или они вообще исчезают (фиг. 12).

Как отмечалось некоторыми исследователями, плутоническая активность, предполагаемая в качестве причины образования корней современных вулканических дуг, довольно определенно зависит от глубин поддвигающейся океанической плиты в каждой дуге [6, 23]. Однако локальные интрузии могут происходить также между вулканической дугой и глубоководным желобом (фиг. 12).

Грабены, образующиеся внутри пояса поднятых плутонов (например, в Центральной Америке, фиг. 3), по-видимому, являются результатом одновременного с их формированием вулканизма. Поперечные структуры, которые смещают магматические и преддуговые зоны, также являются характерной особенностью строения пояса поднятия [28, 32].

Выводы

Образование надвигов и складок при сжатии позади внутреннего склона глубоководного желоба подтверждается, во-первых, продолжением океанической плиты под склоном и, во-вторых, разобщением, структурным утолщением и поднятием осадков, лежащих на плите. Сжатие не может быть вызвано гравитационным соскальзыванием с внешнего вала, потому что 1) вал отделен от автохтонного фундамента, 2) он характеризуется деформациями сжатия, а не растяжения и 3) вергентность не изменяется вкрест вала. Отсюда мы заключаем, что образование складок сжатия под внутренними склонами глубоководных желобов должно быть обусловлено поддвигом океанической плиты и что внешний вал представляет собой не что иное, как структурное выражение поддвига.

Модель поддвига внутренних склонов глубоководных желобов объясняет фациальный состав и хроностратиграфию осадков, встреченных на склонах, объемы осадков в глубоководных желобах, скорость аккреции континента, возрастные соотношения надвигов и развитие веерообразной структуры. Постулируется, что устойчивость глубоководного желоба как морфоструктуры, наблюдающаяся несмотря на аккрецию континента, охватывающую места прежнего расположения желоба, обусловлена эффектами нагрузки.

Аккреция происходит путем надстраивания склона глубоководного желоба и формирования

плутонов, обусловливающих поднятие более древних образований склонов глубоководного желоба. В результате поднятия осадки более древних бассейнов передовой дуги эродированы.

В этой статье был сделан упор на структуры, развившиеся в результате поддвига относительно ровного океанического дна под внутренние склоны глубоководных желобов в стационарных условиях. С течением времени и изменением условий происходит соответствующая перестройка действующих в этой зоне процессов. Суммарным результатом этой перестройки является та картина, которую мы видим сегодня на краях глубоководных желобов. Исследования эволюции отдельных континентальных окраин, эффектов коллизий океанических морфоструктур и дальнейшая разработка концепций, представленных в этой статье, остаются предметом будущих исследований.

Список литературы

1. *Beck R. H.*, 1972, The oceans, the new frontier in exploration, Austral. Petr. Expl. Assoc., **12**, pt. 2, p. 5—28.
2. *Burk C. A.*, 1972, Uplifted eugeosynclines at continental margins, Geol. Soc. America Mem., **132**, p. 75—85.
3. *Bush S. A.*, *Bush P. A.*, Isostatic gravity map of eastern Caribbean region, Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., **19**, p. 281—285.
4. *Chase R. L.*, *Bunce E. T.*, 1969, Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western North Atlantic Ocean, and origin of the Barbados ridge, Jour. Geophys. Res., **74**, p. 1413—1420.
5. *Dengo G.*, 1962, Tectonic-igneous sequence in Costa Rica, in *Engel A. E. J.*, *James H. L.*, *Leonard B. F.*, eds., Petrologic studies, a volume in honor of A. F. Buddington, Geol. Soc. America, p. 133—161.
6. *Dickinson W. R.*, 1971, Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magmatic arcs and associated trenches, Pacific Geology, **3**, p. 15—30.
7. *Dickinson W. R.*, 1973, Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs, Jour. Geophys. Res., **78**, p. 3376—3389.
8. *Fitch T. J.*, *Scholz C. H.*, 1971, Mechanism of underthrusting in southwest Japan, a model of convergent plate interactions, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 7260—7292.
9. *Grow J. A.*, 1973, Crust and upper mantle of the central Aleutian arc, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2169—2192.
10. *Herron E. M.*, 1972, Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 1671—1692.
11. *Hsü K. J.*, 1971, Franciscan mélanges as a model for geosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 1162—1170.
12. *Isacks B.*, *Molnar P.*, 1971, Distribution of stresses in descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, Rev. Geophys. and Space Phys., **9**, p. 103—174.
13. JOIDES Leg 31 Staff, 1973, Western Pacific floor, Geotimes, **18**, no. 10, p. 22—25.
14. *Karig D. E.*, 1970, Ridges and basins of the Tonga — Kermadec island arc system, Jour. Geophys. Res., **75**, p. 239—254.
15. *King P. B. et al.*, 1969, Tectonic map of North America, Washington, D.C., U.S. Geol. Survey.
16. *Kulm L. D. et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **18**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 449—500.
17. *Kulm L. D. et al.*, 1973, Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench, Geology, **1**, p. 11—14.
18. *Lee H. J.*, *Olsen H. W.*, *von Huene R.* 1973, Physical properties of deformed sediments from site 181, in *Kulm L. D. et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **18**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, p. 897—901.
19. *Ludwig W. J. et al.*, 1966, Sediments and structure of the Japan trench, Jour. Geophys. Res., **71**, p. 2121—2137.
20. *Marlow M. S.*, *Scholl D. W.*, *Garrison L. F.*, 1972, Evidence (?) of underthrusting from seismic reflection profiles across the Puerto Rico and Aleutian trenches, abstr., Am. Geophys. Union Trans., **53**, p. 1114.
21. *Mitchell A. H.*, *Reading H. G.*, 1971, Evolution of island arcs, Jour. Geology, **79**, p. 253—284.
22. *Naugler F. P.*, *Wageman J. M.*, 1973, Gulf of Alaska, magnetic anomalies, fracture zones, and plate interaction, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 1575—1584.
23. *Nielson D. R.*, *Stoiber R. E.*, 1973 Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone, Jour. Geophys. Res., **78**, p. 6687—6892.
24. *Page B. M.*, 1972, Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, Calif., Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 957—972.
25. *Piper D. J. W.*, *von Huene R.*, *Duncan J. R.*, 1973, Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench, Geology, **1**, p. 19—26.
26. *Plafker G.*, 1969, Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 543-I.
27. *Plafker G.*, *Savage J. C.*, 1970, Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 1001—1030.
28. *Ranneft T. S. M.*, 1972, The effects of continental drift on the petroleum geology of western Indonesia, Austral. Petr. Expl. Assoc., **12**, pt. 2, p. 55—61.
29. *Seyfert C. K.*, 1969, Underformed sediments in oceanic trenches with sea floor spreading, Nature, **222**, p. 70.
30. *Shor G. G., Jr.*, *Fischer R. L.*, 1961, Middle America trench, seismic refraction studies, Geol. Soc. America Bull., **72**, p. 721—730.
31. *Shouldice D. H.*, 1971, Geology of the western Canadian continental shelf, Bull. Can. Petr. Geol., **19**, p. 405—436.
32. *Stoiber R. E.*, *Carr M. J.*, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, Bol. Volcanologique.
33. *Tanner W. F.*, 1973, Deep-sea trenches and the compression assumption, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**, p. 2195—2206.
34. *Van Bemmelen R. A.*, 1949, Geology of Indonesia, **1A**, General geology, The Hague, Govt. Printing Office, 732 p.
35. *Vening Meinesz F. A.*, 1954, Indonesian Archipelago, a geophysical study, Geol. Soc. America Bull., **65**, p. 143—164.
36. *Von Huene R.*, 1972, Structure of continental margin and tectonism at the eastern Aleutian trench, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 3613—3626.
37. *Von Huene R.*, *Kulm L. D.*, 1973, Tectonic summary of Leg 18, in *Kulm L. D.*, *et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **18**, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 961—976.
38. *Von Huene R.*, *et al.*, 1967, Geologic structures in the aftershock region of the 1964 Alaskan earthquake, Jour. Geophys. Res., **72**, p. 3649—3660.

Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов

Л. Д. Кульм, Дж. А. Фаулер

Введение

Структура и стратиграфия осадочной толщи на континентальной окраине Орегона отражают несколько периодов значительной тектонической активности (поднятия) в кайнозое, сопровождавшихся эрозией и срезанием более древних структур. В позднем кайнозое обстановка в этом районе характеризовалась многими типичными чертами преддуговой структуры, определение которой было дано Каригом [39]. Здесь происходила также существенная аккреция континента, явившаяся результатом поддвига океанической плиты. Модель образования надвигов сжатия (Сили и др., статья в этой книге; [10]) наилучшим образом объясняет позднекайнозойскую эволюцию орегонской окраины.

Данные различного рода указывают, что осадки плейстоценовой абиссальной равнины и конуса выноса котловины Каскадия поддвинуты под более древние кайнозойские породы, подстилающие континентальный шельф. Эти абиссальные отложения испытали поднятие более чем на 1 км и вошли в состав нижнего и среднего континентального склона, где они либо обнажаются, либо покрыты позднечетвертичными отложениями. Стратиграфическое положение этих абиссальных отложений на континентальном склоне и их возрастные соотношения убедительно свидетельствуют в пользу чешуйчатого надвигания мощных пластин песчаных турбидитов, характерных для подводных конусов выноса, которые чередуются с алевритовыми турбидитами, характерными для абиссальных равнин.

Такой поддвиг более молодых осадков рассматривается здесь как причина подъема на континентальной окраине более древних отложений, при котором последние приобретают тем более крутое падение, чем ближе они расположены к континенту. В результате на внешнем континентальном шельфе обнажаются миоцен-плейстоценовые аргиллиты и песчаники более мелководных фаций, образующие крупные подводные банки. Эти отложения были подняты в основном в позднем миоцене и раннем плиоцене. Одновременное погружение внутреннего континентального шельфа привело к образованию широкой неглубокой синклинали, которая заполнена мелководными плиоценовыми и плейстоценовыми осадками.

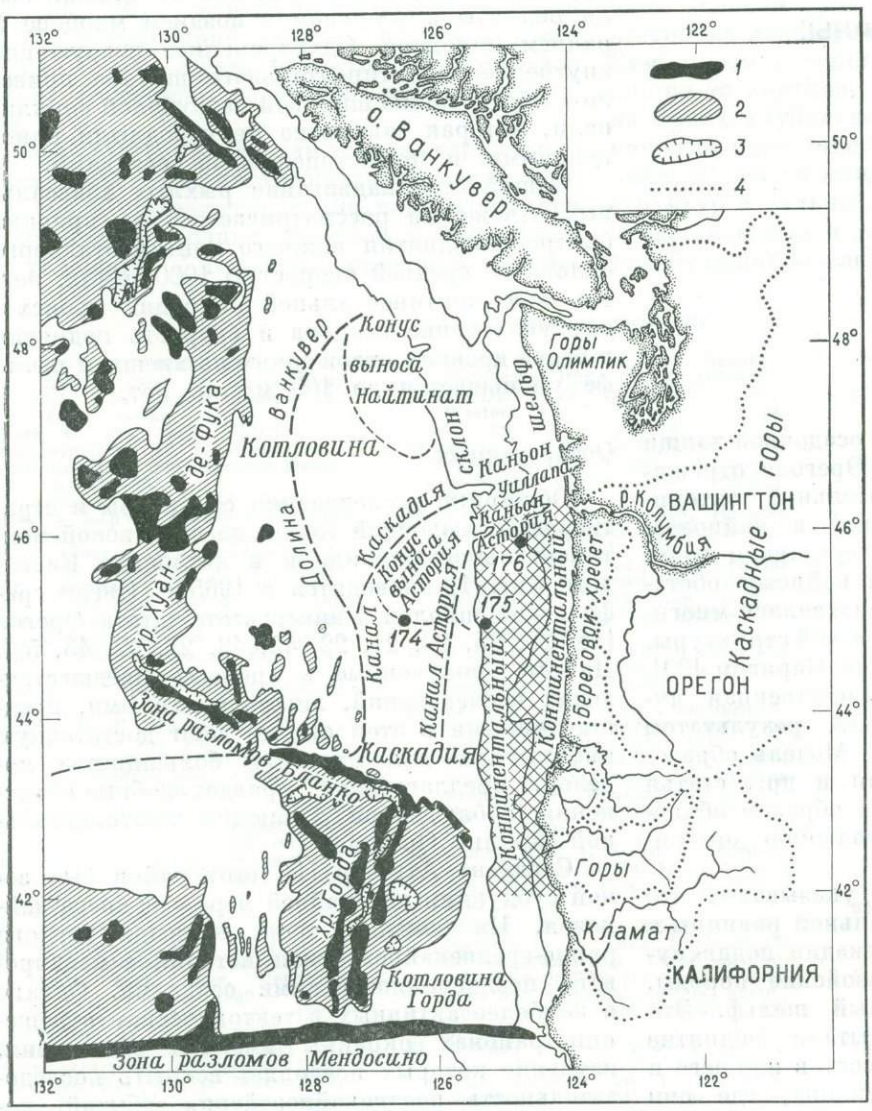
Чешуйчатое надвигание рыхлых абиссальных отложений рассматривается как причина быстрого поднятия нижнего континентального склона со средней скоростью 1000 м/млн. лет. По мере континентальной аккреции происходит уплотнение осадков и скорость поднятия в более древних отложениях на внешнем шельфе уменьшается до 100 м/млн. лет.

Обзор данных

Обширные исследования структуры и стратиграфии осадочной толщи на орегонской континентальной окраине и в котловине Каскадия (фиг. 1) проводятся с 1965 г. Океанографической школой Университета штата Орегон [15, 26, 25, 20, 21, 22, 45, 48, 27, 42, 43, 50]. Данные, полученные в процессе предшествующих исследований, вместе с данными, представленными в этой статье, дают достаточную информацию для проверки большинства моделей, предлагающих правдоподобные объяснения наблюдаемой эволюции континентальной окраины Орегона.

Согласно Атуотер [1], этот район был зоной субдукции по крайней мере с раннего кайнозоя. На большей части площади региона ранне-среднекайнозойская история замаскирована позднекайнозойскими осадками. Однако в наиболее активных в тектоническом отношении районах окраины имеются обнажения, изучение которых позволяет вскрыть последовательность позднекайнозойских событий, которые происходили в самой верхней части зоны субдукции.

Неоценимую хронологическую и стратиграфическую информацию для выделения тектонических событий продолжительностью в несколько сот тысяч лет, принесло бурение трех глубоководных скв. 174, 175 и 176 (фиг. 1), расположенных в котловине Каскадия, на нижнем континентальном склоне и внешнем континентальном шельфе у побережья штата Орегон. Модель чешуйчатого надвига, представленная Сили, Вейлом и Уолтоном (статья в этой книге) на Пенрозской конференции по континентальным окраинам, которая состоялась в декабре 1972 г., предлагает привлекательное объяснение строения преддуговой зоны, лежащей между вулканической областью Олимпия и



ФИГ. 1. Схема орегонской континентальной окраины и прилегающих районов.

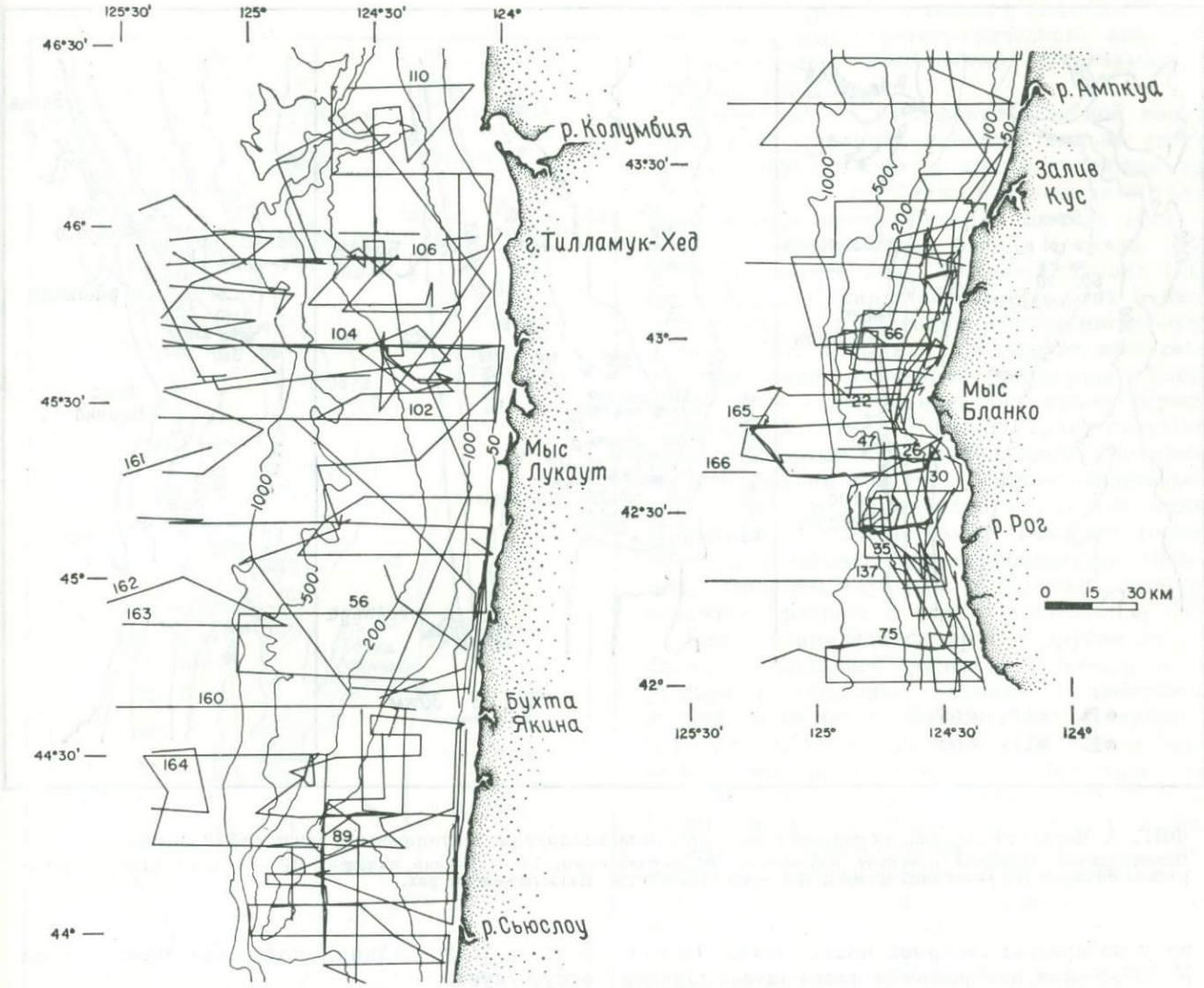
Обратите внимание на положение скв. 174, 175 и 176. Проекты глубоководного бурения. *Подводные структуры*: *1* — горы и поднятия; *2* — холмистые участки; *3* — депрессии глубже 400 м. *Структуры на суше*: *4* — водоразделы.

заполненным осадками глубоководным желобом.

Структура орегонской окраины изучалась сейсмическим профилированием МОВ (фиг. 2), выполненным с помощью пневмоисточника или спаркера. Большая часть образцов пород была собрана трубками (фиг. 3); несколько образцов удалось поднять при драгировании. Положение основных стратиграфических комплексов определено с помощью профилирования МОВ, и на соответствующих структурах оставлены буи с тем, чтобы позже можно было взять образцы. Навигация осуществлялась с помощью системы Лоран-А и радиолокатора.

Морфология

Морфология орегонской континентальной террасы (шельфа и склона) была описана Бернном [12, 13, 14], Малони [46], Карлсоном [16] и Спигаем [62]. Суммарная ширина террасы изменяется от 75 км у мыса Бланко до 135 км у устья реки Колумбия (фиг. 4). Шельф по ширине варьирует приблизительно от 17 до 74 км, имеет наклон дна 0°08′—0°43′ и глубину у внешнего края 145—183 м. Следовательно, он у́же, круче и глубже, чем типичные континентальные шельфы мира [55]. Крупные подводные банки (например, Нехалем, Стонуолл,

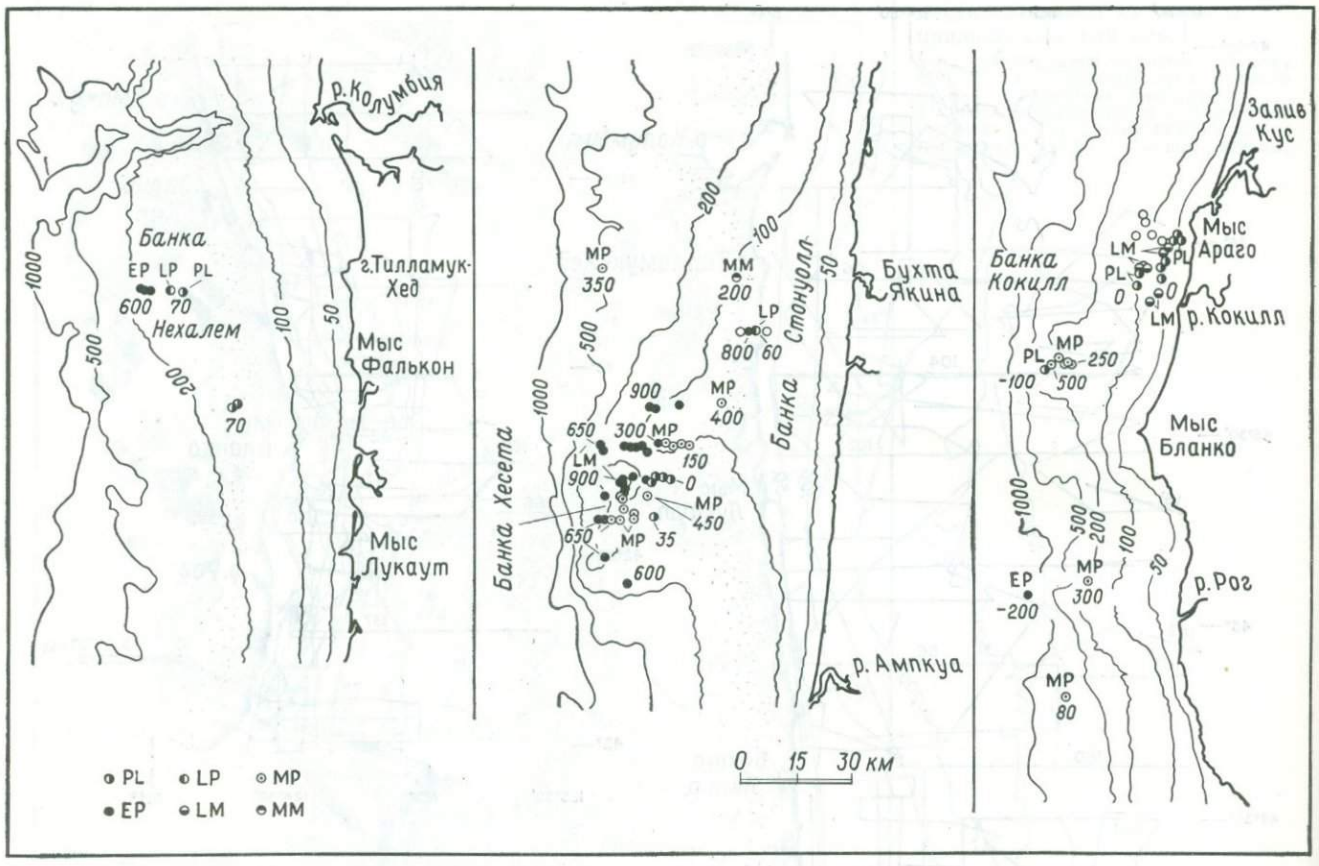


ФИГ. 2. Сейсмические профили МОВ на орегонской континентальной окраине.
Профили, о которых говорится в статье, пронумерованы. Изобаты — в метрах.

Хесета, Кокилл), представляющие собой обнажения коренных пород, лежат вблизи внешнего края континентального шельфа и имеют высоту до 75 м (фиг. 3 и 4). Коренные породы обнажаются также на внутреннем континентальном шельфе, особенно между заливом Кус и устьем реки Рог.

Верхний континентальный склон (180—900 м) характеризуется террасами (benches) и невысокими холмами (фиг. 4). Самая большая терраса (терраса Каскейд) лежит между горой Каскейд-Хед и заливом Тилламук и имеет глубину 400—600 м. Другая крупная терраса расположена между мысом Себастьян и границей штата Калифорния [62] на глубинах от 500 до 700 м. Она является продолжением плато Кламат, обнаруженным на верхнем континентальном склоне у побережья северной Калифорнии [57]. У побережья центральной части штата Орегон (банка Хесета) верхний континентальный склон образует крутой уступ. Каньоны Астория и реки Рог и многочисленные небольшие подводные долины пересекают внешний континентальный шельф и верхний континентальный склон. Они представляют собой наиболее важные пути транспортировки осадков мутьевыми потоками, берущими начало на континентальной террасе [49, 16, 62].

Узкие террасы, небольшие холмы и долины типичны для нижнего континентального скло-



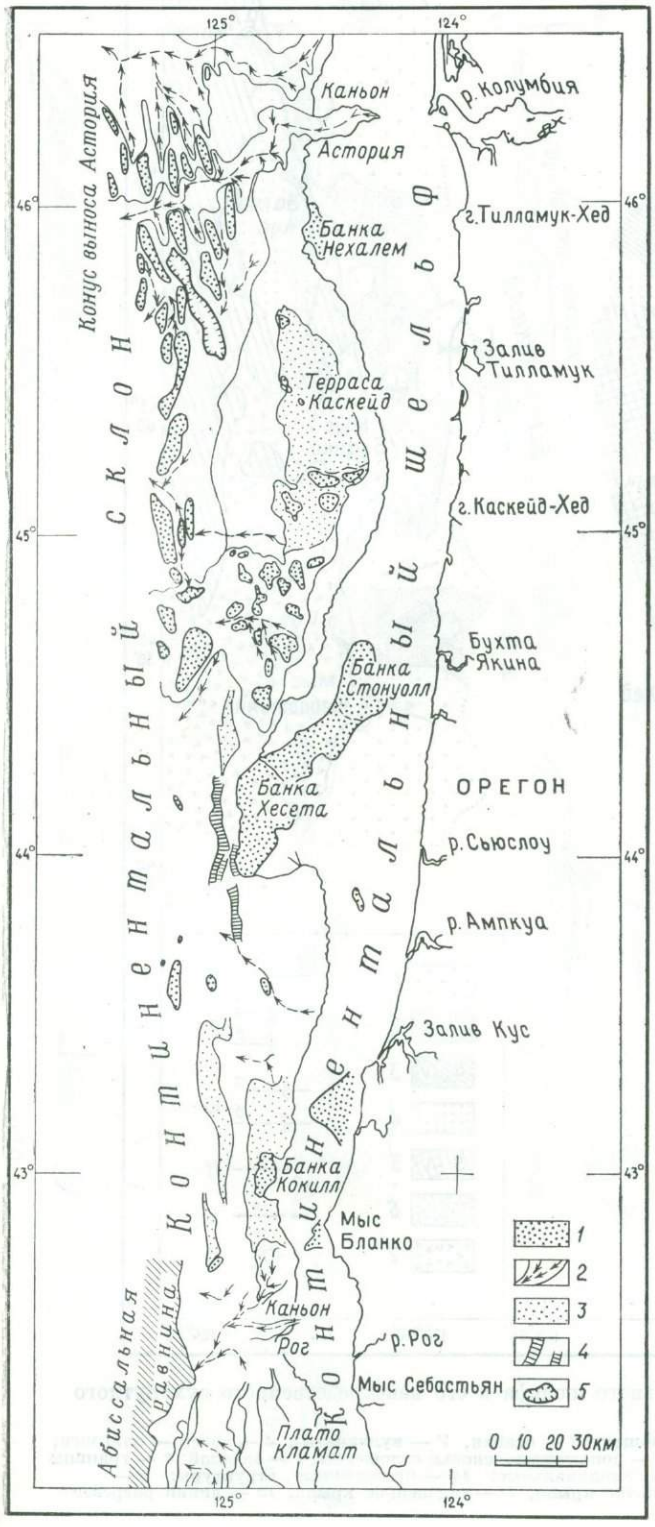
ФИГ. 3. Места отбора проб, их возраст и относительные амплитуды тектонических движений (в метрах).
Отрицательные величины означают прогибание. PL — плейстоцен; LP — поздний плиоцен; MP — средний плиоцен; EP — ранний плиоцен; LM — поздний миоцен; MM — средний миоцен. Изобаты — в метрах.

на у побережья северной части штата Орегон. У побережья центральной части штата Орегон они сменяются крутым уступом. Наиболее яркими морфоструктурами нижнего континентального склона являются крупные гряды север-северо-западного простирания и разделяющие их впадины, протягивающиеся от побережья северной части штата Орегон в направлении к окраине штата Вашингтон. Гряды имеют протяженность 10—75 км и высоту до 1150 м. Каньон Астория меандрирует по этому рельефу и выходит к конусу выноса Астория (фиг. 3 и 4). Подножие континентального склона в плане имеет линейные очертания: у конуса выноса Астория его глубина составляет 1800 м, но достигает 3100 м против побережья южной части Орегона. Всюду, за исключением конуса выноса, сочленение континентального склона и абиссальной равнины характеризуется довольно резким изменением наклона дна; континентальное подножие между ними отсутствует.

Различная ширина шельфа, подводные банки, многочисленные террасы и линейные гряды на склоне — все это свидетельствует о сильном структурном контроле морфологии дна и общей конфигурации континентальной террасы.

Строение континентального шельфа

Общая характеристика. Генерализованная геологическая карта (фиг. 5) орегонского континентального шельфа была построена на основе сейсмических профилей МОВ общей протяженностью более 8000 км (фиг. 2) и данных изучения более чем 100 образцов (фиг. 3). Региональная корреляция осуществлялась с помощью непрерывного прослеживания акустических комплексов в латеральном направ-



лении от контрольных точек; в качестве надежной опоры для стратиграфического контроля использовались повсеместно встречающиеся угловые несогласия.

Некоторые из участков орегонской континентальной окраины, наиболее сильно затронутых пликативными и дизъюнктивными нарушениями, расположены под подводными банками вблизи внешнего края шельфа (фиг. 6 и 7). К ним относятся банка Нехалем (СП-106[1]), комплекс банок Хесета—Стоуналл (СП-89) и банка Кокилл (СП-66). На этих банках обнажаются плейстоцен-допозднемиоценовые породы (фиг. 5). Самые древние из известных обнажившихся отложений встречены вблизи банки Хесета на приподнятом крыле сброса.

Банки Хесета и Кокилл характеризуются положительными гравитационными аномалиями в свободном воздухе, которые свидетельствуют о небольшом избытке массы под ними. Напротив, в районе банки Нехалем (около 46° с. ш.) наблюдается отрицательная аномалия, свидетельствующая о довольно мощном осадочном разрезе с низкой плотностью [20].

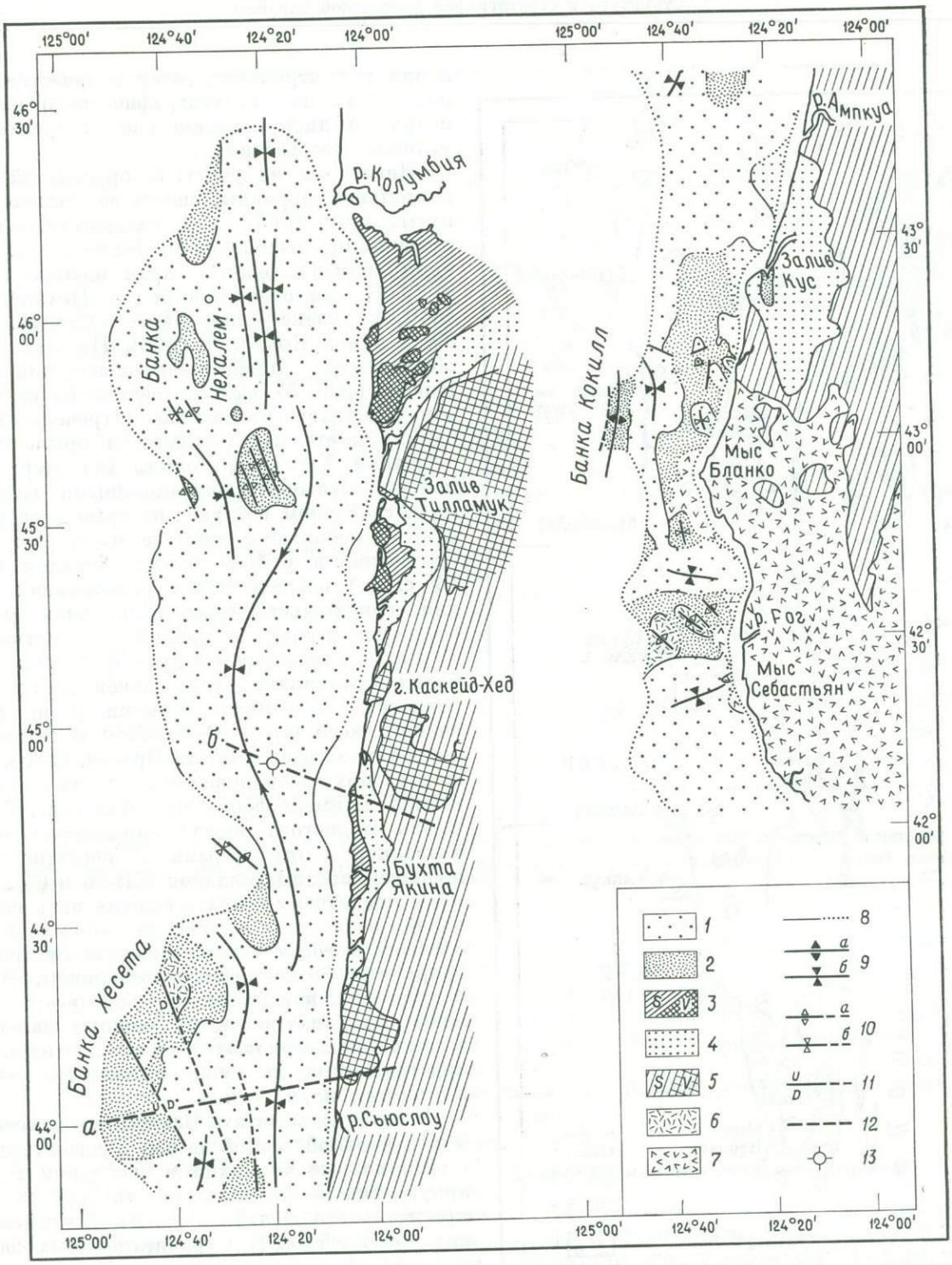
Ряд соединяющихся друг с другом неглубоких синклиналей расположен между побережьем и внешними банками у побережья южной части штата Вашингтон и северной и центральной частей штата Орегон. Самая большая из них, расположенная против горы Каскейд-Хед, имеет форму бассейна (фиг. 5 и 6). Вдоль мористого крыла синклинали осадки оказались запруженными и перекрыли ряд подповерхностных складок (СП-56 и 66). К самому последнему этапу развития этих синклиналей относится отложение плейстоценовых осадков, которые почти всюду несогласно перекрывают более древние комплексы. Однако синклинали, как правило, лучше всего проявлены в районах развития мощных палеогеновых и ранненеогеновых осадочных толщ, распространенных на суше и протягивающихся в сторону моря.

У побережья штата Вашингтон и северной и центральной частей штата Орегон крупные отрицательные аномалии в свободном воздухе приурочены к синклиналям внутреннего континентального шельфа (фиг. 8). Из сейсмических профилей МОВ и гравитационных данных

[1] СП — сейсмический профиль. — *Прим. перев.*

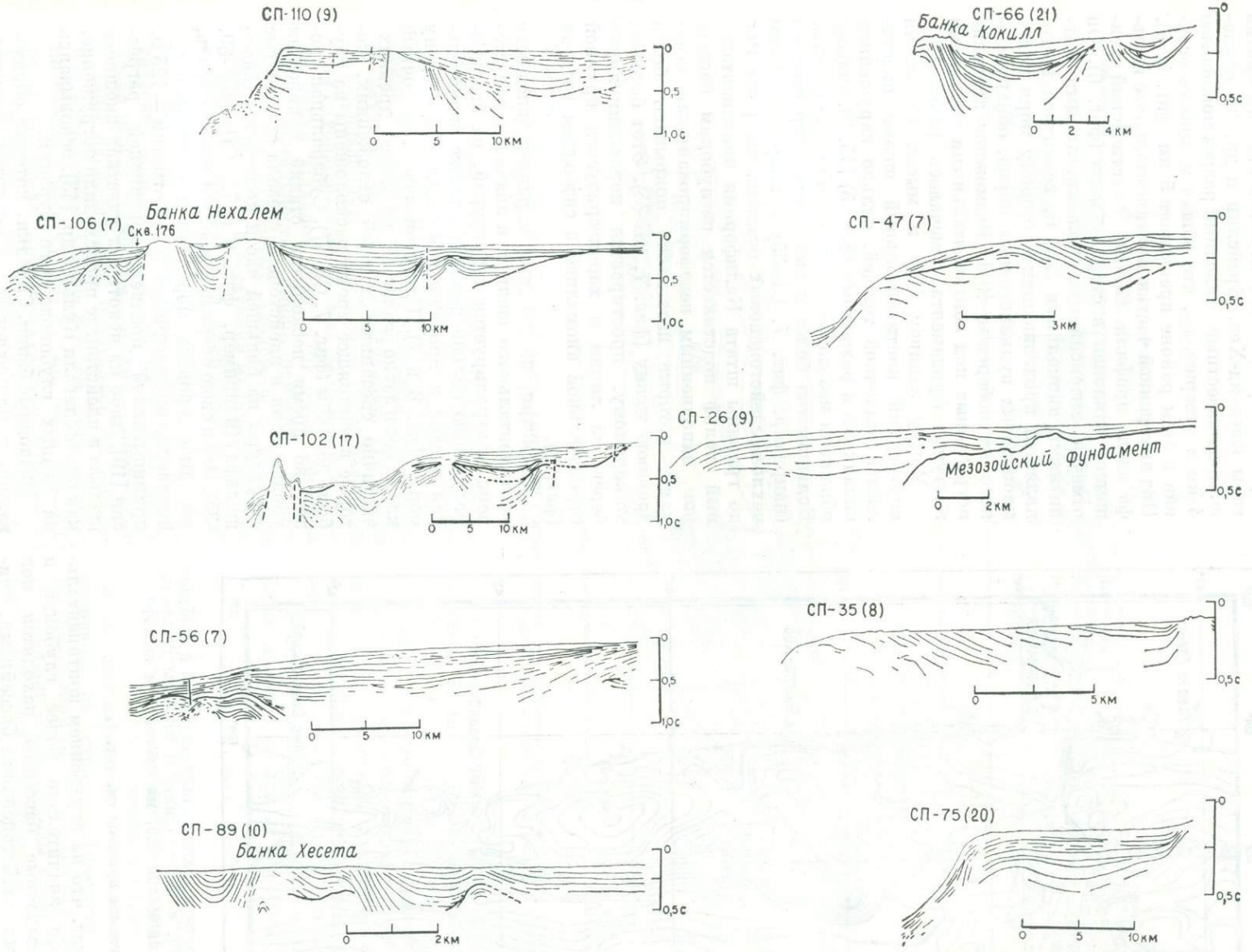
ФИГ. 4. Морфология орегонской континентальной террасы.

1 — холм, банка; *2* — долина; *3* — терраса; *4* — уступ; *5* — бассейн.



ФИГ. 5. Геологическая карта орегонского континентального шельфа и его непосредственного сухопутного обрамления.

1 — плейстоцен; *2* — миоцен — плиоцен; *3* — поздний и средний миоцен (*S* — осадки, *V* — вулканиты); *4* — эоцен — олигоцен; *5* — поздний и средний эоцен (*S* — осадки, *V* — вулканиты); *6* — допозднемиоценовые отложения; *7* — мезозой; *8* — границы комплексов; *9* — главные структуры: *а* — антиклинальные, *б* — синклинальные; *10* — подчиненные структуры: *а* — антиклинальные, *б* — синклинальные; *11* — разломы: *U* — поднятое крыло, *D* — опущенное крыло; *12* — линии разрезов Брейслина и др. [9]; *13* — скважина.

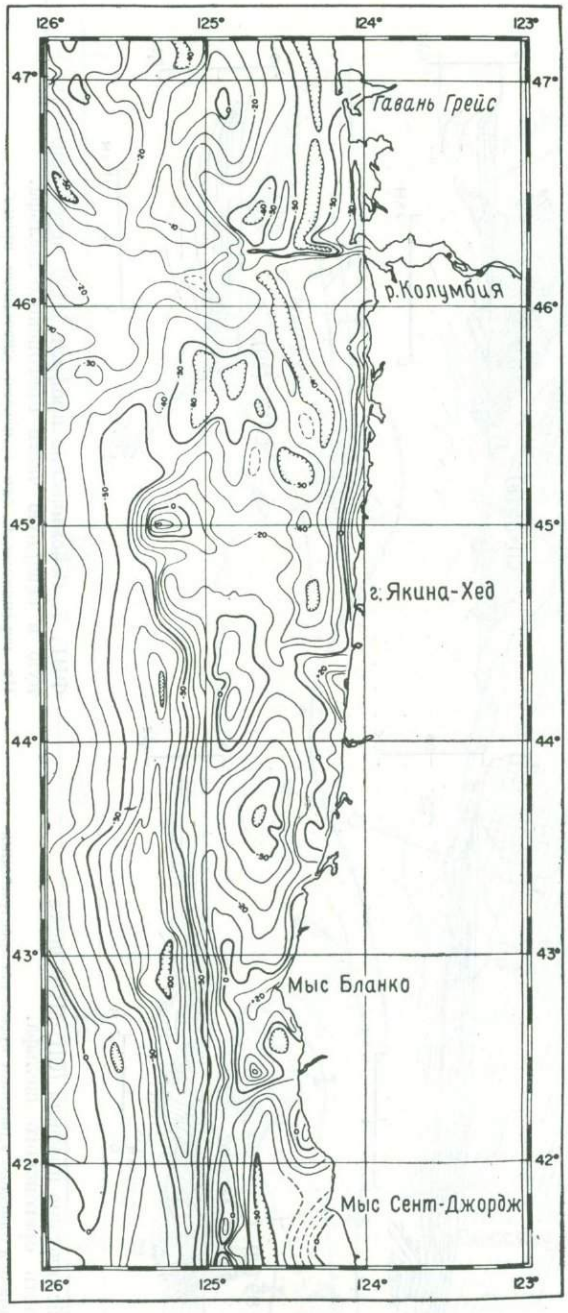


ФИГ. 6. Сейсмические профили (СП) МОВ через северную часть орегонского шельфа.

На вертикальной оси нанесено удвоенное время распространения сигнала. Профили проведены на фиг. 2; в скобках у номеров профилей показано отношение вертикального масштаба к горизонтальному.

ФИГ. 7. Сейсмические профили МОВ через центральную и северную части орегонского шельфа.

На вертикальной оси нанесено удвоенное время распространения сигнала. Профили проведены на фиг. 2; в скобках у номеров профилей показано отношение вертикального масштаба к горизонтальному.



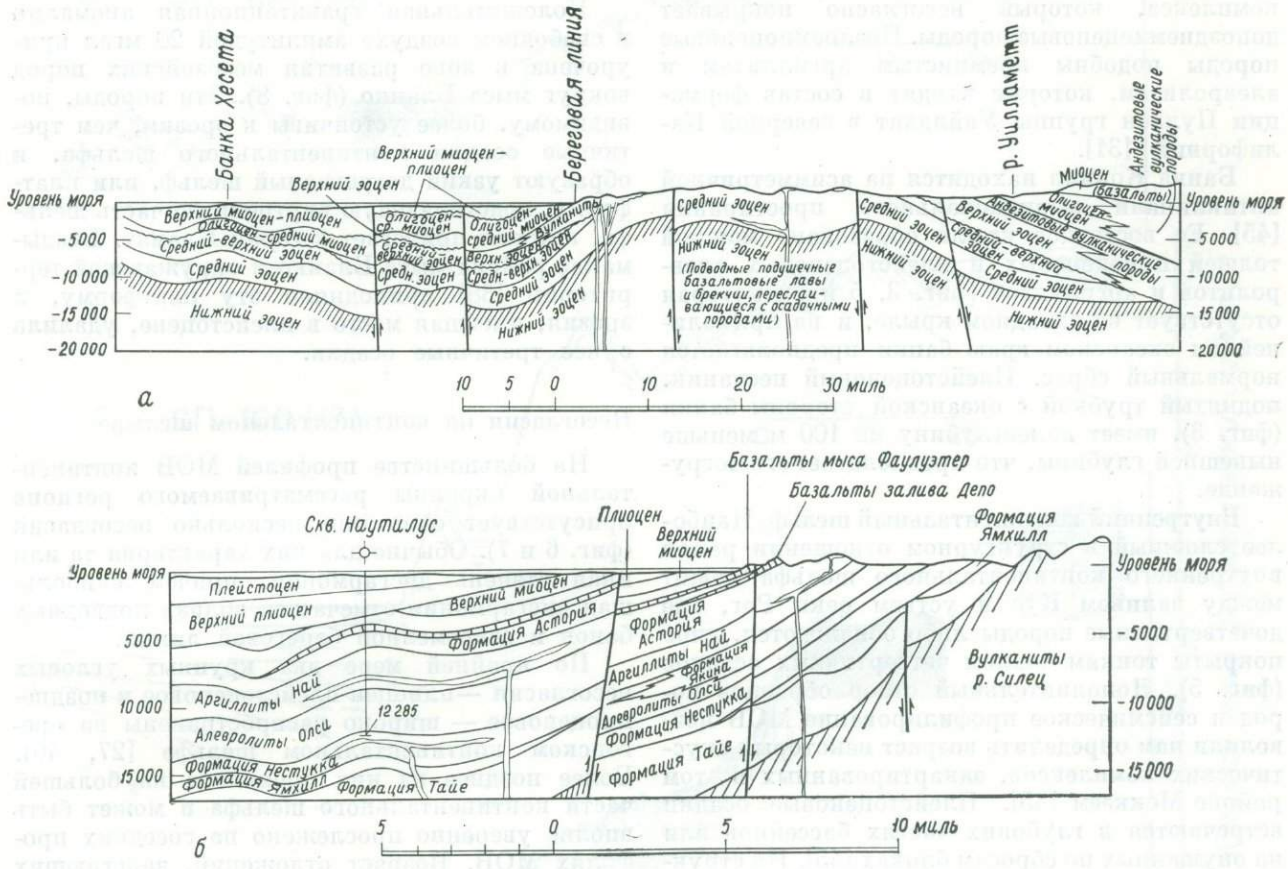
ФИГ. 8. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе ([20], с изменениями) и глубины источников магнитных аномалий [25] на орегонском шельфе и склоне.
Для географической привязки см. фиг. 4.

явно следует, что на внутреннем континентальном шельфе значительно более глубокие и древние осадочные бассейны находятся под неглубокими плейстоценовми бассейнами, примером которых может служить бассейн против горы Каскейд-Хед. Брейслин и др. [9] ссылаются на известный осадочный разрез мощностью 4 км и утверждают, что общая мощность осадков в этом районе превышает 5 км (фиг. 9, *б*). Под внутренней частью континентального шельфа вдоль профиля СП-106 акустический фундамент наклонен в сторону моря (фиг. 6). Он отмечен интенсивными положительными магнитными аномалиями [25] и, вероятнее всего, является продолжением в сторону моря пояса миоценовых вулканогенных пород, обнаруженного на побережье [61]. Возможное значение погребенных под континентальными окраинами выступов фундамента отмечалось ранее [10].

Между заливом Кус и мысом Себастьян внутренний континентальный шельф подстилается осадочной толщей, сильно нарушенной складками и разрывами (фиг. 5) [45, 3]. Эрозия обнажила мезозойские и более молодые пласты. Большинство более древних структур срезано (например, фиг. 7, СП-35) и покрыто тонким чехлом плейстоценовых осадков. От реки Рог до границы штата Калифорния континентальный шельф подстилается неглубоким бассейном, заполненным недеформированными осадками, которые несогласно покрывают более древнюю толщу (фиг. 7, СП-75). Этот бассейн, по-видимому, простирается перпендикулярно береговой линии и характеризуется крупной отрицательной аномалией в свободном воздухе (фиг. 8).

Несмотря на то что характер внешнего континентального шельфа в значительной степени контролируется структурой, на его конфигурацию сильно повлияли также значительная эрозия и продвижение осадков в сторону моря (фиг. 6 и 7). Плейстоценовый осадочный клин несогласно залегает на более древних, частично срезанных эрозией отложениях, которые в настоящее время расположены на глубине до 300 м (фиг. 7, СП-47). Субэральная эрозия во время нескольких стадий понижения уровня моря в плейстоцене срезала складчатые структуры на большей части континентального шельфа (например, фиг. 6 и 7, СП-106, -89, -35). Это в свою очередь позволяет предполагать, что либо уровень моря ранее опускался существенно ниже отрицательной отметки —125 м, приписываемой поздневисконсинской регрессии [19], либо на некоторых участках внешнего шельфа в плейстоцене происходило погружение, как предполагали Кульм и др. [43], основываясь на данных глубоководного бурения.

Подводные банки. Складки, которые образовались в плиоценовых алевролитах и аргил-



ФИГ. 9.

а — разрез от долины Уилламетт до банки Хесета ([9] с изменениями); *б* — разрез от центральной части Орегонского побережья до континентального шельфа ([9] с изменениями). Положение разрезов показано на фиг. 5. Глубина — в футах.

литах, подстилающих банку Нехалем, эродированы и перекрыты более молодыми осадками (фиг. 5 и 6, СП-106). Четкие линейные направления в рельефе дна и стратиграфия, основанная на изучении фауны банки Нехалем, указывают на определенную структурную роль разломов. При глубоководном бурении на океанском склоне банки Нехалем (скв. 176) была пройдена последовательность плейстоценовых зеленовато-серых глинистых алевритов с обильным грубым детритом и остатками мелководной макрофауны; бурение было завершено в плиоценовых оливково-серых глинистых сланцах [13]. Сейсмический профиль МОВ (фиг. 6) и фаунистические данные указывают на угловое несогласие между этими комплексами. Плиоценовые сланцы первоначально отлагались на верхнем континентальном склоне и затем были подняты по крайней мере на 500 м. Они были эродированы во время предшествующего понижения уровня моря, а потом погрузились более чем на 100 м [43].

Строение и стратиграфия банок Хесета и Стонуолл были подробно исследованы [46, 26, 15, 28, 60, 9, 48]. Банка Хесета имеет сложное строение; сейсмические горизонты трудно проследить с одного профиля МОВ на другой; имеется ряд участков, где сейсмические отражения крайне немногочисленны или вообще отсутствуют, что, вероятно, указывает на наличие круто падающих пластов и зон разломов. Более древние пласты деформированы сильнее, чем молодые. Рельеф дна вдоль западного склона банки Хесета, возможно, контролируется сбросом.

Распространение на северной оконечности банки Хесета допозднемиоценовых пород, показанных на геологической карте, опробованием не подтверждено; заключения о возрасте основаны на стратиграфическом положении, установленном по профилям отраженных волн. Позднемиоценовые породы с богатым содержанием диатомей и радиолярий [29] встречаются в самых нижних частях стратиграфического

комплекса, который несогласно покрывает допозднемиоценовые породы. Позднемиоценовые породы подобны кремнистым аргиллитам и алевролитам, которые входят в состав формации Пуллен группы Уайлдкат в северной Калифорнии [31].

Банка Кокилл находится на асимметричной антиклинали меридионального простирания [45]. Ее восточное крыло образовано мощной толщей плиоценовых и плейстоценовых алевролитов и аргиллитов (фиг. 3, 5 и 7), которая отсутствует на западном крыле, и на прямолинейном океанском краю банки предполагается нормальный сброс. Плейстоценовый песчаник, поднятый трубкой с океанской стороны банки (фиг. 3), имеет палеоглубину на 100 м меньше нынешней глубины, что предполагает его погружение.

Внутренний континентальный шельф. Наиболее сложный в структурном отношении район внутреннего континентального шельфа лежит между заливом Кус и устьем реки Рог, где дочетвертичные породы либо обнажаются, либо покрыты тонким чехлом четвертичных осадков (фиг. 5). Дополнительный отбор образцов пород и сейсмическое профилирование МОВ позволили нам определить возраст некоторых акустических комплексов, закартированных в этом районе Меккеем [45]. Плейстоценовые осадки встречаются в глубоких частях бассейнов или на опущенных по сбросам блоках [45]. На структурных поднятиях они либо были абрадированы, либо резко уменьшились в мощности. Позднемиоценовые диатомовые осадки, поднятые с внутреннего континентального шельфа близ устья реки Кокилл, рассматривались как стратиграфический аналог формации Пуллен из бассейна Гумбольдта в северной Калифорнии [29].

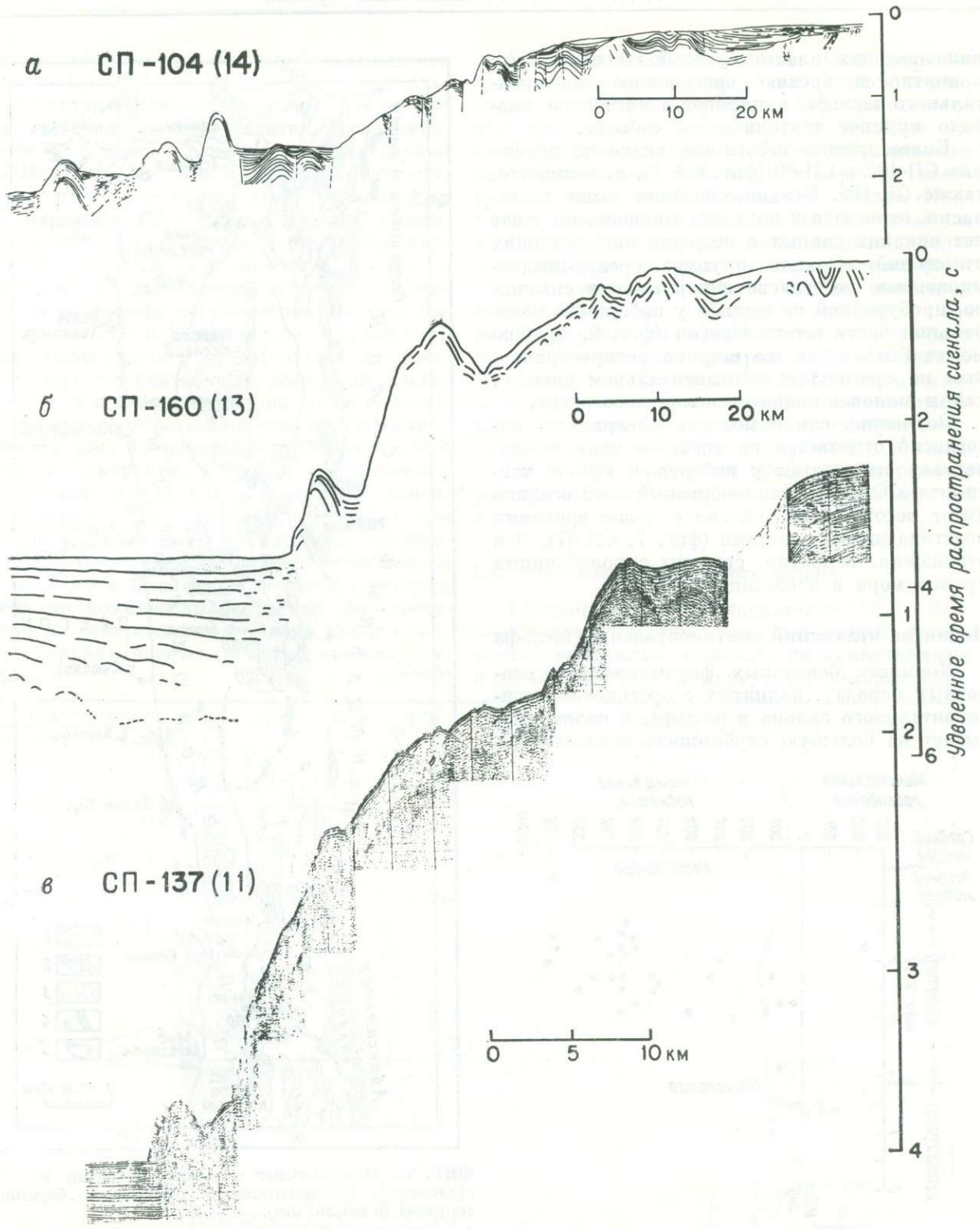
Мезозойский фундамент. Расчлененный акустический фундамент виден на профилях, проложенных в самой внутренней части континентального шельфа между мысом Бланко и скалами Систерс (фиг. 2, СП-22 ,-47, -26 и -30). Он образует платформу, которая имеет наименьшую глубину вблизи берега и от мыса Бланко наклонена в сторону моря. На профиле СП-26 (фиг. 7) наиболее молодые отложения и, возможно, акустический фундамент деформированы. Песчаники и сопутствующие им конгломераты предположительно верхнемелового возраста слагают скалы-останцы рифов на мысе Бланко и реке Рог [34] (фиг. 5). Эти слабометаморфизованные породы, возможно, образуют акустический фундамент, отмечаемый на записях МОВ.

Положительная гравитационная аномалия в свободном воздухе амплитудой 20 мгал приурочена к зоне развития мезозойских пород вокруг мыса Бланко (фиг. 8). Эти породы, повидимому, более устойчивы к эрозии, чем третичные осадки континентального шельфа, и образуют узкий дотретичный шельф, или платформу, подстилающую внутреннюю часть шельфа, которая прилегает к горам Кламат. Воздымание района мыса Бланко и окружающей территории [38] приподняло эту платформу, и эрозия, имевшая место в плейстоцене, удалила с нее третичные осадки.

Несогласия на континентальном шельфе

На большинстве профилей МОВ континентальной окраины рассматриваемого региона присутствует одно или несколько несогласий (фиг. 6 и 7). Обычно для них характерна та или иная степень дисгармонии, причем наибольшая дисгармония отмечается вблизи подводных банок и современной береговой линии.

По крайней мере два крупных угловых несогласия —плиоцен-плейстоценовое и позднемиоценовое — широко распространены на орегонском континентальном шельфе [27, 40]. Более позднее из них проявлено на большей части континентального шельфа и может быть вполне уверенно прослежено на соседних профилях МОВ. Возраст отложений, залегающих над этим несогласием вблизи банки Нехалем (фиг. 6, СП-106; фиг. 10,*а*, СП-104), вдоль восточного склона банки Хесета (фиг. 7, СП-89) и в районе между мысом Араго и рекой Кокилл, был определен как плейстоценовый. Осадочные породы под несогласием имеют позднемиоценовый — раннеплиоценовый возраст. Биостратиграфия керна скв. 176 Проекта глубоководного бурения показывает, что неконсолидированные средне-позднеплейстоценовые осадки (максимальный возраст 1,3 млн. лет) отделены от нижележащих плиоценовых глинистых сланцев [42] несогласием, обнаруженным на океанском склоне банки Нехалем (фиг. 6, СП-106). Несогласие такого же возраста, возможно, отделяет плейстоценовые осадки от среднемиоценовых базальтов на восточном краю СП-106 у горы Тилламук-Хед и от эоцен-олигоценовых пород, подстилающих плейстоценовые осадки на приконтинентальном участке СП-104 (фиг. 10, *а*). Отложения эоцен-олигоценового возраста обнажаются вдоль побережья между заливом Нехалем и заливом Тилламук (фиг. 5). Повсеместное распространение этого несогласия и широкий диапазон возраста



ФИГ. 10. Сейсмические профили МОВ через северную (*а*), центральную (*б*) и южную (*в*) часть орегонской континентальной окраины.

В скобках у номеров сейсмических профилей показано отношение вертикального масштаба к горизонтальному.

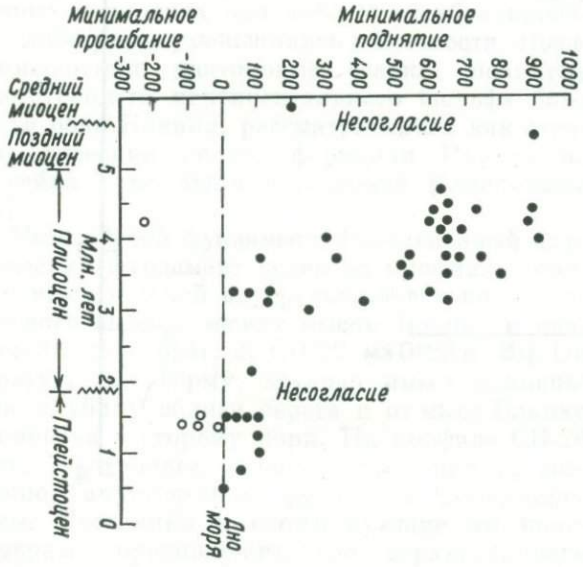
нижележащих пластов указывают на то, что поднятие и эрозию орегонского континентального шельфа в плиоцен-плейстоцене вызвало крупное тектоническое событие.

Более древнее несогласие видно на профилях СП-102 и СП-89 (фиг. 6 и 7), и, возможно, также СП-106. Осадки, лежащие выше несогласия, относятся к позднему миоцену, но у нас нет никаких данных о возрасте нижележащих отложений. Однако крупное средне-позднемиоценовое несогласие обнаружено в скважине, пробуренной на шельфе у побережья центральной части штата Орегон (фиг. 9, *б*). Оно может быть столь же широко распространенным на орегонском континентальном шельфе, как и плиоцен-плейстоценовое несогласие.

Возможно, самая молодая поверхность несогласия отмечается на внешнем краю континентального шельфа у побережья южной части штата Орегон. Клинообразный слой осадков имеет несогласный контакт с более древними подстилающими пластами (фиг. 7, СП-47). Эти отложения, вероятно, связаны с колебаниями уровня моря в плейстоцене [45].

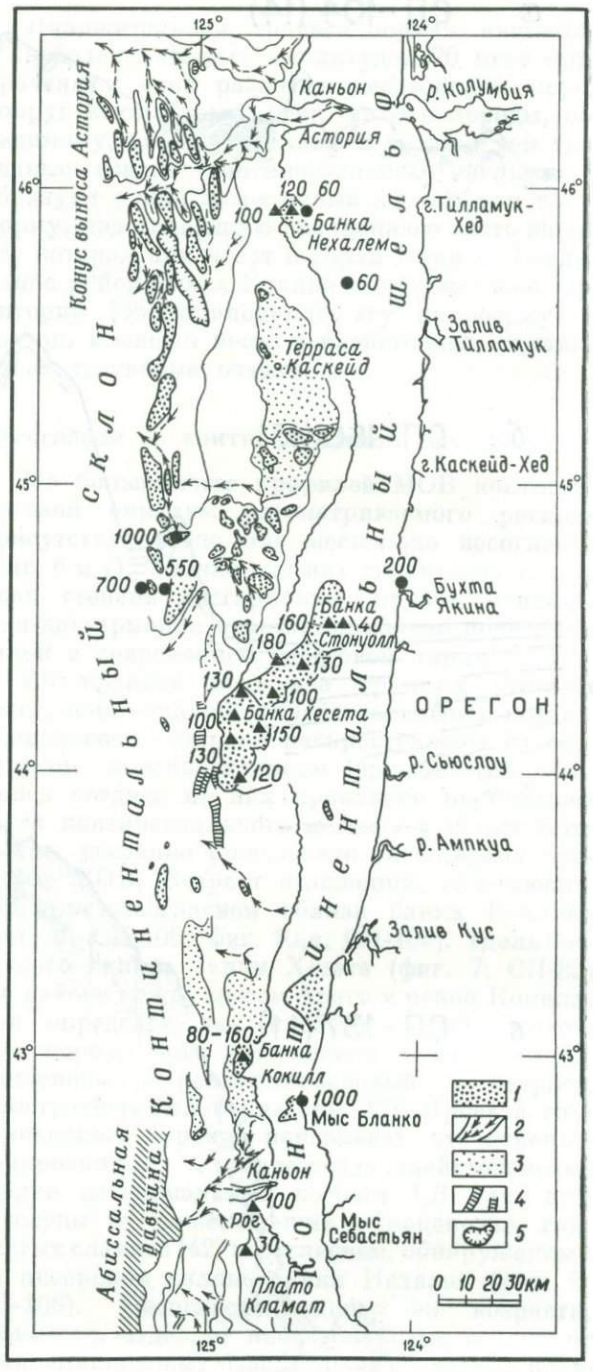
Поднятие отложений континентального шельфа

Комплекс бентонных фораминифер в осадочных породах, поднятых с орегонского континентального склона и шельфа, в целом указывает на большую глубинность осадконакоп-



ФИГ. 11. Скорость относительного тектонического движения на орегонской континентальной окраине в позднем кайнозое (в 100 м/млн. лет).

Данные об образцах с нижнего континентального склона (табл. 3) здесь не использованы. Использована геохронологическая шкала Берггрена [8].



ФИГ. 12. Минимальные скорости поднятия на орегонской континентальной окраине и береговых террасах (в м/млн. лет).

1 — холм; банка; *2* — долина *3* — терраса; *4* — уступ; *5* — бассейн.

ления по сравнению с современными условиями в местах отбора образцов. Сообщалось о поднятии шельфа и верхнего континентального

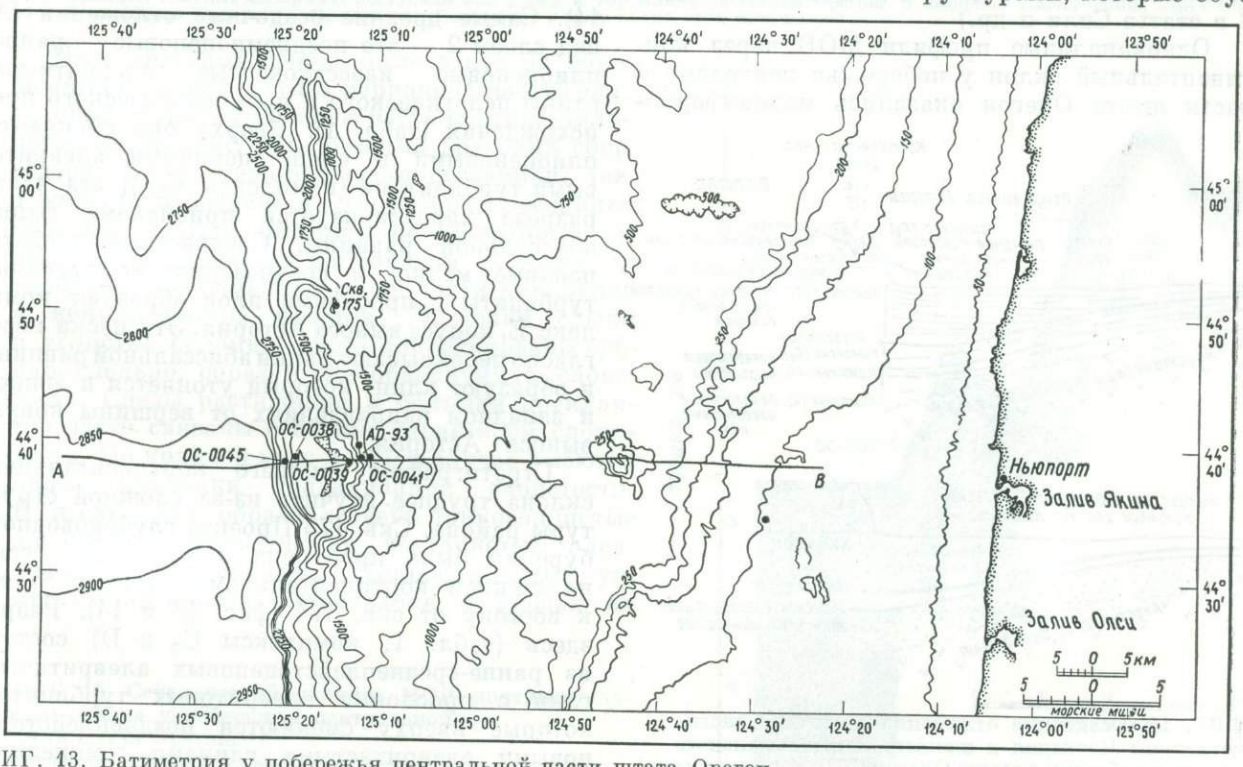
склона у побережья центральной части штата Орегон на 1 км [15, 26, 28]. Поднятие наибольшей амплитуды (900—1000 м) на орегонском континентальном шельфе охватило позднемиоценовые и раннеплиоценовые породы вблизи банки Нехалем (фиг. 3 и 11). Ранне-среднеплиоценовые пласты на банках Нехалем и Кокилл были подняты на 500—600 м. Расчетная амплитуда поднятия плейстоценовых отложений подводных банок лежит в диапазоне 0—100 м.

Отмечалось прогибание внешнего континентального шельфа на океанских склонах банок Нехалем [42] и Кокилл и на верхнем континентальном склоне у реки Рог (фиг. 3). Амплитуда этих отрицательных движений достигает 200 м, и в одном случае, на банке Кокилл, они связаны со сбросом на океанском склоне банки. На фиг. 12 показаны вычисленные минимальные скорости поднятия прибрежной террасы, континентального шельфа и континентального склона. Эти скорости определены на основании максимального возраста отложений (с использованием хронологической шкалы Берггрена [8]) и амплитуды поднятия, которая оценена по комплексам бентонных фораминифер или по измерениям колебаний высот прибрежных террас относительно современного уровня моря.

На орегонской континентальной окраине средние скорости поднятия изменяются в диапазоне от 100 до 1000 м/млн. лет, причем наибольшие значения относятся к прибрежным террасам мыса Бланко и отложениям нижнего континентального склона у побережья центральной части штата Орегон (см. раздел «Поднятие отложений абиссальной равнины», и особенно табл. 3). Несмотря на то что наибольшее поднятие на континентальном шельфе и верхнем континентальном склоне испытали позднемиоценовые — раннеплиоценовые отложения, скорости поднятия обычно составляют лишь 100 м/млн. лет и, вероятно, не превышают 200 м/млн. лет. На всем континентальном шельфе и верхнем континентальном склоне скорости поднятия довольно постоянны, что свидетельствует о весьма устойчивом поднятии в позднем кайнозое. В отличие от этого в прибрежном районе суши скорость поднятия уменьшается к северу и югу от мыса Бланко.

Строение континентального склона

Сейсмограммы одноканального МОВ свидетельствуют о том, что орегонский континентальный склон подстилается пликативными и дизъюнктивными структурами, которые обус-



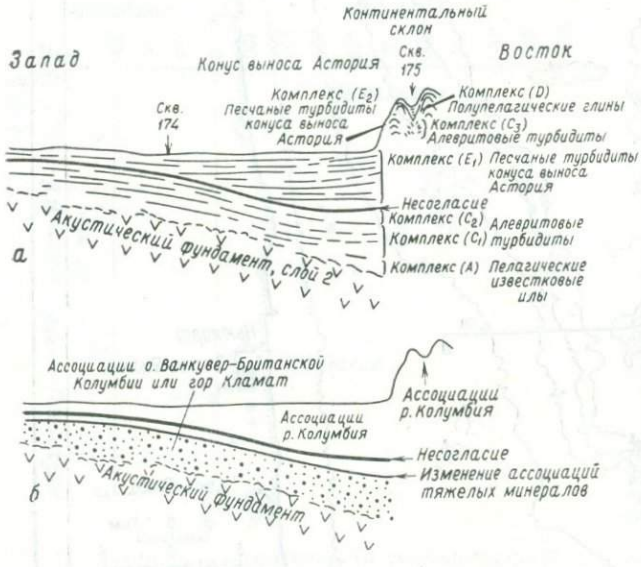
ФИГ. 13. Батиметрия у побережья центральной части штата Орегон.

Обратите внимание на расположение пунктов драгирования и скв. 175 Проекта глубоководного бурения. Изобаты — в метрах.

ловливают расчлененный рельеф дна. Многоканальные сейсмические записи ОГТ с 12-кратным перекрытием показывают, что меридиональные гряды на континентальном склоне (фиг. 4) представляют собой чешуйчатые надвинутые пластины, которые, вероятно, характеризуются разрывами и складками (фиг. 8 в статье Сили и др. в этой книге). Во впадинах, или синклиналях, образующихся между этими структурами, накапливаются осадки, в результате чего на верхнем континентальном склоне формируются уступы (фиг. 4, 6 и 10, *а*).

Слои на нижнем континентальном склоне у побережья северной части Орегона, возможно, слабо деформированы в широкие антиклинали, между которыми наблюдается отложение значительных масс осадков (фиг. 10, *а*). Впадины частично заполнены осадками, которые обычно деформированы подповерхностной складчатостью; некоторые складки поднимаются над общим уровнем бассейнов. На нескольких профилях наблюдается угловое несогласие между смятыми более древними слоями и залегающими на них более молодыми осадками. Верхний континентальный склон и внешний шельф, по-видимому, нарушены интенсивной складчатостью и разломами, обусловленными чешуйчатыми надвигами (фиг. 10, *а*; см. также фиг. 8 в статье Сили и др.)

Одноканальные профили МОВ через континентальный склон у побережья центральной части штата Орегон оказались малоинформативными из-за влияния на сейсмическую запись крутых уступов (фиг. 10, *б*). Однако исследования методом ОГТ с 12-кратным перекрытием вдоль профиля вблизи южной оконечности банки Хесета у 44 ° с. ш. (фиг. 4; см. также фиг. 8 в статье Сили и др.) показывают, что она образована серией надвигов, видимое падение которых увеличивается по направлению к береговой линии. Между мысом Бланко и границей штата Калифорния континентальный склон подстилается пережатыми складками и разрывами (фиг. 10, *б*), которые, вероятно, связаны с описанными выше надвинутыми пластинами. Узкие структурные террасы образованы в результате накапливания осадков в тылу этих структур. Наиболее крупная терраса на континентальном склоне побережья южной части штата Орегон (фиг. 4), плато Кламат, вероятно, образовалась таким же образом.



ФИГ. 14. Осадочные отложения восточной части котловины Каскадия и нижнего континентального склона у побережья штата Орегон ([63], с изменениями).
а — литология; *б* — ассоциации тяжелых минералов.

Литология и строение континентального склона и абиссальной равнины

Литология. Стратиграфия восточной части котловины Каскадия была изучена скв. 175 Проекта глубоководного бурения [42, 43] (фиг. 14). Самые древние осадочные отложения (А) над слоем 2 — это позднемиоценовые — раннеплиоценовые известковистые алевритистые глины пелагического и полупелагического происхождения (табл. 1). Кверху они сменяются плиоценовыми и плейстоценовыми алевритовыми турбидитами (комплексы $C_{1,2}$); эта часть разреза характеризуется признаками фаций абиссальной равнины. Средне-позднеплейстоценовые мелко- и среднезернистые песчаные турбидиты с прослоями илов образуют комплекс E_1 конуса выноса Астория. Эти пески несогласно перекрывают фации абиссальной равнины и образуют клин, который утоняется в южном и западном направлениях от вершины конуса выноса Астория.

Стратиграфию нижнего континентального склона труднее изучить из-за сложной структуры района. Скв. 175 Проекта глубоководного бурения была пробурена в узкой депрессии на нижнем континентальном склоне в 87 км к востоку от скв. 174 (фиг. 13 и 14). Разрез здесь (табл. 1, комплексы C_3 и D) состоит из ранне-среднеплейстоценовых алевритистых глин с прослоями алевритовых турбидитов, которые кверху сменяются позднеплейстоценовыми алевритистыми глинами гемипелагического происхождения [43].

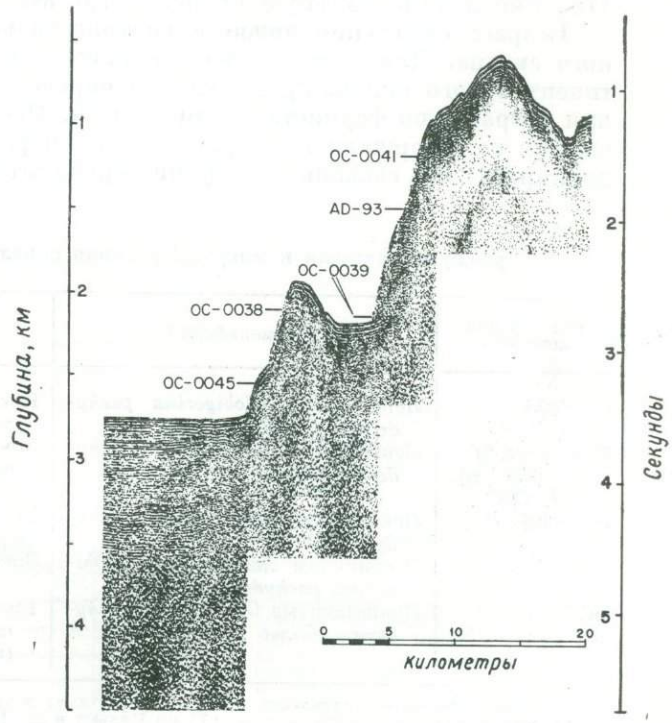
Таблица 1

Стратиграфия отложений, пробуренных скв. 174 и 175 глубоководного бурения и поднятых при драгировании нижнего континентального склона

Комплекс	Положение	Литологическая характеристика	Возраст	Вероятный источник
E_2	Образцы ОС-0039, ОС-0045	Тонкозернистые до среднезернистых песчаники (турбидиты) и аргиллиты	Поздний плейстоцен (0,3 млн. лет или менее)	Смешанный источник
E_1	Конус выноса Астория, скв. 174	Мелкозернистые до среднезернистых неконсолидированные песчаные турбидиты с прослоями илов	Поздний плейстоцен (0,5 млн. лет — настоящее время)	Бассейн реки Колумбия
D	Скв. 175	Гемипелагические алевритистые глины и глинистые алевриты	Поздний плейстоцен (0,6 млн. лет — настоящее время)	Бассейн реки Колумбия
C_3	Скв. 175	Алевритовые турбидиты с прослоями илов	Средний плейстоцен (1,2 — 0,6 млн. лет)	Бассейн реки Колумбия
C_2	Скв. 174	Алевритовые турбидиты с прослоями илов	Ранний плейстоцен — средний плейстоцен (1,85—0,6 млн. лет)	Бассейн реки Колумбия
C_1	Скв. 174	Алевритовые турбидиты с прослоями илов, которые с глубиной постепенно переходят в сильно известковистые илы	Плиоцен (5,0 — 1,85 млн. лет)	*
B	Образцы ОС-0041, AD-93	Мелкозернистые до среднезернистых песчаники (турбидиты) и аргиллиты	Поздний плиоцен — ранний плейстоцен (2,0 — 1,2 млн. лет)	*
A	Скв. 174	Пелагические известковистые илы, постепенно переходящие кверху в известковистые гемипелагические илы	Поздний миоцен — ранний плиоцен (8—4 млн. лет)	—
Слой 2	Скв. 174	Вероятно, толеитовый базальт	Поздний миоцен (10 — 8 млн. лет)	—

* Фракции тяжелых минералов поступали или с юга: с гор Кламат в южном Орегоне и северной Калифорнии, или с север из района остров Ванкувер — Британская Колумбия, или из обоих этих источников.

Пять драговых сборов было взято на обращенных к океану уступах меридиональных гряд, которые образуют нижнюю часть континентального склона (фиг. 15). Каждый драговый сбор содержал как плейстоценовые песчаники, так и аргиллиты различного характера. Песчаники большей частью рыхлые, но некоторые из них сцементированы карбонатом кальция и, вероятно, представляют собой части конкреций и конкреционных пластов. Листочки слюды и углистые обломки часто ориентированы субпараллельно, образуя слаборазличимую слоистость. Следы растяжения и обломки аргиллитов часто связаны с общим характером слоистости. По крайней мере в одном случае имеются явные признаки градационной слоистости. В нескольких образцах очень тонкозернистые алевристые песчаники и песчанистые алевролиты тонкослойчаты. Микрослюдистые углистые аргиллиты встречаются в пробах из



ФИГ. 15. Сейсмический профиль МОВ континентального склона у побережья центральной части штата Орегон.

Положение профиля соответствует линии *AB* на фиг. 13. Показаны пункты драгирования. Вертикальный масштаб увеличен в 13 раз.

драг в виде отдельных обломков или прослоек в больших обломках песчаника. Эти песчаники имеют много признаков, типичных для турбидитов.

Консолидация. Плейстоценовые турбидиты конуса выноса Астория (фиг. 14, комплекс E_1) оказались совершенно неконсолидированными до глубины 284 м от поверхности дна и характеризовались интервальной скоростью 1,60 км/с [43]. Комплекс C_2, залегающий под комплексом E_1, содержит уплотненные алевритистые глины, но базальные слои турбидитов, состоящие из тонкозернистого песка и алеврита, были рыхлыми и совершенно несцементированными. Плиоценовые комплексы A, C_1 и C_2 характеризуются интервальной скоростью 1,9 км/с.

В противоположность этому плейстоценовые песчаники и аргиллиты, поднятые при драгировании нижнего континентального склона [16], довольно хорошо консолидированы. Ранне-среднеплейстоценовые отложения в скв. 175 (фиг. 14, комплекс C_3) становятся заметно консолидированными на глубине 125—180 м от поверхности дна, а скорости сейсмических волн в них на этом коротком интервале быстро возрастают с 1,6 до 1,9 км/с. Позднеплейстоценовые неконсолидированные гемипелагические осадки (комплекс D), поднятые из скв. 175, имели интервальную скорость 1,6 км/с.

Возраст отложений нижнего континентального склона. Для всех образцов нижнего континентального склона производились определения возраста по фаунистическим данным. Песчаники не содержали ни фораминифер, ни радиолярий, но связанные с ними аргиллиты содержали великолепные комплексы бентонных и планктонных форм (табл. 2). Определения возраста фораминифер в этих образцах основывалось прежде всего на направлении закручивания *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). Банди [4], Ингл [35], Банди и Ингл [7], Ингл и Такаянаги (в печати) определили последовательность изменений закручивания *G. pachyderma* после среднего миоцена в южной и северной Калифорнии. Левозавитые популяции преобладают в отложениях верхнего миоцена, верхней части среднего и нижней части верхнего плиоцена и ледниковой части плейстоцена. Между этими отложениями преобладают правозавитые формы. Определение возраста радиолярий базируется в основном на работах Хейса [32] и Хейса и Берггрена [33]. Видовой состав и возраст радиолярий приведены в табл. 2.

Образцы ОС-0038 и ОС-0039 содержат соответственно 100 и 73% левозавитых *G. pachyderma*. Так как радиолярии в образце ОС-0038 указывают на возраст 0,3 млн. лет и менее, этим аргиллитам приписывается ледниковый плейстоценовый возраст. Образец ОС-0041 содержит 96% левозавитых *G. pachyderma* и скопление радиолярий с возрастом 0,9—2,0 млн. лет (поздний плиоцен или ранний плейстоцен). Ведущиеся сейчас работы по биостратиграфии планктонных фораминифер из колонок Хуан-де-Фука подтверждают эту датировку. Следовательно, верхний предел возраста образца ОС-0041 составляет 1,2 млн. лет.

Источники осадков. В котловине Каскадия и на Орегонской континентальной окраине оконтурены провинции тяжелых минералов [23,

Таблица 2

Микрофаунистическая и микрофлоральная зональность отложений нижнего континентального склона

Образец или комплекс	Фораминиферы [1]	Радиолярии [2]	Диатомеи [3]	Возраст, млн. лет
ОС-0038	Левозавитые *Globigerina pachyderma* (№ 22)	После *Stylatractus universus*, *Drappatractus acquilonius*	—	$\leqslant 0{,}3$
Комплекс D (0—100 м), скв. 175	Левозавитые *Globigerina pachyderma* (№ 22)	Зона *Artostrobium miralestense* и верхняя зона *Stylatractus universus*	NPD, зона I; NPD, зона II	$<0{,}6$
ОС-0039	Левозавитые *Globigerina pachyderma* (№ 22)	Нет	—	$\ll 1{,}2$
Комплекс C_3	В основном левозавитые *Globigerina pachyderma*	Зона *Stylatractus universus*	NPD, зона II; NPD, зона III	0,6—1,2
ОС-0041	Правозавитые *Globigerina pachyderma* (более 1,2 млн. лет)	Eucyrtidium delimontensis, *Stylatractus univesus*, *Eucyrtidium matuyama* (0,9—2,0 млн. лет)	—	1,2—2,0

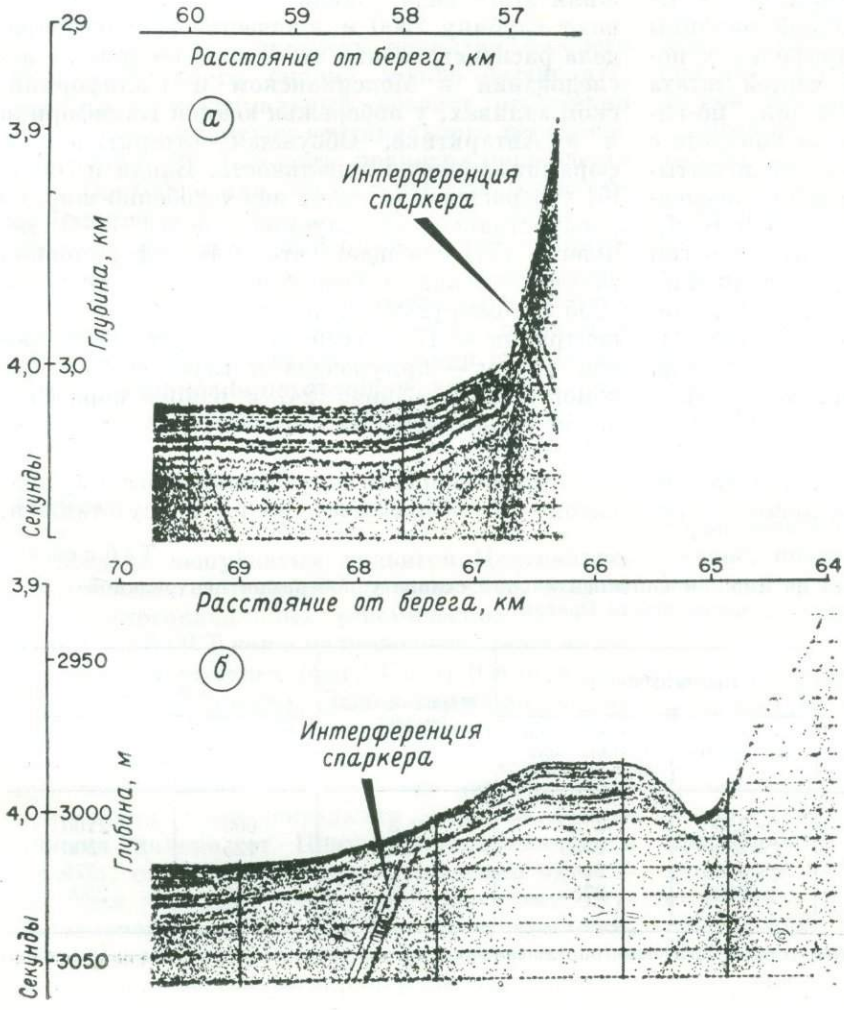
[1] Фораминиферовая зональность. Скв. 175 по Кульму и др. [43]; образцы ОС-0038, -0039, -0041 описаны Фаулером.
[2] Радиоляриевая зональность. Скв. 175 по Кульму и др. [43]. Образцы ОС-0038, -0039, -0041 описаны Т. Муром из Океанографической школы Университета штата Орегон.
[3] Северо-Тихоокеанские диатомовые зоны по Шрадеру [54].

17, 52, 53]. Главными источниками осадков являются горы Кламат в южной части штата Орегон и северной части штата Калифорния, обширный бассейн реки Колумбия, прибрежные дренирующие бассейны острова Ванкувер и Британской Колумбии.

Шейдеггер и др. [53] показали, что плиоценовые алевритовые турбидиты комплекса C_1 (скв. 174) поступали либо с гор Кламат на юге или из района остров Ванкувер — Британская Колумбия на севере (табл. 1, фиг. 14). Однако около 2 млн. лет назад источник осадков сменился: ведущую роль стал играть бассейн реки Колумбия (комплекс C_2). Средне-позднеплейстоценовые илистые турбидиты, пробуренные скв. 175 (комплекс C_3), также поступали из бассейна реки Колумбия (табл. 1).

Ассоциации тяжелых минералов песчаников, драгированных с нижнего континентального склона, типичны для незрелых песков, найденных в северо-восточной части Тихого океана, которые содержат большое количество метаморфических минералов, например кианита, ставролита и розовато-зеленой роговой обманки. Некоторые песчаники со станции AD-93 имеют такой же состав, что и осадки, для которых областями сноса были горы Кламат или район остров Ванкувер—Британская Колумбия. По общему составу они похожи на плиоценовые пески из скв. 174. Другие песчаники со станции AD-93 и из колонки OC-0045 не связаны определенно ни с одним из указанных источников сноса. Возможно, они представляют собой смесь осадков, поступивших из нескольких источников.

Структуры. Характер сочленения абиссальной равнины и континентального склона у побережья Орегона был описан Силвером [56, 57, 58], Спигаем [62], Кульмом и др. [42, 43] и Сили и др. (статья в этой книге). Сложный характер отражений от крутопадающих пластов нижнего континентального склона (фиг.



ФИГ. 16. Сейсмические профили МОВ на частоте 3,5 кГц с высокой разрешающей способностью, проложенные в основании континентального склона у побережья южной части штата Орегон [62].

а — осадки котловины Каскадия, приподнятые в основании континентального склона (СП-165). Вертикальный масштаб увеличен в 33 раза; *б* — небольшое поднятие в осадках котловины в основании континентального склона (СП-166). Вертикальный масштаб увеличен в 25 раз. Положение профилей показано на фиг. 2.

15) затрудняет определение природы его контакта с абиссальной равниной по одноканальным сейсмическим данным. С другой стороны, профиль ОГТ с 12-кратным перекрытием в этом районе (фиг. 8 в статье Сили и др.) ясно показывает, что абиссальные отложения поддвинуты под нижний континентальный склон, что, возможно, сопровождалось незначительной складчатостью отложений абиссальной равнины. Хотя на Орегонском континентальном склоне обнаружены надвиги и складки сжатия, акустический фундамент протягивается в сторону континента на небольшое расстояние от сочленения континентального склона и абиссальной равнины. Этот факт, возможно, играет важную роль в объяснении сейсмичности, наблюдающейся в районе штатов Орегон и Вашингтон.

Несмотря на то что одноканальные сейсмические записи дают только ограниченную информацию о структуре континентального склона, они полезны для выявления деформаций в отложениях прилегающей абиссальной равнины (фиг. 15, 16). На большинстве профилей у побережья южной и центральной частей штата Орегон осадки котловины Каскадия, по-видимому, внезапно выклиниваются на контакте с нижним континентальным склоном, не испытывая видимых деформаций у сочленения последнего с абиссальной равниной (фиг. 10, *в* и 16, *б*). У побережья северной части штата Орегон осадки котловины Каскадия вблизи подножия континентального склона, по-видимому, деформированы; аналогичное явление наблюдается вблизи устья реки Колумбия и далее на север у побережья штата Вашингтон [58].

Сейсмические записи на частоте 3,5 кГц, обладающие высокой разрешающей способностью, показывают, что в основании континентального склона осадки котловины Каскадия загибаются вверх по склону (фиг. 16, *а*) или образуют складку в виде небольшого холма (фиг. 16, *б*). Эти факты могли бы указывать на оползание с прилегающего склона, однако когерентные отражения свидетельствуют об одинаковой мощности слоев, исключающей их выклинивание. Небольшие холмы, вероятно, отражают деформации, происходящие на глубине.

Поднятие отложений абиссальной равнины

Бентонные фораминиферы в аргиллитах нижнего континентального склона (фиг. 15) являются диагностическим признаком абиссальных условий осадконакопления, характеризующихся глубинами более 2300 м; из видов бентоса более других заслуживает внимания *Melonis pompilioides* (Fichtel and Moll). В современных осадках, поднятых у побережья Орегона с глубин менее 2300 м, мы не обнаружили этого вида. Банди и Кьеричи [5] указывают глубину 2300 м в качестве верхнего предела распространения этого вида по данным исследований в Мексиканском и Калифорнийском заливах, у побережья южной Калифорнии и в Антарктике. Обсуждая антарктическую фораминиферовую зональность, Банди и Эколс [6] утверждают, что этот вид «особенно широко распространен на глубинах более 3000 м». Флегер [51] сообщает, что в Калифорнийском заливе этот вид не встречен на глубинах менее 1295 фатомов (2380 м), а его максимальная концентрация — 17% всей живой фораминиферовой фауны — приурочена к глубине 1590 фатомов (2930 м); Эколс [24] в районе моря Скоша не зарегистрировал его на глубинах менее 2924 м.

Судя по современному батиметрическому диапазону *M. pompilioides*, по их присутствию и,

Таблица 3

Амплитуда и скорость поднятия на нижнем континентальном склоне у побережья центральной части штата Орегон

Проба или комплекс	Современная глубина дна, м	Палеоглубина, м		Максимальный возраст, млн. лет	Скорость поднятия [1], м/млн. лет	
		Бентонные фораминиферы	Современная глубина абиссальной равнины		Бентонные фораминиферы	Глубины абиссальной равнины
ОС-0038	2100	>2300	2750	0,3	666	2166
ОС-0039	2150	>2300	2750	1,2	125	500
ОС-0041 (комплекс В)	1200	>2300	2750	2,0	550	775
Скв. 175 (комплекс $С_3$)	1999	>2300	2750	0,3	1000	2500

[1] Характеризует отличие современной глубины от палеоглубины, определенной с помощью фауны, или от современной глубины прилегающей абиссальной равнины.

более того, широкому распространению в аргиллитах нижнего континентального склона, породы проб ОС-0038 и ОС-0041 (фиг. 15) отложились на глубинах более 2300 м и, вероятно, более 3000 м (табл. 3). Глубина дна в местах отбора проб ОС-0038 и ОС-0041 составляла соответственно 2100 и 1200 м. Таким образом, аргиллиты и песчаники в позднем плиоцене и плейстоцене были подняты на 1100 м.

Используя глубину 2300 м в качестве верхнего предела распространения *M. pompilioides*, можно полагать, что комплекс C_3, пробуренный скв. 175, регистрирует поднятие в позднем плейстоцене на 300 м [43]. Согласно данным диатомовой и радиоляриевой стратиграфии [43], существенное изменение в палеоглубинах произошло 0,3—0,45 млн. лет назад. Первоначальное поднятие в месте расположения скв. 175 на абиссальной равнине, по-видимому, произошло около 0,6 млн. лет назад, так как в этот период прекратилось отложение турбидитов [63].

Минимальную скорость поднятия нижнего континентального склона можно вычислить, используя максимальный возраст отложений (табл. 2) и амплитуду вертикального перемещения (табл. 3). Скорость поднятия колеблется от 125 до 1000 м/млн. лет в случае использования фораминифер и от 500 до 2500 м/млн. лет в случае использования нынешней глубины прилегающей абиссальной равнины. Абиссальная равнина вдоль орегонской окраины в позднем плейстоцене, вероятно, была глубже, поскольку отложения конуса выноса Астория накапливались в ледниковом плейстоцене, частично заполнив восточную часть котловины Каскадия.

Модель

Модель чешуйчатых надвигов Центральноамериканского желоба базируется на результатах многоканальных сейсмических исследований МОВ ОГТ как в мелководных, так и в глубоководных районах (фиг. 17, *а*) (Сили и др., статья в этой книге). Для построения надежного структурного разреза глубоководной части сейсмического профиля потребовалась существенная машинная обработка данных. Хотя орегонская континентальная окраина расположена далеко от Центральноамериканского желоба, она характеризуется многими существенными чертами, свойственными этому глубоководному желобу. Для проверки приложимости модели чешуйчатых надвигов к орегонской континентальной окраине мы будем использовать следующие геологические данные, представленные в предыдущих разделах:

1. Общее поднятие на всей орегонской континентальной окраине произошло в позднекайнозойское время. Скорость поднятия самая высокая (1000 м/млн. лет) —на нижнем континентальном склоне и самая низкая (100 м/млн. лет в среднем)— на внешнем краю континентального шельфа. В любой данный промежуток времени наибольшей амплитудой поднятия характеризуются самые древние отложения.

2. В разрезе континентальной окраины установлено несколько крупных эрозионных несогласий (средне-позднеэоценовое, среднепозднемиоценовое, плиоплейстоценовое).

3. Позднеплиоценовое — плейстоценовое погружение на внутреннем континентальном шельфе сформировало вытянутый синклинальный бассейн, который впоследствии был заполнен осадками.

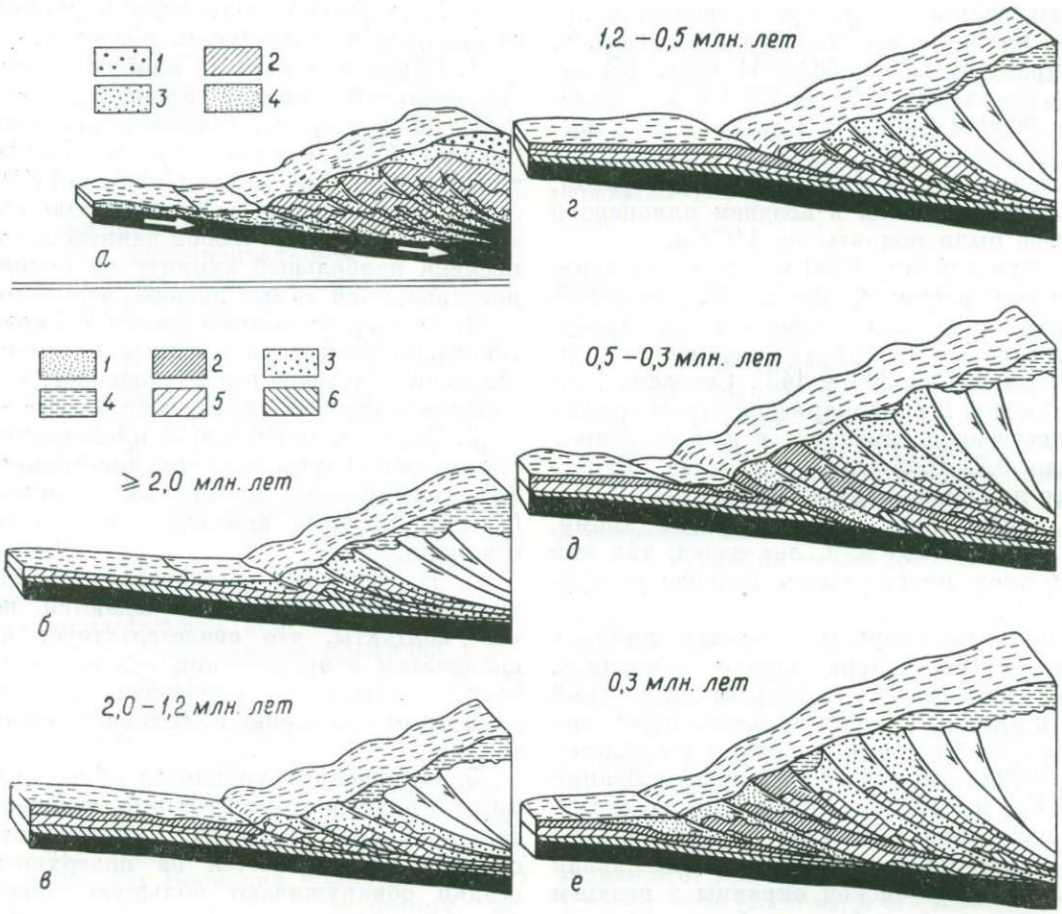
4. В осадочных бассейнах на нижнем континентальном склоне наблюдаются несогласные контакты, что свидетельствует о послескладчатом запруживании осадков и тектонической активности, совпадающей по времени с быстрым отложением осадков мутьевыми потоками.

5. Отложения турбидитов абиссальной равнины и подводного конуса выноса вошли в состав нижнего и среднего континентального склонов и обнажаются на поверхности. Эти осадки обнаруживают бóльшую степень консолидации по сравнению с аналогичными отложениями такого же возраста на прилегающей абиссальной равнине. Более древние осадки континентального склона обнажаются на подводных банках внешнего континентального шельфа.

6. Возраст плейстоценовых осадков, которые обнажаются на нижнем континентальном склоне, постепенно увеличивается от наименьшего в основании склона до наибольшего вблизи его середины.

Корреляция фаций континентального склона и абиссальной равнины

Осадочные фации, поднятые с помощью трубок и драг с уступов орегонского континентального склона, можно сопоставлять с фациями прилегающей абиссальной равнины, используя данные о литологии, областях сноса, палеообстановках и возрасте. Комплексы, пробуренные скв. 174 Проекта глубоководного бурения в котловине Каскадия (табл. 1, фиг. 14), явно типичны для отложений абиссальной



ФИГ. 17.

а — Модель склона желоба; структура и фациальный состав осадков (Сили и др., статья в этой книге). *Фации* (в порядке увеличения возраста): *1* — шельф; *2* — склон; *3* — желоб; *4* — абиссальная равнина. *б* — *е* — схематические разрезы орегонской окраины, показывающие позднекайнозойскую хронологию чешуйчатого надвигания и взаимоотношения осадков. *1* — песчаные турбидиты конуса выноса Астория ($E_{1,2}$); *2* — гемипелагические илы континентального склона (D); *3* — абиссальные алевритовые турбидиты ($C_{2,3}$); *4* — абиссальные алевритовые турбидиты (C_1); *5* — песчаные турбидиты древнего конуса выноса (B); *6* — пелагические илы (A).

равнины [43]. Некоторые из комплексов, пробуренных скв. 175 и опробованных при драгировании нижнего континентального склона, также являются отложениями абиссальной равнины и коррелируются с комплексами скв. 174. По литологическому составу образцы с орегонского континентального шельфа и склона не похожи на осадки комплекса А из скв. 174.

Самый древний типичный образец из конуса выноса представлен позднемиоцен-раннеплейстоценовым турбидитовым песчаником (комплекс В), который выходит на поверхность в средней части континентального склона на глубине 1100 — 1500 м. Несмотря на то что по литологическому составу более древние отложения конуса выноса сходны с отложениями конуса выноса Астория, источники сноса осадков находились либо в горах Кламат, либо в районе острова Ванкувер и Британской Колумбии. Эти древние турбидиты конуса выноса не встречены в скв. 174 и, вероятно, отсутствуют также в мощном осадочном клине, который лежит между скв. 174 и континентальным склоном [42]. При скорости конвергенции плит 2 см/год [58] значительный объем осадков этой фации должен был поглотиться в раннем плейстоцене; этот вопрос обсуждается в следующем разделе.

Комплексы C_1, C_2 и C_3 характеризуются литологией, типичной для абиссальной равнины (табл. 1, фиг. 14). Самый древний из них C_1 (скв. 174) отчасти может совпадать по возрасту с комплексом В и содержит фракцию тяжелых минералов из аналогичного источника сноса.

Однако в скв. 175 не было обнаружено коррелирующегося с ним комплекса. Комплекс C_2 (скв. 174) и комплекс C_3 (скв. 175) коррелируются по возрасту и фракциям тажелых минералов.

Самые молодые позднеплейстоценовые турбидитовые песчаники и аргиллиты комплекса E_2 на нижнем континентальном склоне коррелируются с верхней частью турбидитов конуса выноса Астория и переслаивающимися с ними илами комплекса E_1 (скв. 174). Неконсолидированные гемипелагические илы комплекса D в скв. 175 типичны для позднеплейстоценовых и голоценовых отложений, которые облекают нижний и средний континентальный склон у побережья Орегона [42, 16, 62].

Позднекайнозойское надвигание

Использовав модель чешуйчатого надвига (статья Сили и др., в этой книге) (фиг. 17, *а*), а также фациальные и возрастные соотношения (табл. 2), мы восстановили хронологию позднекайнозойских тектонических событий, которые приподняли орегонскую континентальную окраину и могли привести к формированию стратиграфической последовательности, наблюдаемой на континентальном склоне.

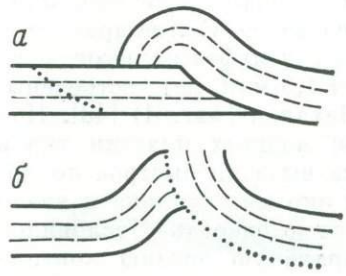
Самые ранние поддающиеся описанию события относятся к позднему плиоцену — раннему плейстоцену (фиг. 17). Приблизительно 2 млн. лет назад в глубоководном желобе, находившемся на месте ныне существующего континентального склона, сформировался мощный осадочный клин (комплекс В), аналогичный клину, который в настоящее время занимает восточную окраину котловины Каскадия [42, 50] (фиг. 17, *б*). Основываясь на данных о разломах на плите Хуан-де-Фука, Силвер [57] пришел к выводу об увеличении скорости субдукции в указанное время. Осадки конуса выноса внутри клина были вдвинуты под нижний континентальный склон в виде нескольких мощных пластин (фиг. 17, *б*). Более древние осадки абиссальной равнины (А и C_1), вероятно, лежат глубже, внутри нижнего континентального склона, под осадками конуса выноса (В).

В процессе субдукции, продолжавшейся в интервале от 2,0 до 1,2 млн. лет назад, отложения конуса выноса (В, фиг. 17, *б*) были почти полностью поглощены и в котловине Каскадия отложились раннеплейстоценовые абиссальные алевритовые турбидиты (C_2 и C_3). Вероятно, они фациально замещали отложения расположенного восточнее конуса выноса (фиг. 17, *в*). В это же время на орегонском континентальном шельфе развилось заметное эрозионное несогласие. Самые древние отложения, лежащие над шельфовым несогласием и имеющие возраст 1,3 млн. лет, встречены в скв. 176 на банке Нехалем (фиг. 1) [43]. По-видимому, поддвигание мощных пластин турбидитов конуса выноса вызвало быстрое поднятие континентальной окраины (склона и внешнего шельфа), что в свою очередь обусловило последующую субаэральную эрозию континентального шельфа.

Геологическая летопись среднего плейстоцена (1,2—0,5 млн. лет) показывает, что предшествующий конус выноса полностью подвергся субдукции и был поднят на более высокие отметки на континентальном склоне (фиг. 17, *г*). Прогибание абиссальных алевритовых турбидитов (C_1, C_2) вдоль восточной окраины котловины Каскадия началось в интервале 1,2—0,5 млн. лет назад. Анализ палеоусловий отложения осадков, пробуренных скв. 175, указывает, что комплекс C_3 абиссальной равнины, прежде чем занять свое современное положение на глубине 1999 м, пересек изобату 2300 м (табл. 3). Осадки подводного конуса выноса в котловине Каскадия, вероятно, отсутствовали в указанное время.

Осадки конуса выноса Астория (E_1) начали накапливаться в желобообразной депрессии в основании континентального склона в интервале от 0,5 до 0,3 млн. лет назад (фиг. 17, *д*), после поддвига и поднятия комплекса C_2 абиссальной равнины. Отложение могло начаться вблизи вершины конуса выноса (вблизи устья реки Колумбия, фиг. 1) и позднее охватило более отдаленные районы. Ледниковые плейстоценовые отложения в котловине Каскадия характеризуются высокими скоростями осадконакопления и состоят из крупнозернистого песка и гравия [22, 49, 30]. Когда отложения конуса выноса (E_2) накопились в депрессии, они были поддвинуты под континентальный склон.

Осадконакопление в конусе выноса Астория продолжалось в позднем плейстоцене (до 12 тыс. лет назад [49]), что привело к формированию крупного конуса выноса, который существует в этом районе и в настоящее время (фиг. 17, *е*). Последним свидетельством поддвига у побережья центральной части штата Орегон является проба ОС-0045 (фиг. 15), которая была взята точно на границе между абиссальной равниной и континентальным склоном. Хотя эта проба лишена микроископаемых, считается, что осадки, из которых она взята, моложе осадков, которые характеризует проба



ФИГ. 18.

а — развитие чешуйчатого надвига (Сили и др., статья в этой книге). *б* — складкообразование с последующим разрывом и надвиганием на континентальном склоне у побережья штата Орегон.

ОС-0038; последние имеют возраст около 300 тыс. лет. Наиболее молодые отложения конуса выноса Астория вблизи устья реки Колумбия слегка загнуты вверх [58, 50], что свидетельствует об относительно недавнем поднятии, имевшем место, возможно, в последние несколько тысяч лет.

Сили и др. (статья в этой книге) объясняют чешуйчатые надвиги сжатием фиксированной массы с противоположных сторон. Когда в осадках глубоководного желоба или абиссальной равнины возникают разрывы, осадки поднимаются и собираются в складки поверх наступающей океанической плиты (фиг. 18, *а*). Этот тип разрывов должен формировать уступы и, возможно, обусловливать оползание более молодого материала с континентального склона, которое приводит к обнажению более древних отложений; как известно, они действительно выходят на поверхность на орегонской континентальной окраине. По-видимому, таков основной механизм формирования разломов на нижнем континентальном склоне у побережья Орегона.

Как упоминалось выше, некоторые сейсмические данные МОВ (фиг. 16) свидетельствуют в пользу того, что вблизи основания континентального склона отложения котловины Каскадия деформированы. В нескольких случаях антиклинали, развитые на абиссальной равнине, обнаруживают явную стратиграфическую и структурную непрерывность с западной частью абиссальной равнины, а от ее восточной части, вероятно, отделены разломом (фиг. 18, *б*). Если эти структуры действительно существуют, а не являются кажущимися, обусловленными дифракцией волн от поверхности разломов, то выход надвига на поверхность может находиться выше на континентальном склоне.

По-видимому, турбидиты конуса выноса Астория обнажаются по всему уступу самой нижней гряды на континентальном склоне (фиг. 15). Это свидетельствует о том, что поддвинутые пластины в этом районе могут иметь суммарную мощность около 800 м. Нижняя гряда поднималась быстро (табл. 3, СО-0038) благодаря тому, что мощные, более молодые турбидитовые осадки сдирались с погружающейся океанической плиты. Фон Хюне и Кульм [63] сопоставили площади деформированных осадков в поперечных разрезах с соответствующими площадями первоначально недеформированных осадков и вычислили, что с позднего плейстоцена с океанской стороны от скв. 175 произошло видимое сжатие приблизительно на 16 км (фиг. 13).

Сейсмические профили МОВ в районе гряд и впадин нижнего континентального склона у побережья северной части Орегона (фиг. 10, *а*) демонстрируют несколько несогласий. Характер несогласия изменчив и зависит, по-видимому, от варьирующих скоростей тектонических процессов (поднятий) и осадконакопления. Турбидиты конуса выноса Астория в этом районе имеют наибольшую мощность вследствие того, что конус расположен вблизи места интенсивного осадконакопления (каньон Астория). Принимается, что нижний континентальный склон в этом районе формировался с большей скоростью, потому что мощный турбидитовый разрез проксимальной части конуса выноса накопился за более короткий промежуток времени и с большей скоростью, чем осадки, слагающие его дистальную часть.

Эволюция орегонской континентальной окраины

Рассмотренные выше данные показывают, что плейстоценовые отложения абиссальной равнины и конуса выноса котловины Каскадия поддвинулись под более древние кайнозойские породы орегонской окраины, вызвав поднятие последних на более высокий гипсометрический уровень. По данным наших исследований, позднеплиоценовые и плейстоценовые турбидиты абиссальной равнины обнажаются на нижнем и среднем континентальном склоне, тогда как миоцен-плейстоценовые аргиллиты и песчаники более мелководных фаций обнажаются на верхнем континентальном склоне и внешнем шельфе. Отложений абиссальной равнины с возрастом старше позднего плиоцена мы не обнаружили у побережья Орегона.

Среднеэоценовые турбидиты формации Тайе, обнажающиеся на суше, отложились в геосинклинали на средних и больших глубинах (от 1500 м, возможно, до более 2000 м) и похожи на позднекайнозойские турбидиты восточной части котловины Каскадия [41]. В геосинклинали западной части штата Орегон и штата Вашингтон, а также в котловине Каскадия в течение кайнозоя преобладало накопление терригенных осадков. Для них характерны минералогически незрелые аркозовые, литокластические полевошпатовые или вулканокластические пески. Истинно пелагические осадки здесь играют меньшую роль; это указывает на то, что либо глубоководные условия существовали относительно близко к континентальным источникам сноса, либо мутьевые потоки транспортировали большое количество материала в прилегающий океанический бассейн по хорошо развитой системе подводных каньонов и соединявшихся глубоководных каналов. Если во время отложения эоценовых турбидитов существовал глубоководный желоб, то он, вероятно, быстро заполнился (т. е. имела место ситуация, аналогичная современному положению в котловине Каскадия). Формация Тайе подстилается мощной толщей среднеэоценовых подушечных базальтов и брекчий, которые имеют такой же химический состав, как и океанические толеитовые базальты [60].

Крупное средне-позднеэоценовое несогласие под орегонским континентальным шельфом (фиг. 9, *а*) свидетельствует о том, что этот район претерпел эпизодическую тектоническую активизацию, которая привела к поднятию и эрозии. Возможно, это один из основных периодов чешуйчатого надвигания под влиянием движения океанической плиты. Мощные эоценовые турбидиты могли поставлять обильный материал для аккреции континента (отметим значение эвгеосинклинального поднятия на континентальных окраинах [11]). В это время возобновился вулканизм в бассейне осадконакопления и восточнее в тогдашних Каскадных горах [59]. В Каскадных горах вулканизм продолжался и в позднем олигоцене, когда поднялся Береговой хребет и внедрились мощные силлы габбро. Морское осадконакопление сместилось на запад, и в раннем миоцене на орегонской континентальной окраине того времени отложились аргиллиты и алевриты; мощные прибрежные отложения также характерны для среднего и позднего миоцена.

В средне-позднемиоценовое время, по-видимому, имел место еще один этап интенсивного надвигания вдоль широкого фронта, что вызвало поднятие морских отложений, обнаруженных на внешней континентальной окраине. Впоследствии они были эродированы, что привело к крупному угловому несогласию в центральной части орегонского континентального шельфа и в других частях окраины северо-западного сектора США. Это несогласие имеет возраст приблизительно 10 млн. лет, что совпадает со временем надежно установленной глобальной перестройки движения плит [44].

В указанный период скорость субдукции в этом районе могла существенно возрасти: принимается, что вблизи банки Хесета (фиг. 9, *а*) и, возможно, банки Кокилл часть раннеэоценовой океанической коры с покрывавшими ее осадочными отложениями была содрана с погружавшейся океанической плиты и приподнята на более высокий уровень, чем в промежуточных районах континентальной окраины. Как уже отмечалось, банки Хесета и Кокилл характеризуются положительными гравитационными аномалиями в свободном воздухе, которые свидетельствуют о присутствии на глубине довольно плотной массы (вероятно, эоценовых базальтов). Важно отметить, что глубины источников магнитных аномалий вблизи банок Хесета и Кокилл также невелики [35]. Севернее пласты эоценовых вулканических пород на суше наклонены в сторону океана; данные бурения (фиг. 9, *б*) и сейсмических исследований МОВ, а также интенсивные гравитационные аномалии в свободном воздухе указывают на наличие мощной осадочной толщи.

Весьма интенсивная положительная гравитационная аномалия в свободном воздухе обнаружена северо-западнее банки Хесета (45 ° с. ш., 125 ° 20 ′ з. д.) над грядами на нижнем континентальном склоне (фиг. 8). Тонкая пластина миоценовых океанических базальтов (слой 2), возможно, была содрана с погружавшейся океанической плиты и затем приподнята вместе с перекрывающей ее мощной турбидитовой толщей, в результате чего образовалась одна из гряд нижнего континентального склона.

Плиоценовые осадки широко распространены на орегонском континентальном шельфе и представлены в основном массивными алевролитами и аргиллитами. Первоначально они отложились на верхнем континентальном склоне, затем были приподняты и образовали подводные банки; вероятно, они формируют подповерхностные складчатые структуры, которые покрыты плейстоценовыми осадками (например, терраса Каскейд, фиг. 4 и 6, СП-56). Погружение внутреннего континентального шельфа привело

к формированию широкой неглубокой синклинали, которая заполнилась мелководными плиоценовыми и плейстоценовыми осадками.

Мы считаем, что позднеплиоценовые — раннеплейстоценовые отложения абиссального конуса выноса были поддвинуты под нижний континентальный склон, в то время когда более тонкозернистые отложения накапливались в бассейнах на верхней континентальной окраине. Эти бассейны, вероятно, образовались в результате поднятия надвиговых пластин (Сили и др., статья в этой книге) и заполнились гемипелагическими осадками, аналогичными комплексу D (табл. 1), встреченному в скв. 175 на нижнем континентальном склоне.

Благодаря неоднократному поддвиганию клинообразных пластин в основании континентального склона позднеплиоценовые — раннеплейстоценовые турбидиты, возможно, поднялись на 1—2 км, до современной отметки дна на верхнем континентальном склоне около 1100 м. Вблизи банки Хесета эти отложения, возможно, поддвинуты под раннеэоценовые вулканические породы. По мере того как поддвигавшиеся молодые осадки поднимали более древние осадки вверх по склону, крутизна падения молодых комплексов увеличивалась (статья Сили и др. в этой книге).

Котловина Каскадия никогда не была отсечена от источника турбидитового материала на сколько-нибудь значительный период времени, судя по тому, что турбидиты встречаются во всем плиоценовом и плейстоценовом разрезе, пробуренном скв. 174. Если в это время существовал глубоководный желоб, то он заполнился осадками или был связан с котловиной на севере, вблизи острова Ванкувер. Алевритовые турбидиты абиссальной равнины, по-видимому, испытали прогибание в основании континентального склона и поддвинулись под него 1,2—0,5 млн. лет назад. Отложение осадков конуса выноса Астория началось почти сразу после этого и продолжалось до начала голоцена; у побережья северной и центральной частей штата Орегон эти отложения имеют мощность более 1 км. По мере того как вдоль западного края конуса выноса предположительно развивались надвиги, клинообразные пластины приподнимались и образовали гряды, установленные на нижнем континентальном склоне (фиг. 4). Обсуждавшаяся выше структура свидетельствует о том, что рельеф гряд и впадин относительно молодой.

Существенная аккреция континента у побережья северного Орегона, по-видимому, происходила в позднем кайнозое (см. статью Дж. К. Мура в этой книге). Берн и др. [15] вычислили, что максимальная амплитуда латеральной аккреции за счет осадочных пород в районе Хесета в плиоцене составила 5—50 км, в среднем около 16 км. Хотя аккреция, вероятно, происходила вдоль всей орегонской континентальной окраины, наиболее быстрой она, по-видимому, была вдоль северной части континентального склона, где отложения конуса выноса Астория имеют наибольшую мощность. Столь же быстрая аккреция предполагалась и на вашингтонском континентальном склоне [58]. Если допустить постоянную скорость поддвига в этом районе, то относительно быстрая аккреция континента должна была происходить там, где скорости осадконакопления в глубоководном желобе наибольшие (Сили и др., статья в этой книге). В целом орегонская континентальная окраина имеет много структурных и стратиграфических особенностей преддуговой структуры, признаки которой были определены Каригом [39] и обнаружены Сили и др. (статья в этой книге) на отрезке Центральноамериканского желоба.

Несмотря на накапливающиеся геологические данные в пользу позднекайнозойского поддвига под орегонскую континентальную окраину, в северо-западной части США отсутствует надежно установленная зона Беньофа. Атуотер [1], Силвер [58] и Мак-Кензи и Джулиан [47] утверждают, что в этом регионе происходит поддвиг вследствие сжатия, тогда как Делингер и др. [21] считают, что здесь в настоящее время происходит растяжение. Кроссон [18] высказал предположение, что регион находится в состоянии перехода от сжатия к растяжению. Из-за того что здесь на континентальной окраине и в прибрежном регионе известно лишь несколько отдельных мелкофокусных землетрясений небольшой магнитуды, вопрос о том, происходит ли в настоящее время поддвиг, все еще не решен, несмотря на многообразие предложенных моделей.

Многие штатные сотрудники и студенты Океанографической школы принимали участие в различных этапах этого исследования. У. Э. Бейлс, Р. Бюриг, К. Ланц и Р.Г. Найдек оказывали помощь в проведении полевых работ и камеральной обработки материалов.

Многочисленные дискуссии с П. Р. Вейлом и Д. П. Сили из «Эссо петролеум корпорейшн» способствовали выработке геологических критериев для проверки модели чешуйчатых надвигов на орегонской континентальной окраине. Чрезвычайно полезными были обсуждения

структуры коры орегонского региона с Д. Каучем. Мы благодарны Д. В. Берну за разрешение использовать составленную им карту (фиг. 4). Д. К. Ри и Т. К. Мур мл. прорецензировали рукопись. Т. К. Мур любезно предоставил данные о возрасте радиолярий для пород нижнего склона.

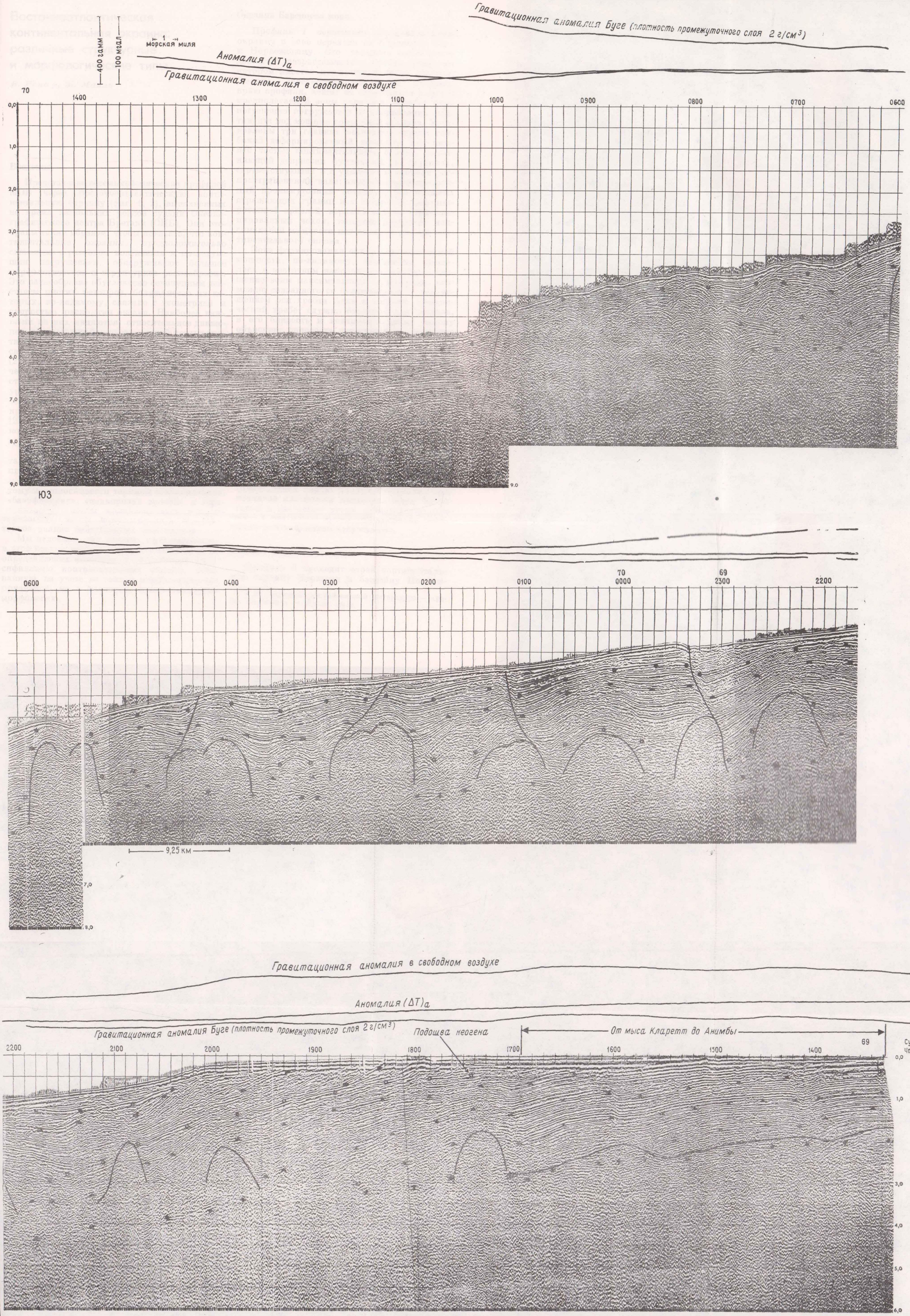
Участие в Пенрозской конференции по континентальным окраинам позволило ведущему автору этой статьи получить новые представления об эволюции орегонской континентальной окраины. Мы признательны К. А. Берку и Ч. Л. Дрейку за созыв этой конференции.

Данное исследование в основном финансировалось Отделом морской гелогии Геологической службы США (контракты 14-08-0001-10766,-11941,-12187 и -12830).

Список литературы

1. *Atwater T.*, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 3513—3535.
2. *Baldwin E. M.*, 1964, Geology of Oregon, Ann Arbor, Mich., Edwards Brothers, Inc., 136 p.
3. *Bales W. E., Kulm L. D.*, 1969, Structure of the continental shelf off southern Oregon, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **53**, no. 2, p. 471.
4. *Bandy O. L.*, 1964, Cenozoic planktonic foraminiferal zonation, Micropaleo., **10**, no. 1, p. 1—17.
5. *Bandy O. L., Chierichi M. A.*, 1966, Depth-temperature evaluation of selected California and Mediterranean bathyal foraminifera, Marine Geology, **4**, p. 259—271.
6. *Bandy O. L., Echols R. J.*, 1964, Antarctic foraminiferal zonation, in Biology of the Antarctic seas, Am. Geophys. Union Antarctic Research Series, **1**, p. 73—91.
7. *Bandy O. L., Ingle J. C., Jr.*, 1970, Neogene planktonic events and radiometric scale, California, in *Bandy O. L.*, ed., Radiometric dating and paleontologic zonation, Geol. Soc. America Spec. Paper, 124, p. 131.
8. *Berggren W. A.*, 1971, Tertiary boundaries and correlations, in *Funnel B., Riedel W. R.*, eds., Micropaleontology of the oceans, New York, Cambridge Univ. Press, 693 p.
9. *Braislin D. B., Hastings D. D., Snavely P. D., Jr.*, 1971, Petroleum potential of western Oregon and Washington and adjacent continental margin, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem., 15, **1**, p. 229—238.
10. *Burk C. A.*, 1968, Buried ridges within continental margins, Trans. N. Y. Acad. Sci. Bull., ser. II, **30**, 3, p. 397—409.
11. *Burk C. A.*, 1972, Uplifted eugeosynclines at continental margins, Geol. Soc. America, Mem. 132, p. 75—85.
12. *Byrne J. V.*, 1962, Geomorphology of the continental terrace off the central coast of Oregon, The Ore Bin, **24**, p. 65—74.
13. *Byrne J. V.*, 1963, Geomorphology of the continental terrace off the northern coast of Oregon, The Ore Bin, **25**, p. 201—209.
14. *Byrne J. V.*, 1963, Geomorphology of the Oregon continental terrace south of Coos Bay, The Ore Bin, **25**, p. 149—157.
15. *Byrne J. V., Fowler G. A., Maloney N. M.*, 1966, Uplift of the continental margin and possible continental accretion off Oregon, Science, **154**, no. 3757, p. 1654—1656.
16. *Carlson P. R.*, 1968, Marine geology of Astoria submarine canyon, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon States Univ., 259 leaves.
17. *Carson M. B.*, 1971, Stratigraphy and depositional history of Quaternary sediments in northern Cascadia Basin and Juan de Fuca Abyssal Plain, northeast Pacific Ocean, Ph. D. thesis, Seattle, Univ. Washington.
18. *Crosson R. S.*, 1972, Small earthquakes, structure and tectonics of the Puget Sound region, Seismol. Soc. America Bull., **62**, no 5, p. 1133—1171.
19. *Curray J. R.*, 1965, Late Quaternary history, continental shelves of the United States, in *Wright H. E., Frey D. C.*, eds., The quaternary of the United States, Princeton, N. J., Princeton Univ., 723 p.
20. *Dehlinger P., Couch R. W., Gemperle M.*, 1968, Continental and oceanic structure from the Oregon coast westward across the Juan de Fuca Ridge, Canada Jour. Earth Sci., 5, p. 1079—1090.
21. *Dehlinger P., Couch R. W., McManus D. A., Gemperle M.* 1971, Northeast Pacific structure, in *Naxwell A. E.*, ed., The sea, New York, John Wiley and Sons, Inc., 4, pt. 2, p. 133—189.
22. *Duncan J. R.*, 1968, Late Pleistocene and post-glacial sedimentation and stratigraphy of deep-sea environments off Oregon, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon State Univ.
23. *Duncan J. R., Kulm L. D.*, 1970, Mineralogy, provenance, and dispersal history of late Quaternary deep-sea sands in Cascadia Basin and Blanco Fracture Zone off Oregon, Jour. Sed. Petr., **40**, no. 3, p. 874—887.
24. *Echols R. J.*, 1971, Distribution of foraminifera in sediments of the Scotia Sea area, Antarctic waters, in Antarctic Oceanology, I, Am. Geophys. Union Antarctic Res. Series, **15**, p. 93—168.
25. *Emilia D. A., Berg J. W., Jr., Bales W. E.*, 1968, Magnetic anomalies off the northwest coast of the United States, Geol. Soc. America Bull., **79**, p. 1053—1061.
26. *Fowler G. A.*, 1966, Notes on late Tertiary foraminifera from off the central coast of Oregon, The Ore Bin, **28**, no. 3, 53—60.
27. *Fowler G. A., Kulm L. D.*, 1971, Late Cenozoic stratigraphy of the Oregon continental margin in relation to plate tectonics, abs., Geol. Soc. America Ann. Meeting, **3**, no. 7, p. 570—571.
28. *Fowler G. A., Muehlberg G. E.*, 1969, Tertiary foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of part of the Oregon continental margin, abs., Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **53**, p. 467.
29. *Fowler G. A., Orr W. N., Kulm L. D.* 1971, An upper Miocene diatomaceous rock unit on the Oregon continental shelf, Jour. Geology, **79**, no. 5, p. 603—608.
30. *Griggs G. B., Kulm L. D.*, 1970, Sedimentation in Cascadia deep-sea channel, Geol. Soc. America Bull., **81**, p. 1361—1384.
31. *Haller C. R.*, 1967, Neogene foraminiferal faunas of Humboldt Basin, California, Ph. D. thesis, Berkeley, Univ. California, 204 leaves.
32. *Hays J. D.*, 1970, Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in North Pacific deep-sea sediments, in *Hays J. D.*, ed., Geological Investigations of the North Pacific, Geol. Soc. America Mem., 126, p. 185—218.
33. *Hays J. D., Berggren W. A.*, 1971, Quaternary boundaries and correlations, in *Funnel B. M., Riedel W. R.*, eds., The micropaleontology of Oceans, New York, Cambridge, Univ. Press, p. 669—691.
34. *Hunter R. E., Clifton H. E.*, Phillips R. L., 1970, Geology of the stacks and reefs off the southern Oregon coast, The Ore Bin, p. 185—201.
35. *Ingle J. C., Jr.*, 1967, Foraminiferal biofacies and the Miocene Pliocene boundary in southern California, Bull. Am. Paleontology, Miocene-Pliocene, no. 236, p. 217.
36. *Ingle J. C., Jr.*, 1973, Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean, Chapter 32 in *Kulm L. D., et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 949—960.
37. *Ingle J. C., Takayanagi Y.*, в печати, Pliocene planktonic foraminifera from northern California, Science Repts., New Series, Geology, Tohoku, Univ. of Japan.
38. *Janda R. J.*, 1969, Age and correlation of marine terraces near Cape Blanco, Oregon, abs., Program of the 65th Annual Meeting, Cordilleran Section, Geol. Soc. America. p. 29—30.
39. *Karig D. E.*, 1970, Ridges and basins on the Tonga-Kermadec Islands arc system, Geophys. Res., **75**, no. 2, p. 239—254.
40. *Kulm L. D., Fowler G. A.*, 1971, Shallow structural elements of the Oregon continental margin within a plate tectonic framework, abs., 1971, Ann. Mtg. Geol. Soc. America, **3**, p. 628.
41. *Kulm L. D., Fowler G. A.*, 1974, Cenozoic sedimentary framework of

the Gorda-Juan de Fuca Plate and adjacent continental margin — a review.
42. *Kulm L. D., Prince R. A., Snavely P. D., Jr.*, 1973a, Site survey of the northern Oregon continental margin and Astoria Fan, in *Kulm L. D., et al.*, Initial reports of the deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 979—986.
43. *Kulm L. D., von Huene R. et al.*, 1973b, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office.
44. *Le Pichon X.*, 1968, Sea-floor spreading and continental drift, Jour. Geophys. Res., **73**, no. 12, 3661—3697.
45. *Mackay A. J.*, 1969, Continuous seismic profiling investigations of the southern Oregon continental shelf between Coos Bay and Cape Blanco, M. S. thesis, Corvallis, Oregon State Univ., 118 leaves.
46. *Maloney N. J.*, 1965, Geology of the continental terrace off the central coast of Oregon, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon State Univ., 233 leaves.
47. *McKenzie D. P., Julian B.*, 1971, The Puget Sound, Washington earthquake and the mantle structure beneath the northwestern United States, Geol. Soc. America Bull., 82, p. 3519—3524.
48. *Muehlberg G. E.*, 1971, Structure and stratigraphy of Tertiary and Quaternary strata, Heceta Bank, central Oregon shelf, M. S. thesis, Corvallis, Oregon State Univ.
49. *Nelson C. H.*, 1968, Marine geology of Astoria deep-sea fan, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon State Univ.
50. *Phipps B.*, 1974, Sediments and tectonics of the Gorda-Juan de Fuca Plate, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon State Univ.
51. *Phleger F. B.*, 1964, Patterns of living benthonic foraminifera, Gulf of California, Am. Assoc. Petr. Geol. Memo, no. 3, p. 377—394.
52. *Scheidegger K. F., Kulm L. D., Runge E. J.*, 1971, Sediment sources and dispersal patterns of Oregon cotinental shelf sands, Jour. Sed. Petr., **41**, no. 4, p. 1112—1120.
53. *Scheidegger K. F., Kulm L. D., Piper D. J. W.*, 1973, Heavy mineralogy of unconsolidated sands in northeastern Pacific sediments, Leg 18, Deep Sea Drilling Project, in *Kulm L. D., et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 877—888.
54. *Schrader H. J.*, 1973, Cenozoic diatoms form the northeast Pacific, Leg 18, in *Kulm L. D., et al.*, 1973, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 673—797.
55. *Shepard F. P.*, 1963, Submarine geology, New York, Harper and Row, Publishers, 557 p.
56. *Silver E. A.*, 1969, Late Cenozoic underthrusting of the continenta, margin off northernmost California, Science, **166**, p. 1265—1266.
57. *Silver E. A.*, 1971, Small plate tectonics in the northeastern Pacific, Geol. Soc. America Bull., 82, p. 3491—3496.
58. *Silver E. A.*, 1972, Pleistocene tectonic accretion of the continental slope off Washington, Marine Geology, **13**, p. 239—249.
59. *Snavely P. D., Jr., Wagner H. C.*, 1963, Tertiary geologic history of western Oregon and Washington, Wash. Div. Mines Geol. Rept. Inv., 22, 25 p.
60. *Snavely P. D., Jr., MacLeod N. S., Wagner H. C.*, 1968, Tholeiitic and alkalic basalts of the Eocene Siletz River volcanics, Oregon Coast Range, Am. Jour. Sci., **266**, p. 454—481.
61. *Snavely P. D., Jr. et al.*, 1973, Miocene tholeiitic basalts of coastal Oregon and Washington and their relation to coeval basalts of the Columbia Plateau, Geol. Soc. America Bull., **84**, no 2, p. 387—424.
62. *Spigai J. J.*, 1971, Marine geology of the continental margin off southern Oregon, Ph. D. thesis, Corvallis, Oregon State Univ.
63. *Von Huene R., Kulm L. D.*, 1973, Tectonic summary of Leg 18, in *Kulm L. D., et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, XVIII, Washington, D. C., U. S. Govt. Printing Office, p. 961—976.



Фиг. 2. к стр. 326. Геофизический профиль в районе побережья Габона, полученный на судне «Галфрекс».
Сейсмический разрез представлен в секундах удвоенного времени распространения отраженного сигнала.

Восточноатлантическая континентальная окраина: различные структурные и морфологические типы

В. Ренар, Ж. Макль

Введение

Представлено восемь сейсмических профилей МОВ через Восточноатлантическую континентальную окраину (фиг. 1, 2), выполненных во время нескольких рейсов судами Океанографического центра Бретани (ОЦБ). Они отобраны таким образом, чтобы показать, что континентальные окраины, предположительно связанные с расколом континента и последующим погружением, обнаруживают большое морфологическое и структурное разнообразие. Это разнообразие обусловлено совокупным действием многих факторов, большинство из которых, по-видимому, связано с геометрией и скоростью раскрытия океана. Наиболее важными из них являются: относительное движение разрастающейся океанической коры и континентального фундамента, зоны разломов и связанные с ними краевые разломы и хребты [21], эволюция теплового состояния океанической коры [36], поступление осадков и действие течений [14], эвстатические изменения уровня моря [33], наличие изолированных бассейнов, образовавшихся после начала раскрытия и существовавших ограниченное время [23, 29], система напряжений, развившаяся на континентальной окраине [6], осадочная нагрузка и обусловленная ею флексура [40].

Если связывать происхождение континентальных окраин с погружением, то никакая простая модель не сможет объяснить одновременного погружения и утонения коры. Поэтому пришлось ввести термины «океанизация», «базификация», «подкоровая эрозия» и «кратонизация», чтобы компенсировать недостаточное знание действующих механизмов.

Мы надеемся, что данные, представленные в этой статье, помогут выделить некоторые из определяющих факторов и разработать классификацию континентальных окраин, основанную на учете не только морфологических признаков, но и факторов, контролирующих морфологию.

Окраина Баренцева моря

Профиль *1* пересекает континентальную окраину в зоне перехода от Баренцева моря к Норвежскому. Его западная оконечность достигает разрастающегося хребта Атка[1], на котором имеется маломощный чехол осадков. Долина, зарегистрированная на западном краю профиля, лежит на пересечении рифта и предполагаемой зоны разломов. Хребет Атка постепенно погружается в направлении континента под мощные комплексы осадков. Установлены три главные осадочные серии: глубокий деформированный комплекс под нижней частью континентального склона, заполняющий депрессии фундамента на глубинах, соответствующих 3 с удвоенного времени распространения сигнала; акустически непрозрачный промежуточный комплекс, без видимых отражающих границ и с несколько деформированной кровлей; верхний хорошо стратифицированный чехол, который достигает максимальной мощности под верхней третью континентального склона.

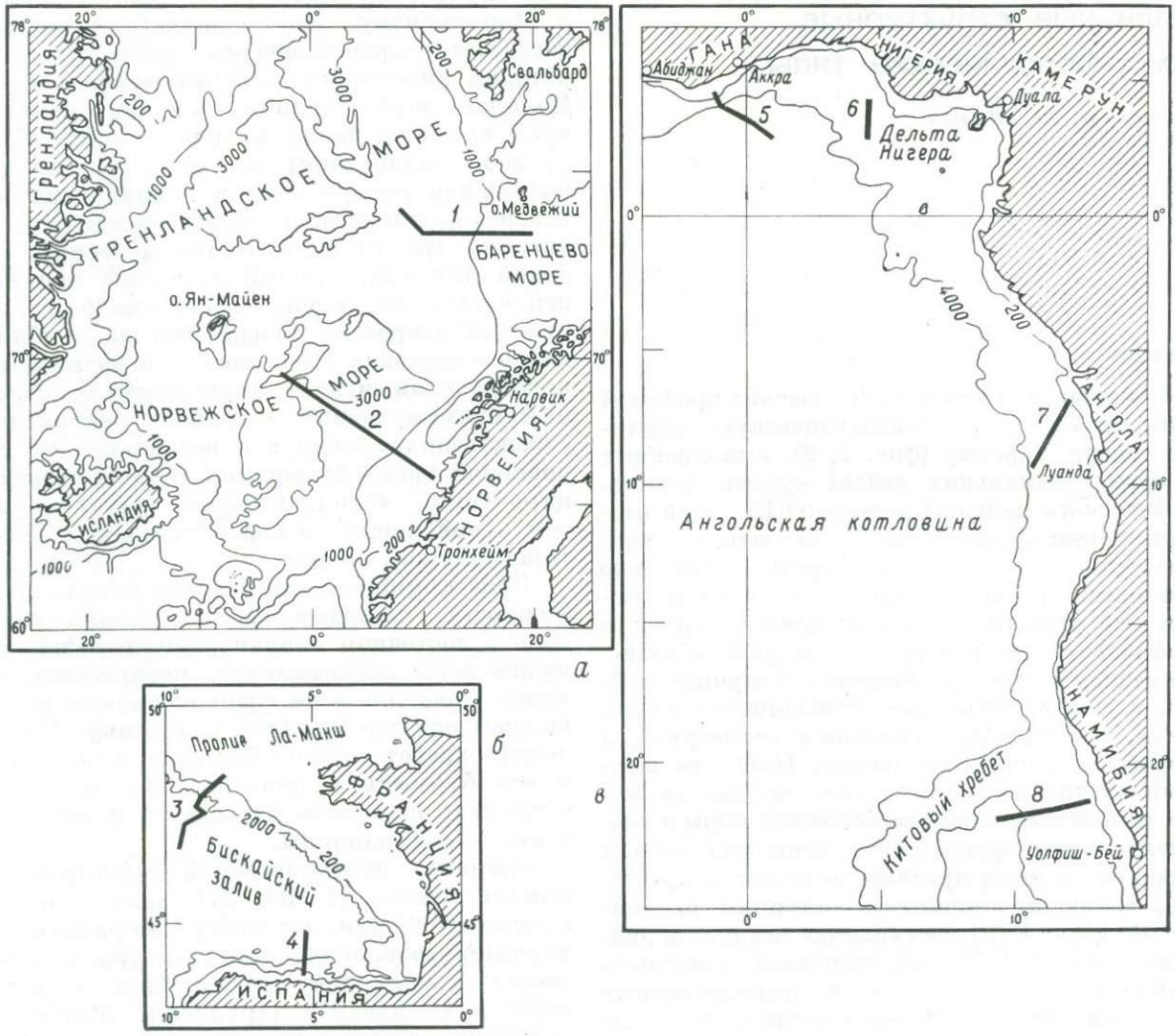
Зона формирования осадков максимальной мощности, по-видимому, постепенно смещалась в восточном направлении, отражая смещение зоны максимального погружения, возможно связанного со скачкообразным перемещением оси хребта Атка к востоку. Океанический хребет служил барьером для осадков, и его близость к континентальному склону объясняет пологость последнего и отсутствие абиссальной равнины.

Согласно предполагаемой геометрии раскрытия океана [1, 30, 31], раскрытие началось около 60 млн. лет назад и на раннем этапе характеризовалось латеральным движением окраины Гренландии относительно Баренцева моря и Свальбарда (архипелаг Шпицберген и другие острова), которое, вероятно, привело к срезанию мезозойских и более древних формаций. Благодаря накоплению третичных осадков после раскрытия океана отложения конуса выноса из Баренцева моря при реконструкции додрейфового положения образуют значительное перекрытие; этот факт указывает на то, что часть склона не подстилается континентальной корой. Осадки поступали с приподнятой платформы Баренцева моря, на которой в настоящее время кайнозойские отложения почти целиком отсутствуют.

Окраина Норвежского моря

Профиль *2* проходит через континентальную окраину Норвегии к бассейну Норвеж-

[1] В советской географической литературе — хребет Книповича. — *Прим. перев.*

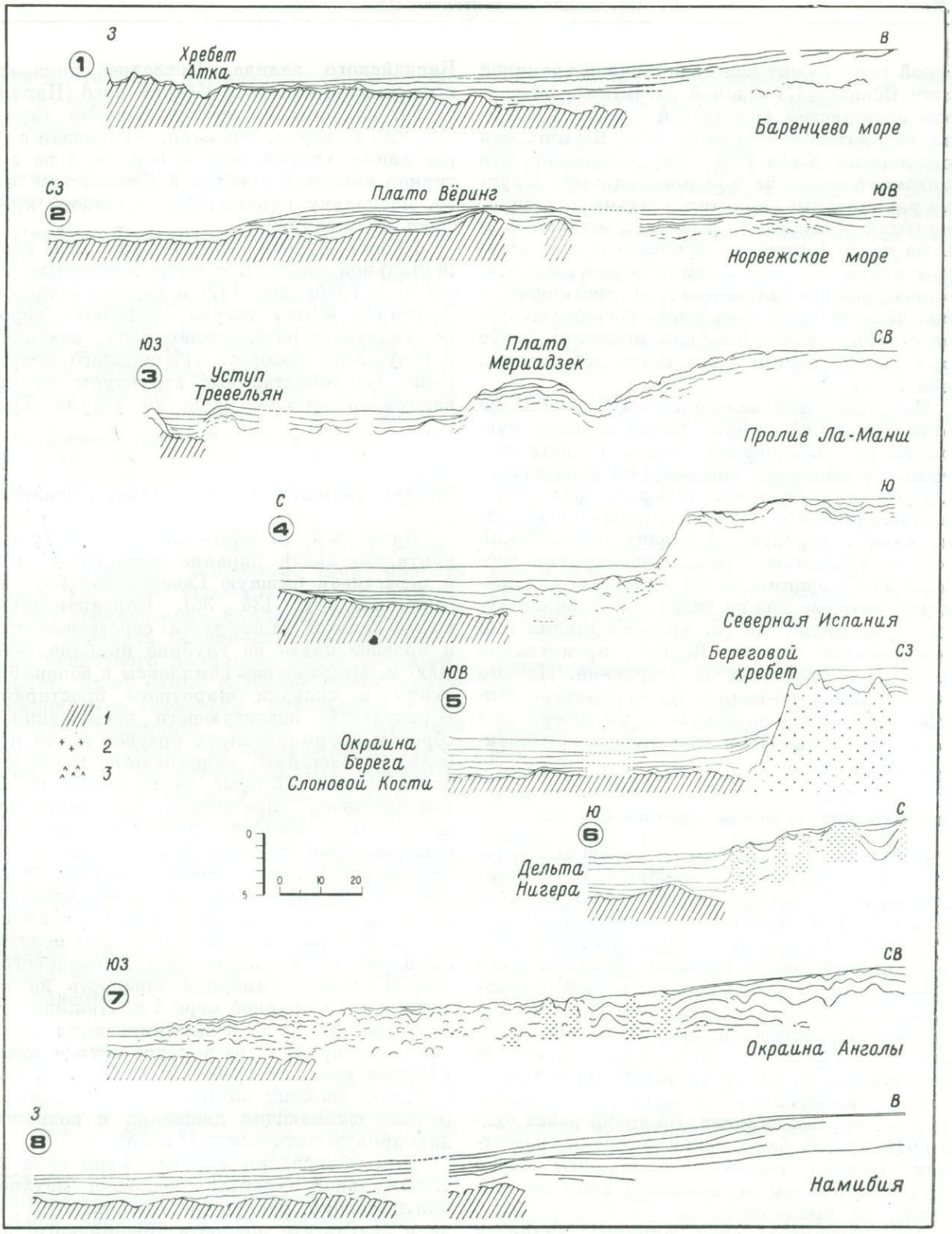


ФИГ. *1* Положение сейсмических профилей МОВ в Северной (*а*), Центральной (*б*) и Южной (*в*) Атлантике. Изобаты — в метрах.

ского моря. Основная особенность этого профиля — наличие большого краевого плато, плато Вёринг[1], со средней глубиной 1500 м. К западу наблюдается типичный расчлененный океанический фундамент, залегающий под осадочным чехлом мощностью приблизительно 0,8 с. Переход к плато Вёринг отмечен уступом, где фундамент приподнимает осадочный покров. В депрессиях фундамента расположены небольшие осадочные бассейны. С востока плато ограничивает крупный сброс фундамента. Между этой восточной границей и Норвежским шельфом лежит обширный осадочный бассейн (мощность 2 с или более). В нем наблюдается хорошая стратификация слоев, амплитуда крутых складок уменьшается по направлению вверх. Они не влияют на рельеф дна, за исключением одной зоны, к которой приурочены, возможно, протыкающие поверхность дна диапировые складки [37]. Наш профиль, по-видимому, указывает, что эти складки отражают складчатую структуру подстилающей стратифицированной толщи, которая погружается на восток под континентальный склон, где она погребена под мощной несогласной толщей нараставших окраину осадков.

Судя по перекрытиям в реконструкции додрейфового положения, граница океани-

[1] В советской географической литературе — Норвежское плато. — *Прим. перев.*



ФИГ. 2. Интерпретация сейсмических профилей МОВ на отдельных участках континентальных окраин Восточной Атлантики (положение профилей показано на фиг. 1).

Вертикальный масштаб увеличен приблизительно в 6 раз. *1* **— океанический фундамент;** *2* **— континентальный фундамент;** *3* **— диапировые структуры.**

ческой коры лежит между восточной границей плато Вёринг [37] и зоной развития этой глубоко залегающей складчатой толщи. Последняя не протягивается под плато Вёринг, как предполагал Хинц [18]. Это доказывает, что фундамент плато не континентальный. Крупные равномерные поднятия фундамента с опрокинутыми осадками на флангах, которые видны на плато Вёринг, необычны и свидетельствуют о том, что для возникновения изостатического равновесия первичная океаническая кора должна была претерпеть специфическую перестройку: кора, имевшая мощность менее нормальной, должна была стать либо толще, либо легче.

Мезозойский и палеозойский бассейны на континентальном склоне Норвегии после раскрытия начали погружаться, и в третичном периоде накопилась мощная толща нарастивших окраину осадков, которые несогласно залегают на более глубоких, смятых в складки слоях, вероятно имеющих мезозойский возраст. Осадочные линзы, перекрытые спокойно залегающими, более молодыми отложениями, которые можно видеть на внешнем уступе, указывают на то, что деформация или формирование плато Вёринг происходило вплоть до среднетретичного времени. На юге плато Вёринг, по-видимому, ограничено Ян-Майенской зоной разломов, а на севере оно постепенно сужается и сливается с континентальным склоном.

Западная часть пролива Ла-Манш

Профиль *3* пересекает континентальную окраину в зоне пролива Ла-Манш. Здесь континентальная окраина характеризуется двумя основными топографическими структурами: плато Мериадзек и уступом Тревельян. Верхний осадочный чехол однообразный, за исключением немногочисленных оползней. Он прослеживается от континентального шельфа до абиссальной равнины и представлен постэоценовыми отложениями [27]. Многочисленные эрозионные долины и каньоны рассекают даже нижние комплексы, которые обнажаются вдоль их крутых склонов. Во время рейса судна ОЦБ драгой были подняты юрские известняки. Нижние осадочные комплексы слабо стратифицированы и испытали влияние тектонических процессов.

Эта континентальная окраина является примером обрушившейся окраины, образованной опусканием по сбросам [10], которое предположительно связано с раскрытием Бискайского залива. Последнее произошло в результате поворота Иберийского (Пиренейского) полуострова против часовой стрелки [19, 22]. Поворот, вероятно, был связан с разрастанием Атлантического океана, а не с активной системой хребтов в Бискайском заливе, поскольку никаких следов такого хребта здесь не обнаружено.

Происхождение этой нарушенной континентальной окраины с многочисленными горстами и грабенами [27] и глубоким краевым бассейном южнее уступа Тревельян, вероятно, связано с растяжением коры, возникшим в результате поворота Иберийского полуострова. Континентальные структуры протягиваются по крайней мере до уступа Тревельян [2].

Континентальная окраина северной Испании

Профиль *4* ориентирован перпендикулярно континентальной окраине северной Испании и пересекает бывшую Североиспанскую краевую впадину [34, 35]. Континентальный шельф делится на две части: собственно шельф и краевое плато на глубине приблизительно 1000 м. Мезозойские комплексы в эоцене были смяты в складки широтного простирания. В результате последующего погружения по сбросам сформировались краевое плато и небольшие бассейны, заполненные третичными отложениями, которые впоследствии (в миоцен-плиоцене) претерпели горизонтальные дислокации. Континентальный склон представляет собой крупную зону обрушения с обнажениями меловых пород к западу от профиля [5]. В глубоководной части бывшая Североиспанская краевая впадина заполнена осадками, принадлежащими к трем основным комплексам с возрастом от раннемелового до современного, суммарная мощность которых достигает по крайней мере 4 с. Нижние комплексы падают на юг и выклиниваются в северной части профиля на выступе фундамента — Южнобискайском хребте [27]. Сильная нарушенность нижних комплексов во впадине отражает сжимающие движения и возможную диапировую активность [34, 35].

Для объяснения формирования этой континентальной окраины предложен механизм, учитывающий раскрытие Бискайского залива в результате поворота Иберийского полуострова вокруг полюса, находившегося вблизи Парижа, за которым последовали фаза сжатия, обусловленного движением Иберий-

ского полуострова на север (до середины третичного периода), и отложение более молодых третичных осадков [22].

Континентальная окраина Берега Слоновой Кости

Профиль *5* расположен между Ганой и Берегом Слоновой Кости и пересекает прибрежный хребет Берега Слоновой Кости, который является структурным продолжением зоны разломов Романш [15, 21, 16]. На континентальном шельфе осадочные комплексы представлены третичными осадками, перекрывающими мезозойские отложения, которые погребают горсты и грабены в палеозойских и более древних породах фундамента [11]. Крутой континентальный склон соответствует южному обрыву прибрежного хребта Берега Слоновой Кости. На нем отсутствуют неконсолидированные осадки, и во время рейса Валда ОЦБ здесь были драгированы филлиты. В абиссальной равнине осадочные слои плоские и ровные и имеют мощность до 2,5 с. Над типичным океаническим фундаментом (слоем *2*) можно выделить несколько слоев. Основная часть осадочного комплекса имеет третичный возраст. Лишь самые глубокие слабо стратифицированные горизонты, выявленные в депрессиях фундамента, имеют верхнемеловой возраст, как следует из предложенной хронологии раскрытия Атлантики. Эти комплексы постепенно утоняются и выклиниваются на границе с прибрежным хребтом Берега Слоновой Кости.

Как полагали Берк [9] и Ле Пишон и Хейс [21], этот хребет является одним из лучших примеров краевого хребта с приуроченным к нему прибрежным бассейном. Он существовал с начала раскрытия Южной Атлантики и действовал как барьер для осадков, сносимых с континента.

Дельта Нигера

Профиль *6* пересекает часть дельты Нигера от ее подножия до верхнего континентального склона. Выделяются два основных района. В первом из них, в основании дельты, присутствует осадочная толща, сравнимая с аналогичной толщей, выделенной западнее в абиссальной равнине, за исключением того, что в рассматриваемом случае отложения имеют большую мощность. Эта толща залегает на типично океаническом фундаменте. Заметный структурный выступ отвечает продолжению зоны разлома. В основании дельты мощность этой осадочной толщи соответствует 4 с. Толща подразделяется на верхний, хорошо стратифицированный комплекс и нижний комплекс, локализованный в депрессиях фундамента. Во втором районе, в нижней части континентального склона установлены крупные структуры диапирового происхождения с амплитудой до 300 м [26]. По-видимому, они продолжаются и далее в океан в виде отражающего горизонта вблизи океанического фундамента. С учетом предложенной датировки начала раскрытия Атлантики это могло бы указывать на возможный позднемезозойский возраст слоя, образующего диапиры. На верхнем склоне дельты присутствуют другие многочисленные диапиры.

Эта дельтовая окраина сформирована на океанической коре, что следует из значительного перекрытия, получающегося при додрейфовой реконструкции [8]. На раннем этапе раскрытия на океанической коре мог существовать эвапоритовый бассейн. Затем в кайнозое река Нигер сформировала дельту, и давление ее осадков вызвало диапиризм.

Континентальная окраина Анголы

Профиль *7* пересекает крупный соляной бассейн на континентальном склоне у побережья Анголы [29, 23] (см. также статью Драйвера и Пардо в этой книге). Этот склон пологий и ровный. Выделены две зоны, различающиеся в структурном отношении. Верхняя половина континентального склона ровная и подстилается осадочной толщей мощностью до 4 с, образующей широкие антиклинальные и синклинальные складки. Нижняя половина континентального склона более нарушенная, и ее средний наклон меньше. Диапиры прорывают дно и предопределяют его неровный рельеф; ширина складок здесь гораздо меньше и сейсмические горизонты прерывисты. Переход к абиссальной равнине происходит в узкой зоне, характеризующейся полным отсутствием складчатости. Гравитационный максимум, приуроченный к основанию континентального подножия, Рабинович [32] связывал с границей между океанической и континентальной корой.

Эта окраина, по-видимому, сформировалась при погружении бассейна, образовавшегося на ранней стадии раскрытия Южной Атлантики и ограниченного с юга Китовым хребтом. Соляные отложения в этом бассейне образовались в апте [7, 3].

На континентальном шельфе и верхнем континентальном склоне соль откладывалась на терригенном обломочном материале, заполняя неровности разбитого на блоки докембрийского фундамента [4]. Мористее соль могла отлагаться непосредственно на океаническом фундаменте, на что указывает продолжение океанического слоя коры под континентальным подножием. Такая возможность хорошо согласуется с додрейфовой реконструкцией по изобате 2000 м [8], а также следует из аналогии с Красным морем [25]. Толщина соляного слоя в среднем составляет 2—3 км.

Континентальная окраина Намибии

Профиль *8* пересекает Африканскую континентальную окраину южнее Китового хребта. Окраина образует широкую и ровную структуру с пологими склонами. Переход от континентального шельфа к склону и от континентального склона к подножию происходит очень постепенно, без резких изменений наклона дна.

Под верхней частью континентального склона лежит бассейн, заполненный хорошо стратифицированной осадочной толщей общей мощностью более 3,5 с и протягивающийся в сторону континентального шельфа. Мористее под верхним континентальным подножием более глубокие слои выклиниваются у заметного выступа фундамента, тогда как вышележащие слои покрывают его без заметного утонения или деформации. Ниже по континентальному склону осадочная толща очень однородна и залегает на океаническом фундаменте. Однородные слои стратифицированной осадочной толщи разделены отражающими границами, за исключением самого нижнего слоя, который заполняет депрессии фундамента и, вероятно, соответствует границе верхнего мела [20].

Эта окраина сформировалась за счет осадков в основном континентального происхождения. Как отмечали ван Эндел и Калверт [39] на внешнем континентальном шельфе можно видеть эрозионные долины, которые, однако, не затрагивают более глубоких слоев. Основная особенность этого разреза состоит в его выдержанности и отсутствии каких-либо признаков оползания или сколько-нибудь существенных следов тектонических деформаций. Рассматриваемый бассейн сформировался у выступа фундамента, на что указывают другие профили [37, 38]. Отсутствие диапировых структур свидетельствует о том, что начиная с раннего этапа раскрытия эта континентальная окраина не была отделена от глубоководного ложа океана. Раскрытие могло начаться еще в позднем триасе.

Обсуждение результатов

Несмотря на то что акустический фундамент не может быть непрерывно прослежен под континентальными окраинами без привлечения более сложных по сравнению с использованными в данной работе методов, глубинность сейсмического метода в нашем случае выше средней для современных исследований. Приведенные профили характеризуют залегание поверхностных и промежуточных слоев, которое в свою очередь часто отражает строение более глубоких горизонтов. Это особенно справедливо в тех случаях, когда самый глубокий выделяемый нами слой сформировался до начала раскрытия Атлантики, что и имеет место на рассмотренных профилях. Толща, образовавшаяся после раскрытия, несогласно залегает на этом более древнем слое.

Попытаемся дифференцировать различные участки Восточноатлантической окраины на основе механизма раскрытия. Во-первых, только в тех случаях, когда раскрытие характеризуется раздвиганием двух блоков в направлении, перпендикулярном оси разрастания, можно рассматривать простые двумерные модели. В таких моделях погружение континентальной окраины ниже уровня моря можно связывать с остыванием океанической коры и (или) увеличением нагрузки осадков. Если последняя не превышает некоторого предела, то разрыва связи между океанической и континентальной корой, по-видимому, не происходит, и в этом случае на континентальной окраине будут развиты опущенные по разломам массы осадков (отложившихся до начала раскрытия океана), перекрытые полого залегающими, нарастившими окраину слоями (отложившимися после начала раскрытия), что видно на профиле *8*. Если в течение какого-то времени после начала раскрытия существуют изолированные бассейны с эвапоритовыми отложениями, то последние должны покрывать либо осадочные комплексы, накопившиеся до начала раскрытия океана и затем опустившиеся по сбросам, как на профиле *6*, либо, возможно, океаническую кору. Эвапоритовые отложения в свою очередь будут перекрыты,

осадками, отложившимися после раскрытия. Возникшее в результате этого давление осадков вызовет диапиризм.

Если относительное движение направлено параллельно континентальной окраине, а не перпендикулярно ей, то, по-видимому, благодаря остыванию и погружению океанической коры произойдет срезание прибрежных, сформировавшихся до начала раскрытия океана структур по краевым сдвигам. На профиле *5* континентальная окраина срезана и палеозойские породы выходят на поверхность континентального склона. Структура окраины в значительной степени контролируется продолжением зоны разломов Романш. Краевой хребет образовывал дамбу для прибрежного бассейна.

Аналогичный структурный контроль создают зоны разломов и в дельте Нигера, однако поступление большой массы осадков из реки Нигер привело к полному погребению первоначальной континентальной окраины, на что указывает ее большое перекрытие при додрейфовой реконструкции. На раннем этапе раскрытия, вероятно, формировался изолированный бассейн и эвапориты откладывались на океанической коре. Этот бассейн или серия нескольких небольших бассейнов протягивались на юг до барьера, образованного Китовым хребтом [21, 29]. Горизонт соли в Ангольской диапировой зоне имеет аптский возраст. Относительно небольшая глубина залегания диапировых структур во внутренней части дельты Нигера наводит на мысль от том, что в случае аптского возраста этих диапиров первичный океанический фундамент лежит ненамного глубже них и, значит, значительно выше теоретического изостатического уровня. Следовательно, мощность первичной океанической коры должна была увеличиться в результате какого-то процесса. Другое объяснение состоит в том, что континентальная кора в Атлантике может распространяться до больших глубин. Однако не исключено и то, что диапиры здесь более молодые, чем во внешней части дельты Нигера или на континентальной окраине Анголы.

В районе профиля *1* ранний этап раскрытия характеризовался движением параллельным окраине Баренцева моря, и за ним последовал эпизод нормального разрастания. Поэтому возможно, что более древние осадки были срезаны в начале раскрытия, но в следующую фазу раскрытия были перекрыты крупной трансгрессивной серией осадков. Краевой хребет, возникший на раннем этапе раскрытия, возможно, отвечает зоне разломов Нансена[1]. Однако этот краевой хребет трудно отделить от шпицбергенско-северонорвежского каледонского фундамента. Он также мог погрузиться на второй фазе раскрытия во время остывания литосферы разрастающегося хребта Атка.

Профиль *2*, с краевым плато Вёринг и третичным океаническим фундаментом, по-видимому, не типичен, если, конечно, здесь мы не имеем дела с латеральной эволюцией — от континентальной окраины с выступом на верхнем континентальном подножии (такова Норвежская окраина далее на север) к континентальной окраине с краевым плато. Тальвани и Элдхолм [37] предположили, что выступ внешнего континентального подножия окраины Норвежского моря и уступ плато Вёринг образуют единую непрерывную структуру. Предполагаемой эволюции могло соответствовать увеличение мощности осадочного бассейна в тылу выступа верхней части континентальной окраины. Бассейн углубляется и расширяется в южном направлении в сторону Ян-Майенской зоны разломов. При чрезмерной нагрузке вдоль уступа плато Вёринг и Ян-Майенской зоны разломов мог произойти разрыв. Окраина Намибии, характеризующаяся выступом (верхнее континентальное подножие), как на профиле *8*, и плато Вёринг, возможно, имеют сходную историю развития. Профили в Бискайском заливе отличаются от других профилей. На профиле *3* континентальная кора протягивается по крайней мере до основания континентального склона. Присутствие горстов и грабенов, параллельных континентальной окраине, отсутствие явного центра разрастания, раскрытие путем рифтогенеза — все это указывает на образование залива в результате растяжения. С другой стороны, Североиспанская впадина имеет сложное происхождение, поскольку она связана с изменением знака вращения, что представляет собой довольно необычную ситуацию.

На приведенных профилях положение границы между океанической и континентальной корой сильно варьирует: она может располагаться на континентальном шельфе (профили *1* и *6*), верхнем континентальном подножии (профили *8* и *7*), на границе краевого плато (профили *2* и *5*), в основании континентального подножия и даже еще далее, в глубоководном ложе океана (профили *3* и *4*).

[1] Шпицбергенская зона разломов. — *Прим. перев.*

Совершенно ясно, что указанная граница не имеет однозначного морфологического выражения. Кроме того, как показывают большие перекрытия, получающиеся при додрейфовых реконструкциях, процессы, происходившие после начала раскрытия, могли замаскировать первоначальное положение этой границы.

Переход от океанической к континентальной коре обычно совершается с сохранением изостатического равновесия [41]. Поэтому он происходит постепенно и указывает на утонение континентальной коры, если граница между корой разного типа проходит на большой глубине, или утолщение океанической коры, если эта граница лежит на континентальном склоне. В любом случае структура коры под континентальным склоном отражает глубинные физико-химические изменения [12].

Ясно, что проблема перехода от океана к континенту очень важна. Чтобы лучше понять образование и погружение континентальных окраин, необходимы протяженные сейсмические профили МПВ и многоканальные сейсмические профили МОВ.

Данное исследование — работа № 226 Научного отдела ОЦБ. (*Примечание редакторов*: В этот обзор первоначально были включены прекрасные репродукции оригинальных данных. К сожалению, из-за большого размера их не удалось поместить в книгу.)

Список литературы

1. *Avery D. E., Burton G. D., Heirtzler J. R.*, 1968, An aeromagnetic survey of the Norwegian sea, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 4583—4600.
2. *Bacon M., Gray F.*, 1971, Evidence for crust in the deep ocean derived from continental crust, Nature, **229**, p. 331—332.
3. *Baumgartner T. R., van Andel T. H.*, 1971, Diapirs of the continental margin of Angola, Africa, Geol. Soc. America Bull., **82**, p. 793—802.
4. *Bech R. H.*, 1972, The oceans, the new frontier in exploration, A.P.E.A. Jour., **12**, pt. 2.
5. *Boillot G., Dupeuble P. A., Lamboy M., D'Ozouville L., Sibuet J. C.*, 1971, Structure et histoire geologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W), in Histoire structurale du golfe de Gascogne, Paris, Ed. Technip, **6**.
6. *Bott M. H. P., Dean D. S.*, 1972, Stress systems at young continental margins, Nature, **235**, p. 23—25.
7. *Brognon G., Verrier G.*, 1965, Tectonique et sedimentation dans le bassin du Guanza, Angola, Bol. Serv. Geol. Angola, **1**, p. 5—90.
8. *Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G.*, 1965, The fit of the continents around the Atlantic, a symposium on continental drift, Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, **258**, p. 41—51.
9. *Burk C. A.*, 1968, Buried ridges within continental margins, Trans. N. Y. Acaf. Sci., ser. II, **30**, p. 397—405.
10. *Cholet J., Damotte B., Grau G., Debyser J., Montadert L.*, 1968, Recherches preliminaires sur la structure geologique de la marge continentale du golfe de Gascogne, Rev. Ins. Franc. Petrole, XXIII-9, p. 1029—1045.
11. *Cudjoe J. E., Khan M. H.*, 1972, A preliminary report on the geology of the continental shelf of Ghana, Fishery Res. Unit, TEMA, Chana, Marine Fishery Res. Repts., 204.
12. *Drake C. L., Kominskaya I. P.*, 1969, The transition from continental to oceanic crust. Tectonophysics, **7**, p. 363—384.
13. *Eldholm O., Ewing J.*, 1971, Marine geophysical survey in the southwestern Barents Sea, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 3832—3841.
14. *Emery K. O., Uchupi E.*, 1972, Western North Atlantic Ocean, topography, rocks, structure, water, life and sediments, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 17.
15. *Fail J. P., Montadert L., Delteil J. R., Valery P., Patriat P., Schlich R.*, 1970, Prolongation des zones de fracture de l'ocean Atlantique dans le golfe de Guinee, Earth and Planetary Sci. Letters, **7**, p. 413—419.
16. *Francheteau J., Le Pichon X.*, 1972, Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **56**, p. 991—1007.
17. *Gilluly J.*, 1964, Atlantic sediments, erosion rates, and the evolution of the continental shelf, some speculations, Geol. Soc. America Bull., **75**, p. 483—492.
18. *Hinz K.*, 1972, Der Krustenaufban des Norwegischen Kontinentalrandes (Voring Plateau) und der Norwegischen Tiefsee zwischen 66° und 68°N nach seismichen Untersuchungen, Meteor C, bd. 10, p. 1—16.
19. *Jones E. J. W., Ewing J. I.*, 1969, Age of the Bay of Biscay, evidence from seismic profiles and bottom samples, Science, **166**, p. 102—105.
20. *Le Pichon X.*, 1968, Sea floor and continental drift, Jour. Geophys. Res., **73**, p. 3661—3697.
21. *LePichon X., Hayes D. E.*, 1971, Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic, Jour. Geophys. Res., **76**, p. 6283—6293.
22. *Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J. C.*, 1971, Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, in Histoire structurale du golfe de Gascogne, Paris, Ed. Technip, VI, 11.
23. *Leyden R., Bryan G., Ewing M.*, 1972, Geophysical reconnaissance on African shelf, 2. Margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis Ridge, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **56**, p. 682—693.
24. *Lowell J. D.*, 1972, Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 3091—3102.
25. *Lowell J. D., Genik G. J.*, 1972, Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **56**, p. 682—693.
26. *Mascle J., Bornhold B. D., Renard V.*, 1973, Diapiric structures off Niger delta, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**, p. 1672—1678.
27. *Montadert L., Damotte B., Delteil J. R., Valery P., Winnock E.*, 1971, Structurale géologique de la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et entrée de la Manche), in Histore structurale du golfe de Gascogne, Paris, Ed. Technip, III, 2.
28. *Montadert L., Damotte B., Fail J. P., Delteil J. R., Valery P.*, 1972, Structure géologique de la marge continentale asturienne et cantabrique(Espagne du Nord), in Histoire structurale du golfe de Gascogne, Paris, Ed. Technip, V. 7.
29. *Pautot G., Renard V., Daniel J., Dupont J.*, 1973, Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African margin, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**, p. 1658—1671.
30. *Phillips J. D., Fleming H. S., Feden R.*, 1972, Aeromagnetic study of the Greenland and Norwegian sea, abstr., Geol. Soc. America, **5**, no. 7.
31. *Pitman W. C., III, Talwani M.*, 1972, Sea-floor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 619—646.
32. *Rabinowitz P. D.*, 1972, Gravity anomalies on the continental margin of Angola, Africa, Jour. Geophys. Res., **77**, p. 6327—6347.
33. *Rona P. A.*, 1973, Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferred from the central North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., **84**, p. 2581—2872.
34. *Sibuet J. C., LePichon X.*, 1971, Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fosse Nord-Espagnol, in Histoire structurale du golge de Gascogne, Paris, Ed. Technip, VI. 9.
35. *Sibuet J. C., Pautot G., Le Pichon X.*, 1971, Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils de sismique, in Histoire structurale du golfe de Gascogne, Paris, Ed. Technip, VI. 10.
36. *Sleep N. H.*, 1971, Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental

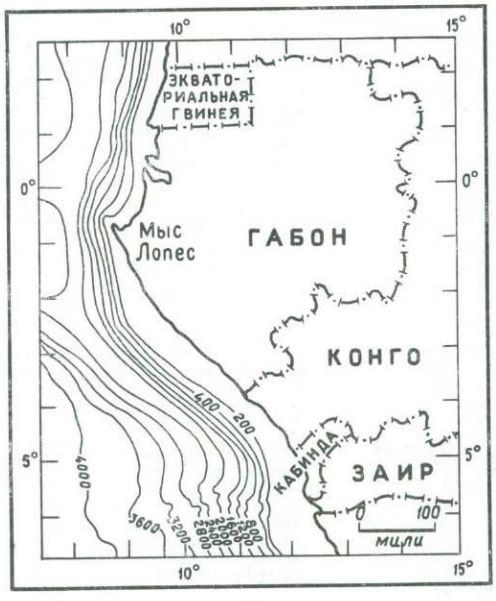
break up, Geophys. Jour., **24**, p. 325—350.
37. *Talwani M., Eldholm O.*, 1973, Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents, Nature, **241**, p. 325—330.
38. *Uchupi E., Emery K. O.*, 1972, Seismic reflection, magnetic and gravity profiles of the eastern Atlantic continental 'margin and adjacent deep-sea floor, I. Cape Francis (South Africa) to Congo Canyon (Republic of Zaire), Woods Hole Inst. Oceanogr. Tech. Rept., unpubl. ms.
39. *Van Andel T. H., Calvert S. E.*, 1971, Evolution of sediment wedge, Walwis shelf, Southwest Africa, Jour. Geology, **79**, p. 585—602.
40. *Walcott R. I.*, 1972, Gravity, flexure, and the growth of sedimentary basins at a continental edge, Geol. Soc. America Bull., **83**, p. 1845—1848.
41. *Worzel J. L.*, 1968, Survey of continental margins, in *Donoval D. T.*, ed., Geology of shelf seas, Edinburgh Oliver & Boyd, p. 117—152.

Сейсмическое пересечение континентальной окраины Габона

Э. С. Драйвер, Д. Нардо

Геофизический профиль длиной 150 миль был проложен через Африканскую континентальную окраину на научно-исследовательском судне «Галфрекс» весной 1969 г. Он проходит у побережья Габона в юго-западном направлении от мыса Лопес (Порт-Жантиль) (фиг. 1).

Использовалась 24-канальная сейсмокоса в 1 милю длиной и группа из четырех пневмоисточников типа «Акваплюс». Скорость судна составляла 5 узлов. Сила тяжести измерялась гравиметром Лакост-Ромберга на гиростабилизированной платформе, а модуль полного вектора геомагнитного поля — протонно-прецессионным магнитометром «Вариан». Применялась спутниковая навигация.



ФИГ. 1. Батиметрическая схема района, примыкающего к Габону.
Изобаты — в метрах.

При машинной обработке сейсмических данных проведено 12-кратное суммирование с применением деконволюции. Время в получасовых интервалах показано над сейсмическим профилем (фиг. 2, см. вклейку между стр. 320 и 321). На вертикальной шкале дано время отражения в секундах. Детали сейсмического разреза, которые поддаются корреляции, на всем протяжении профиля обозначены одинаковыми символами. Расчленение на горизонты произведено на основе корреляции с данными бурения на суше.

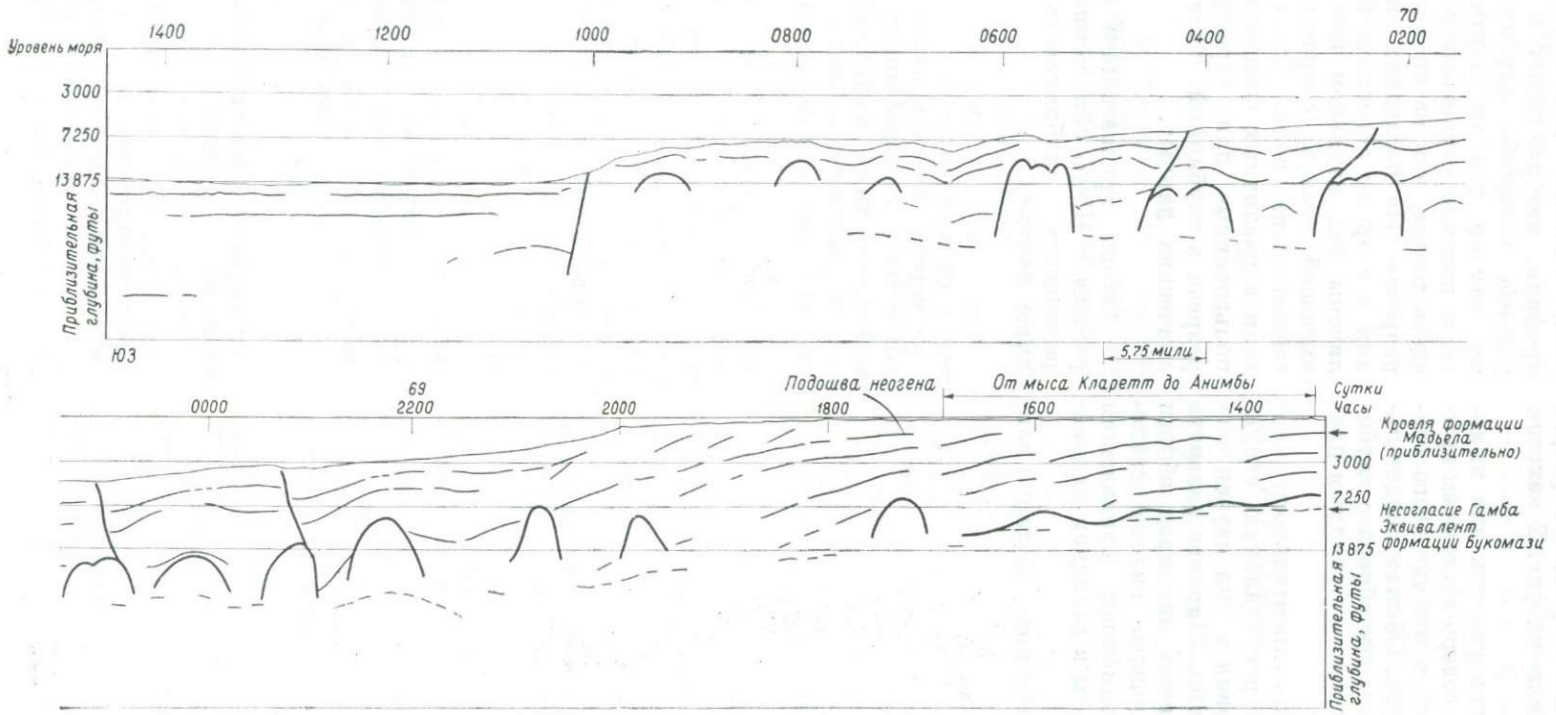
Стратиграфия

Прерывистый горизонт, обозначенный ромбиками (фиг. 2), вероятно, представляет собой нижнемеловое несогласие Гамба под мощной соленосной толщей. Под несогласием Гамба лежит толща, эквивалентная нижнемеловой формации Букомази. Треугольниками помечены средне- и верхнемеловые отражающие границы; одна из них, как показано, может соответствовать кровле формации Мадьела. Горизонт, обозначенный звездочками, мы относим к подошве неогена. Наращивающие континентальную окраину (prograding) отложения накапливались в неогене под внешним континентальным шельфом и верхней частью континентального склона. Зона развития наиболее молодых осадков, залегающих над отражающей границей, помеченной кружочками, по-видимому, ограничена континентальным склоном и подножием. Отложению этой наиболее молодой части разреза могла предшествовать незначительная эрозия неогеновых осадков внешнего континентального шельфа.

Диапиризм представляет собой доминирующий структурный механизм, деформирующий неогеновые, средне- и верхнемеловые осадки. Под континентальным шельфом диапиры пронизывают осадки среднего и верхнего мела. Ниже по склону они, протыкая средне- и верхнемеловые формации, проникают и в более высокие части разреза.

Структура

Структура в районе точки 69-2224, по-видимому, сингенетична нижненеогеновому осадконакоплению и к современному этапу закончила свое развитие; наибольшей амплитудой деформации характеризуется горизонт, отмеченный кружочками. В рельефе дна она не выражена. Судя по морфологии дна, диапиры в районе точек 70-0112, 70-0236, 70-0412, 70-0590, 70-0700, 70-0818 и сброс в основании континентального склона, по-видимому, ак-



ФИГ. 3. Глубинный сейсмический разрез, составленный по профилю, изображенному на фиг. 2.

тивны в настоящее время. Глубинный разрез по сейсмическому профилю на фиг. 2 показан на фиг. 3.

В точке 69-2324 на поверхность дна выходит сброс с опущенным северо-восточным крылом, который развивался в течение всего неогена и современного этапа. Об этом свидетельствует увеличение амплитуды сброса с глубиной. Развитие сброса связано с соляным диапиризмом.

Уступ в основании континентального склона представляет собой региональную структуру иного происхождения и был изучен несколькими исследователями. Широкое развитие небольших, ныне активных диапиров вблизи основания континентального склона свидетельствует о гравитационном скольжении фронта осадочной призмы в западном направлении.

На фиг. 3 представлена интерпретация наиболее важных особенностей сейсмического профиля, изображенных в едином для всего разреза масштабе глубин. Благодаря этому наклон дна на континентальном склоне и падение отражающих границ показаны здесь точнее, чем на временны́х сейсмических разрезах. На последних видимые углы падения в сторону абиссальной равнины преувеличены под влиянием клина водной толщи, имеющей низкую скорость распространения сейсмических волн. Скорости сейсмических волн в различных осадочных формациях, использованные для перестройки временно́го разреза в глубинный, были получены из сейсмических данных.

Авторы признательны «Галф ойл корпорейшн» и «Галф ойл компани оф Габон» за разрешение опубликовать представленные выше данные.

Континентальная окраина в северной части Гвинейского залива

Ж. Р. Делтейль, П. Валери, Л. Монтадер, К. Фондье, Ф. Патриа, Ж. Макль

Введение

Континентальную окраину Западноафриканского щита в северной части Гвинейского залива можно разделить на три характерных района:

1. Континентальная окраина Либерии связана с двумя структурными направлениями. Первое соответствует уступу Либерийского краевого плато, второе — глубинному структурному направлению, которое упирается в континентальный склон Берега Слоновой Кости к западу от Абиджана и лежит на одной линии со склоном. Было установлено, что эта структура является продолжением зоны разлома Сан-Паулу.

2. Континентальная окраина Берега Слоновой Кости и Ганы характеризуется наличием мощного осадочного бассейна, который сформировался между прибрежной системой сбросов и зоной разломов Романш. Сейсмические профили показывают, что толща позднемеловых осадков, содержащихся в этом бассейне, слабо деформирована. Бассейн продолжается в восточном направлении на краевое плато Берега Слоновой Кости — Ганы. Можно считать, что здесь присутствуют более древние, вероятно, палеозойские формации. Он ограничен на юге крутым уступом, лежащим на продолжении зоны разломов Романш. С тектонической точки зрения заслуживает внимание сходство Либерийского краевого плато и плато побережья Берега Слоновой Кости — Ганы.

3. Основной особенностью структуры континентальной окраины Нигерии, расположенной далее к востоку, является, с одной стороны, развитие диапиризма, который может быть отнесен к глинисто-аргиллитовому типу, и, с другой стороны, присутствие двух зон разломов: известного разлома Чейн и нового, названного нами зоной разломов Шарко.

Таким образом, названные районы континентальной окраины соответствуют блокам коры, разделенным океаническими экваториальными разломами вплоть до внутренней части Гвинейского залива. Распределение осадков в этих структурных блоках показывает, что их геологическое строение складывалось под влиянием барьерного эффекта зон разломов, и, следовательно, под влиянием начала раскрытия в аптское время и последующего разрастания океанического дна в Южной Атлантике.

Морские съемки

Геологическое строение дна северной части Гвинейского залива было относительно мало исследовано до 1968 г., до рейса Гвинея 1 (КМНИ)[1] на океанографическом судне «Жан Шарко» (НЦИО)[2], во время которого были изучены основные особенности строения этого региона.

Особое внимание было уделено восточным продолжениям зон разломов Романш и Чейн, ранее изученных на их пересечении со срединно-океаническим хребтом [20], и той роли которую они играют в обособлении осадочных бассейнов континентальной окраины у Берега Слоновой Кости и Ганы [14, 2].

Рейсы Валда (ОЦБ-НЦИО) и Бенин (КМНИ) океанографического судна «Жан Шарко», проведенные в указанном районе в 1971 г., уточнили ранее полученные данные. Авторы предлагают в этой статье синтез полученных результатов. Их интерпретация проверялась по данным, представленным Ламонтской геологической обсерваторией (рейсы Вима 27, Конрад 13, Вима 29) и Вудс-Холским океанографическим институтом (рейс Атлантис II. 75) (фиг. 1).

Региональные черты геологического строения и морфологии дна

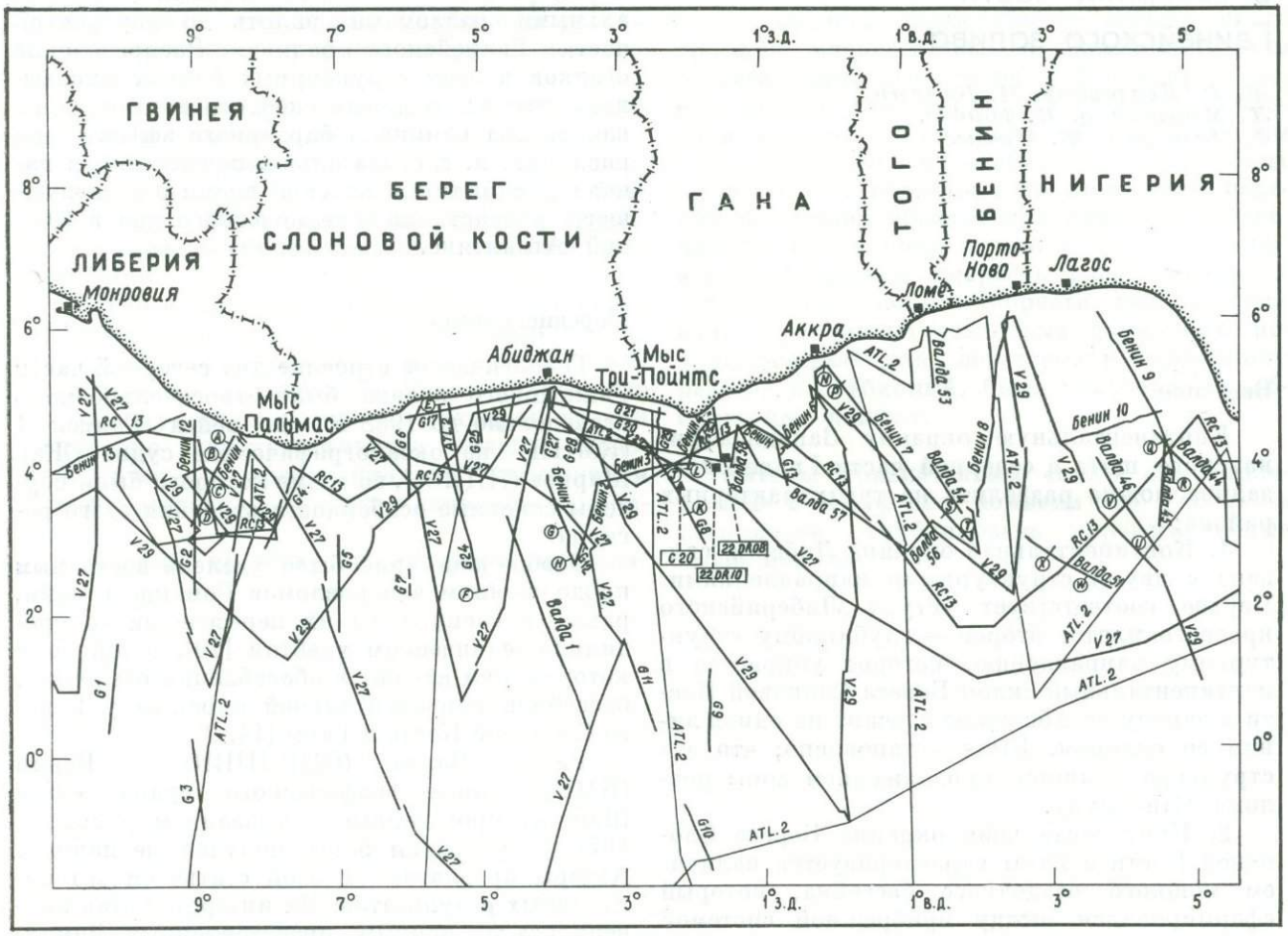
К северу от Гвинейского залива Африканский кратон включает две провинции, разделенные крупным разломом север-северо-восточного простирания [8, 26], проходящим через район Аккры; его происхождение обсуждалось с позиций концепции тектоники плит [23].

Западнее этого разлома лежит Бирримийский щит, имеющий возраст 1,7— 2,2 млрд.

---

[1] КМНИ — Комитет морских нефтяных исследований, образованный ELF-ERAP, Национальным нефтяным обществом Аквитании, CFP-TOTAL и Французским нефтяным институтом. — *Прим. перев.*

[2] НЦИО — Национальный центр исследований океана, Франция. — *Прим. перев.*



ФИГ. 1. Схема расположения профилей.

Буквами в кружках обозначены отрезки профилей, которые упоминаются в тексте. Мелкие черные квадратики — пункты драгирования, черный треугольник — место отбора осадочной колонки 20. G — рейс Гвинея; V — судно «Вима»; RC — судно «Ричард Конрад»; ATL 2 — судно «Атлантис II».

лет, восточнее — Дагомейский щит с возрастом 500—650 млн. лет [11, 10]. Последний претерпел большие изменения в мезозое и кайнозое, когда в западной Африке [40, 19, 25, 24, 44, 13, 29, 51, 9, 27] и Бразилии [1] возникли обширные прибрежные и внутриконтинентальные осадочные бассейны.

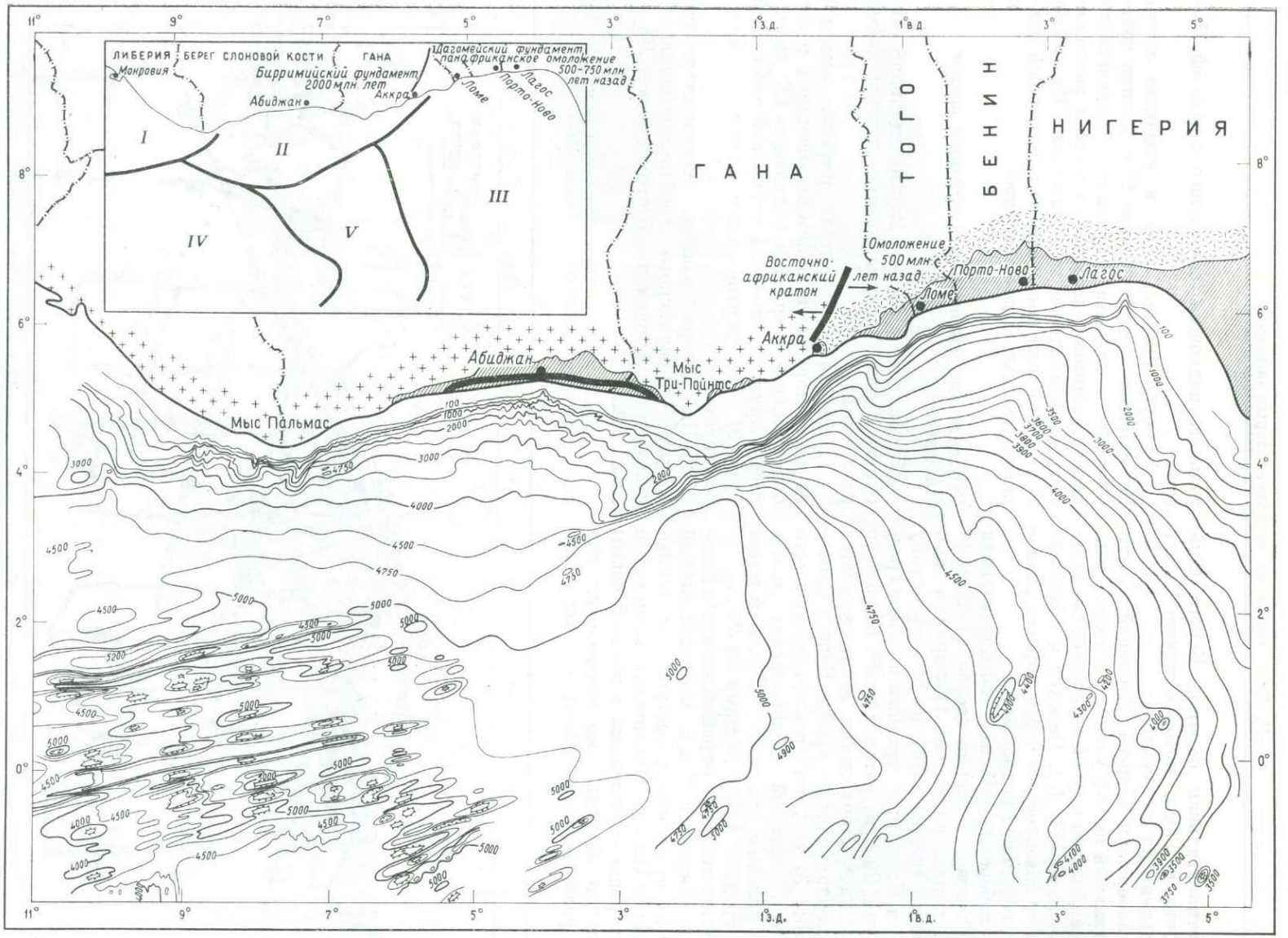
Прибрежный бассейн Берега Слоновой Кости, расположенный на Бирримийском кратоне, на суше развит слабо, тогда как его подводное продолжение, предполагающееся уже на континентальном шельфе [48], предопределяется продолжением крупных зон экваториальных океанических разломов. Простирания этих разломов (Сан-Паулу, Романш и Чейн) позволили разным авторам [30, 31, 18] предложить эволюционные модели раскрытия Южной Атлантики, основанные на первоначальной реконструкции Булларда и др. [6].

Батиметрическая карта (фиг. 2) выявляет масштабы этих разломов и позволяет выделить следующие морфологические единицы:

1. Континентальная окраина Либерии, которая может быть разделена на два сектора:

а. Западнее 8°30′ з. д. континентальный шельф имеет ширину в среднем 45 км, а краевое плато, которое ограничено на юге уступом, может быть прослежено до глубины 3000 м.

б. Восточнее 8°30′ з. д. континентальный шельф значительно у́же (25 км); континентальный склон характеризуется сложной морфологией и рассечен по меньшей мере одной крупной долиной [45].



ФИГ. 2. Батиметрическая карта северной части Гвинейского залива.
Изобаты — в метрах, глубины не исправлены.

2. Континентальная окраина Берега Слоновой Кости и Ганы, которая также может быть разделена на два сектора:

а. У побережья Берега Слоновой Кости континентальный шельф узкий, а верхний континентальный склон крутой и рассечен несколькими каньонами [33, 16]. Переход к абиссальной равнине совершается через хорошо развитое континентальное подножие.

б. У побережья Ганы континентальная окраина отличается весьма своеобразной морфологией, характеризуемой: 1) широким континентальным шельфом (90 км к юго-востоку от мыса Три-Пойнтс); 2) краевым плато со средней глубиной 2000 м, которое слабо наклонено в юго-западном направлении и продолжается в ненарушенном виде до хребта Берега Слоновой Кости; 3) уступом запад-юго-западного простирания, который ограничивает плато с юга, расположен между 3 и 1° з. д. и имеет наклон в среднем 14°, а местами до 27°.

3. Континентальная окраина западнее дельты Нигера. Восточнее 1° з. д. континентальный шельф не имеет заметных выступов, за исключением дельты Нигера. Континентальный склон остается хорошо выраженным в верхней части; поразительной особенностью морфологии дна является развитие очень обширного континентального подножия, связанного с дельтой Нигера.

4. Глубоководная зона в северной части Гвинейского залива. Южнее 2° с. ш. она соответствует склонам срединно-океанического хребта, которые рассекаются зонами разломов запад-юго-западного простирания. Восточнее 5° з. д. эта зона представлена абиссальной равниной небольшой протяженности.

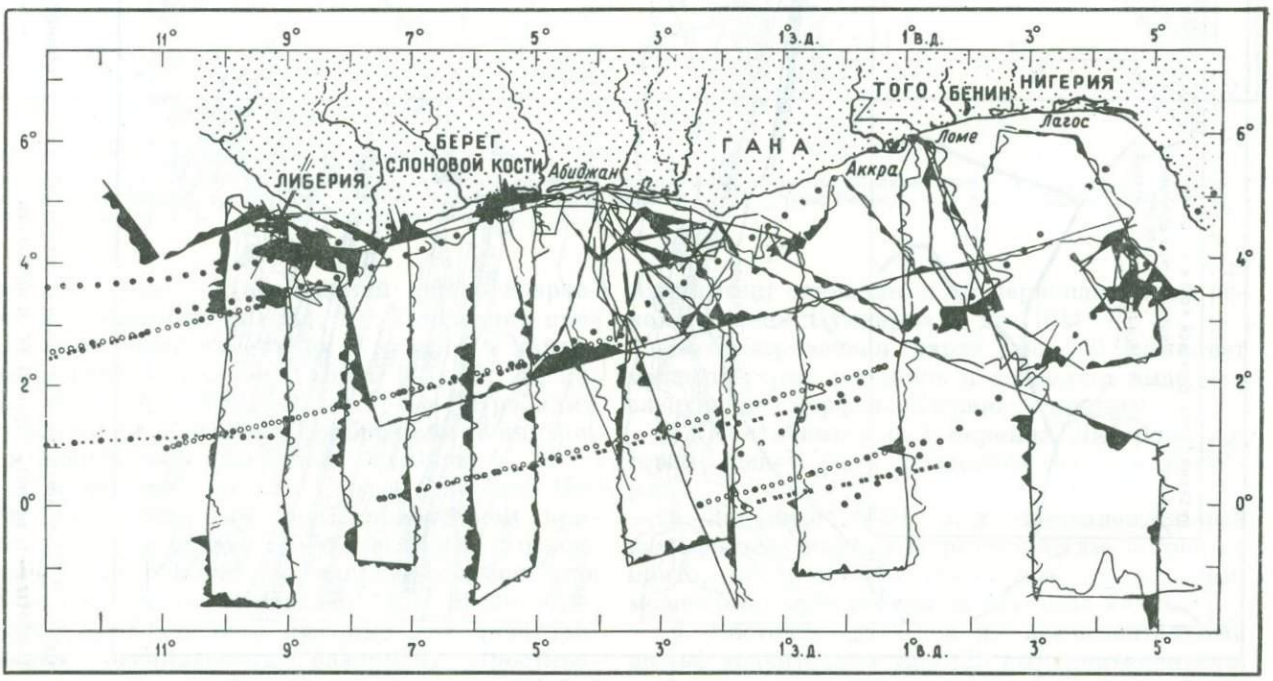
Строение континентальной окраины южнее Либерии

Глубинное строение континентальной окраины южнее Либерии контролируется двумя разломами:

1. На юге глубинный разлом, который не имеет морфологического выражения и ранее описывался как «разлом подножия» [2], совпадает с крупной линейной магнитной аномалией (фиг. 3). Его вертикальная амплитуда соответствует 2 с [1].

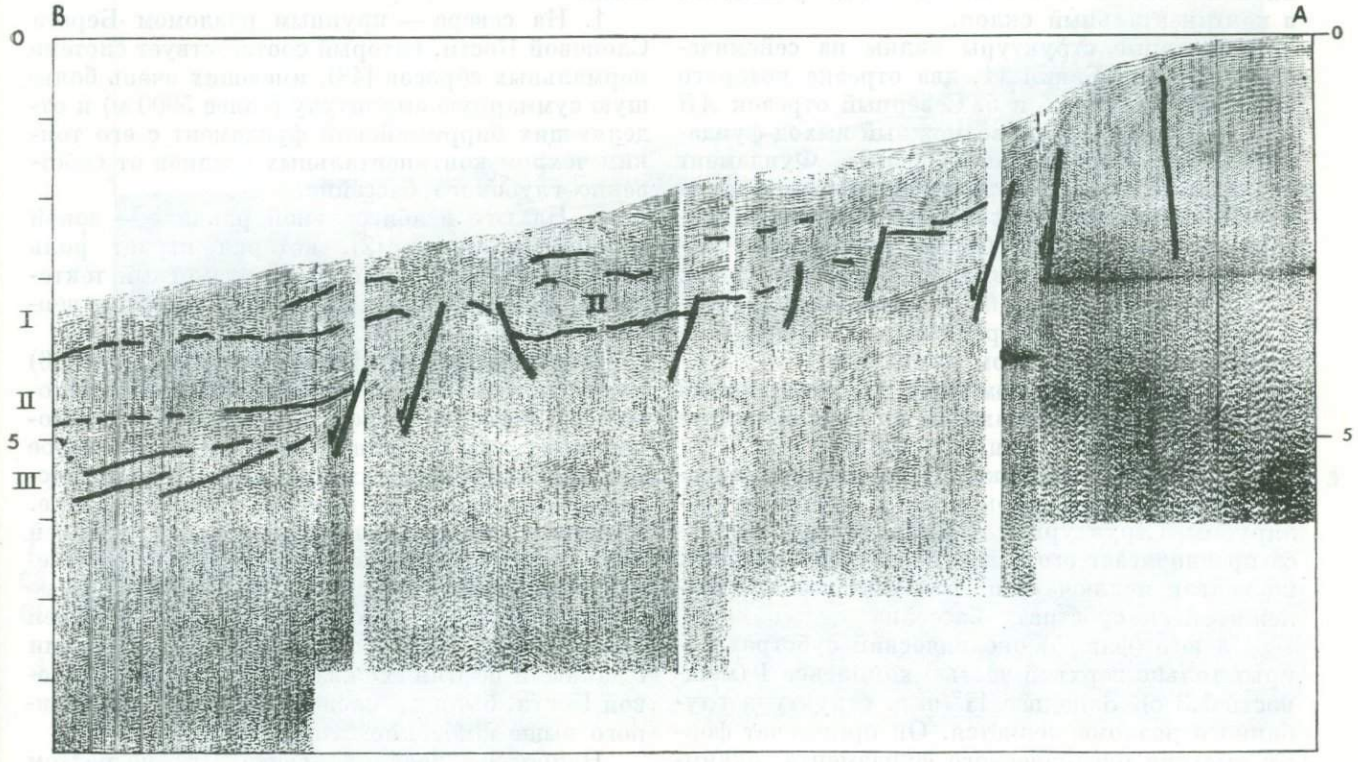
2. На севере разлом, соответствующий уступу «Либерийского хребта», соединяется с поднятием фундамента и ограничивает Либе

[1] Здесь и далее — удвоенное время распространения отраженного сигнала. — *Прим. перев.*

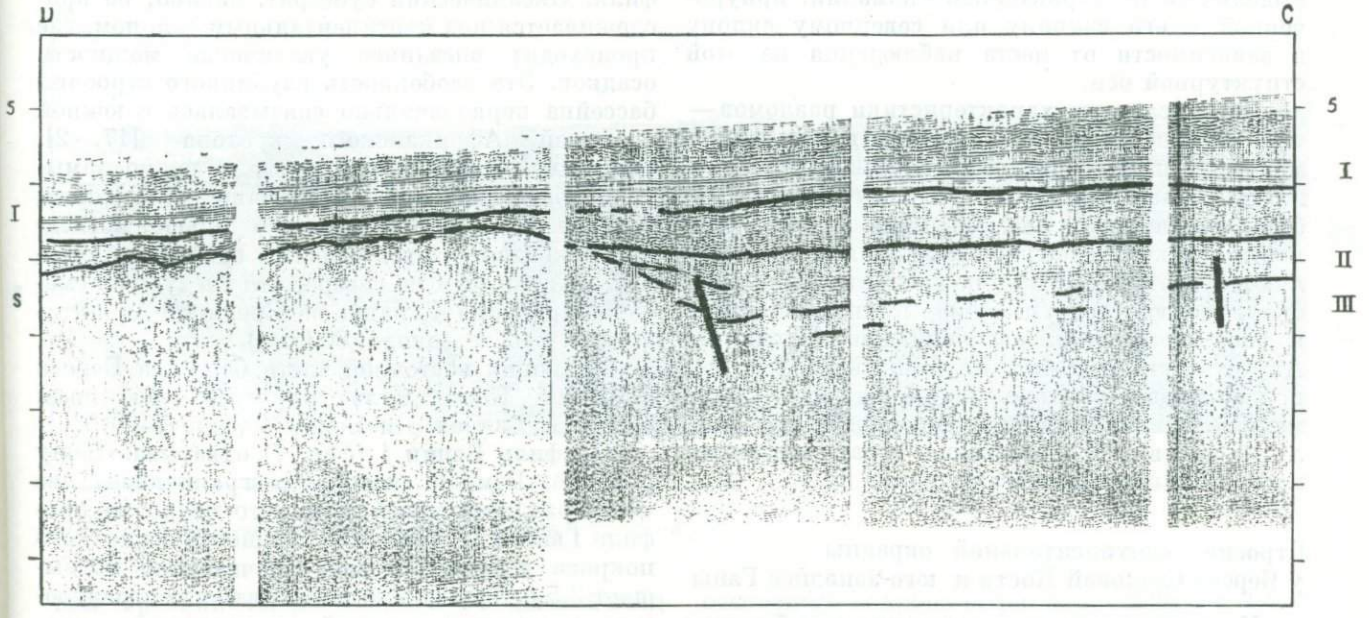


ФИГ. 3. Магнитные аномалии по данным рейсов Гвинея (1968 г.) и Валда и Бенин (1971 г.).

1 см соответствует приблизительно 400 гаммам. Черным закрашены отрицательные аномалии. Дуги окружностей, проведенных вокруг различных центров вращения, показаны различными знаками.



ФИГ. 4. Сейсмический профиль МОВ Бенин 11 (отрезок *AB*).



ФИГ. 5. Сейсмический профиль МОВ Бенин 11 (отрезок *CD*).

рийское краевое плато. Он не отражается в магнитном поле и восточнее 9° з. д. утыкается в континентальный склон.

Указанные структуры видны на сейсмическом профиле Бенин 11, два отрезка которого показаны на фиг. 4 и 5. Северный отрезок *AB* (фиг. 4) указывает на возможный выход фундамента на континентальном шельфе. Фундамент погружается в виде серии сброшенных блоков и подстилает мощный осадочный бассейн на континентальном склоне. Стратиграфическая толща мощностью 4—5 с включает три комплекса:

1. Верхний комплекс I (средняя мощность 2 с), акустически прозрачный и согласно залегающий на центральном комплексе.

2. Центральный комплекс II, выделяемый по двум сильно отражающим на низкой частоте границам (средняя мощность 0,6 с).

3. Нижний комплекс III, в котором отражающие границы прерывисты и трудно коррелируемы. Структурная позиция этого комплекса предполагает его осадочное происхождение, но нельзя исключать и его частичной принадлежности к субстрату бассейна.

На юге (фиг. 5) океанический субстрат покрыт только верхней частью комплекса I (мощность 1,3 с). Западнее 11° з. д. структура глубинного разлома меняется. Он принимает форму выступа океанического фундамента, окаймляемого с обеих сторон осадочными толщами мощностью около 2 с. В магнитном поле он выделяется по характерной аномалии, приуроченной к его южному или северному склону в зависимости от места наблюдения на этой структурной оси.

Перечисленные характеристики разломов — параллельность их простирания зонам разломов Романш и Чейн, геологическое строение, для которого характерна связь изменения глубины фундамента с внезапным изменением мощности осадков, и магнитные аномалии — позволяют считать оба разлома на континентальной окраине южнее Либерии принадлежащими к зонам разломов, расчленяющим Срединно-Атлантический хребет. Глубинный разлом, сопровождающийся характерной магнитной аномалией, принадлежит к зоне разломов Сан-Паулу, а не является разломом, ограничивающим кратон, как предполагали ранее [2].

Строение континентальной окраины у Берега Слоновой Кости и юго-западнее Ганы

На континентальном подножии у побережья Берега Слоновой Кости и юго-западнее Ганы существует очень большой осадочный бассейн, ограниченный двумя крупными дизъюнктивами:

1. На севере — крупным разломом Берега Слоновой Кости, который соответствует системе нормальных сбросов [48], имеющих очень большую суммарную амплитуду (более 5000 м) и отделяющих бирримийский фундамент с его тонким чехлом континентальных осадков от собственно глубокого бассейна.

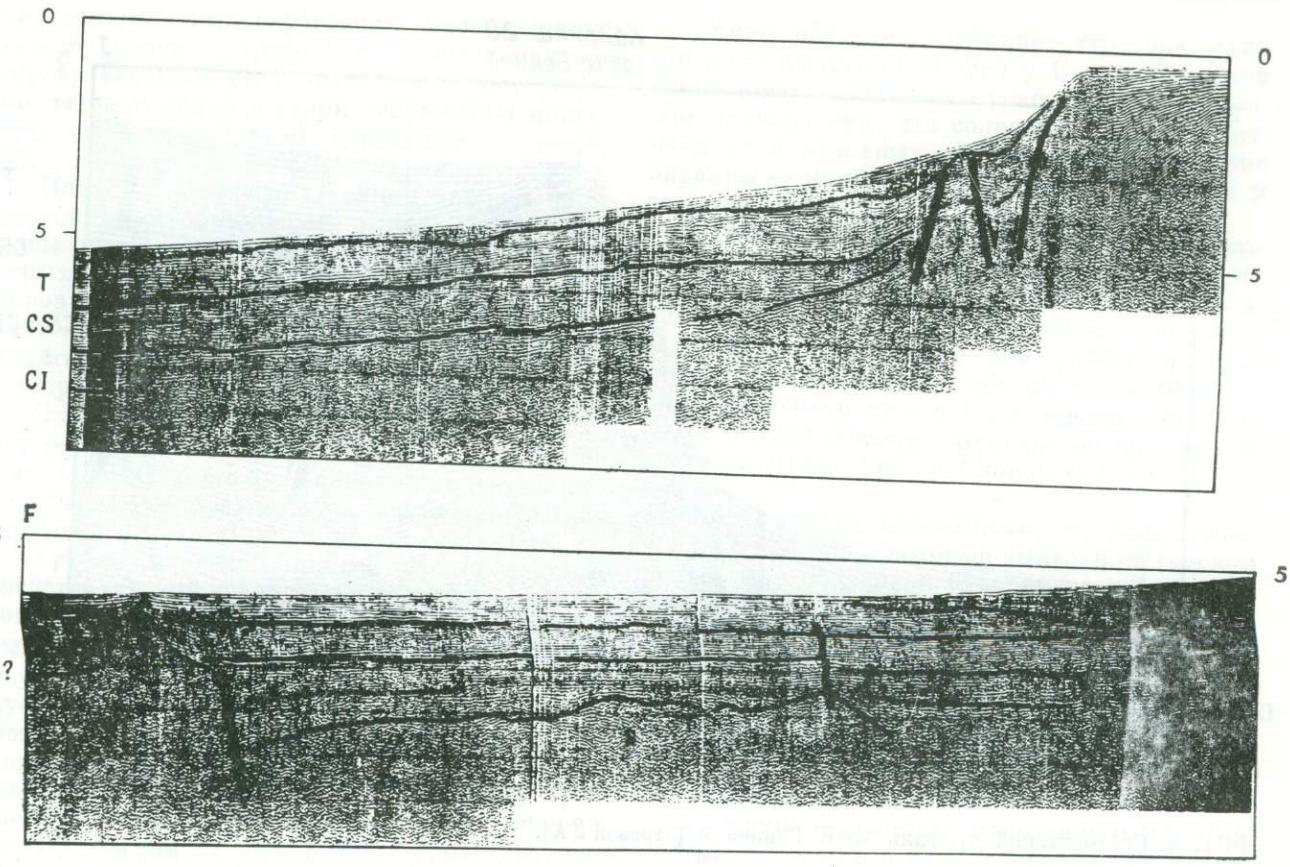
2. На юге в абиссальной равнине — зоной разломов Романш [2], которая играет роль дамбы для осадков и образует заметный тектонический и морфологический элемент континентальной окраины.

Сейсмический профиль Гвинея 24 (фиг. 6) иллюстрирует общую протяженность глубоководного бассейна Берега Слоновой Кости. По-видимому, сам бассейн испытал незначительное влияние тектонических процессов, однако последнее ощущается на континентальном склоне. Мощность осадков значительная (по крайней мере 4 с), и, по данным авторов, два сейсмических отражающих горизонта, отождествляемые с границей между мелом и триасом и с границей между ранним и поздним мелом в соответствии с данными нефтяных скважин на Берегу Слоновой Кости, были прослежены вплоть до описанного выше Либерийского бассейна.

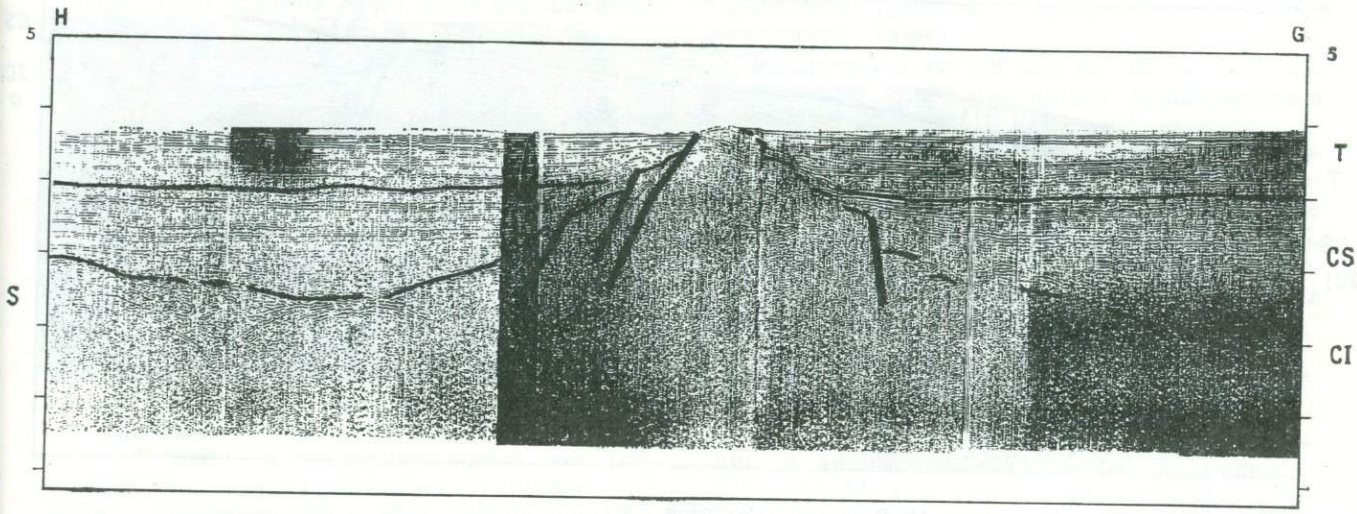
Наиболее древняя свита (с возрастом не древнее раннего мела), по-видимому, залегает на океанической коре в южной части профиля. Океанический субстрат, однако, не прослеживается под континентальным склоном, где происходит внезапное увеличение мощности осадков. Эта особенность глубинного строения бассейна первоначально связывалась с южной границей Африканского кратона [17, 2]. На южной оконечности профиля видно замыкание бассейна барьером Романш, за которым осадочный покров значительно тоньше; последний покоится на океаническом субстрате, который моложе, чем на севере, что следует из смещения разлома Романш на Срединно-Атлантическом хребте (около 800 км).

Эволюция восточной части бассейна Берега Слоновой Кости иллюстрируется профилями Бенин 1, Гвинея 8 и Бенин 4 (фиг. 7—9).

Профиль Бенин 1 (фиг. 7) охватывает зону разломов Романш, которая разграничивает две четко различающиеся зоны, что видно на профиле Гвинея 24 (фиг. 6). Мощность осадочного покрова в северной зоне значительно превышает 3,5 с. Там можно наблюдать два отражающих горизонта: верхний приписывается границе меловых и третичных осадков, а нижний на основании корреляции с данными о глубин-

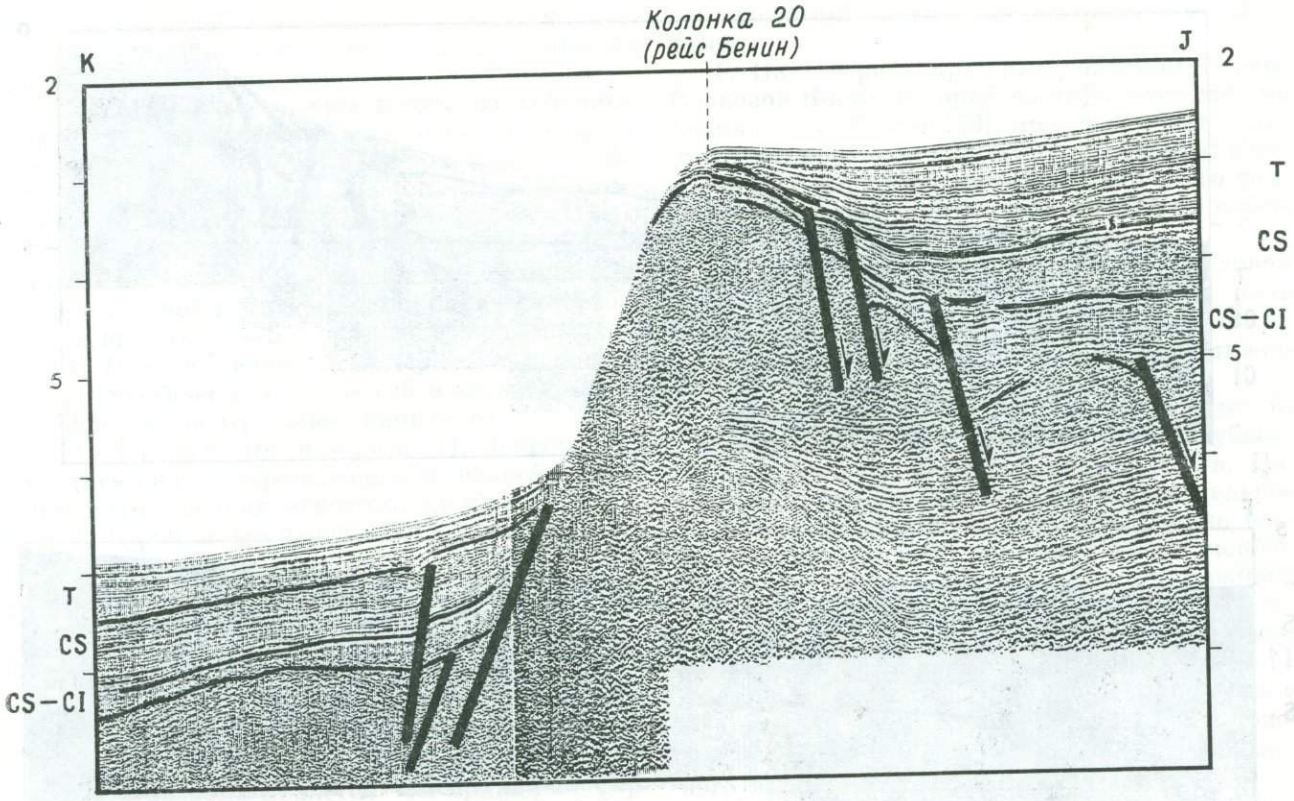


ФИГ. 6. Сейсмический профиль МОВ Гвинея 24 (отрезок *EF*).

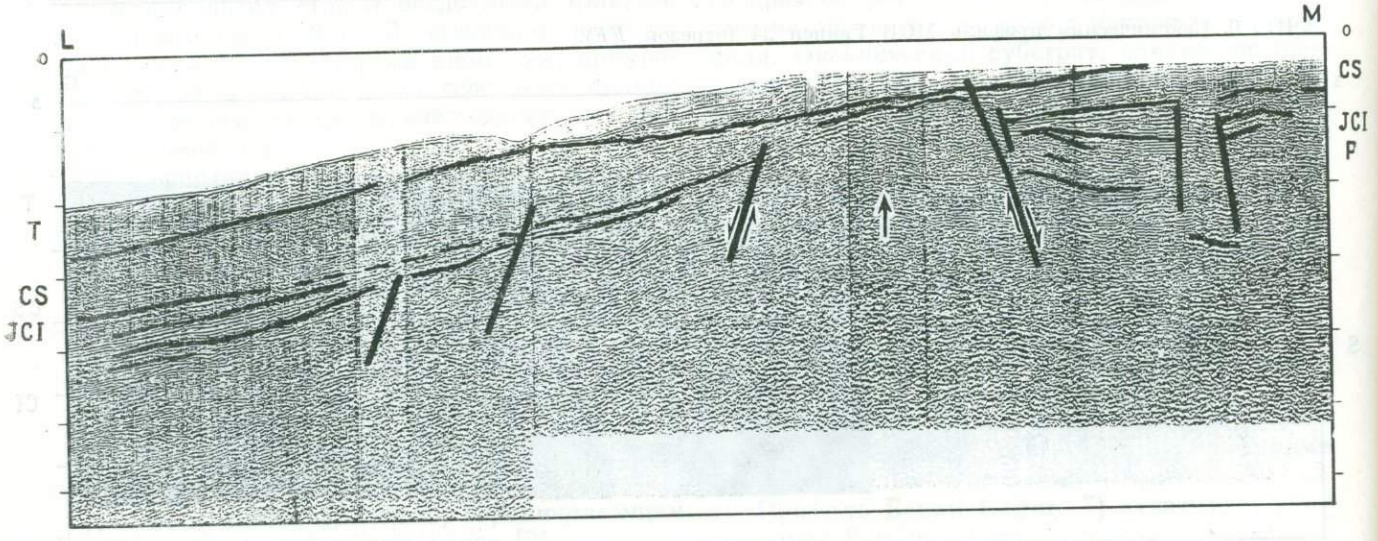


ФИГ. 7. Сейсмический профиль МОВ Бенин 1 (отрезок *GH*).

ном строении отождествляется с подошвой позднего мела или с кровлей раннего мела (альб — сеноман). Океанический субстрат в южной зоне лежит относительно неглубоко, и мощность осадочного покрова редко превышает 1 с. Отличительными чертами этого профиля является отсутствие структурной расчлененности бассейна, а также наличие океанического субстрата,



ФИГ. 8. Сейсмический профиль МОВ Гвинея 8 (отрезок JK).



ФИГ. 9. Сейсмический профиль МОВ Бенин 4 (отрезок LM).

который можно наблюдать на расстоянии до 20 км к северу от зоны разломов Романш.

Профиль Гвинея 8 (фиг. 8) указывает на существование «подвешенного» (suspended) осадочного бассейна, ограниченного на юге выступом субстрата, который называется хребтом Берега Слоновой Кости — Ганы; этот бассейн представляет собой восточное продолжение бассейна Берега Слоновой Кости. В этом секторе он содержит следующие осадочные серии: ха-

рактеризующуюся перерывами миоцен-плиоценовую серию; третичную — позднемеловую серию, залегающую с локальными несогласиями на раннемеловой серии неизвестной мощности, довольно сильно нарушенную; возможно, нижележащую более древнюю серию.

Подъем отражающих границ нижних комплексов на хребте Берега Слоновой Кости — Ганы подтверждается изучением колонок, в которых обнаружены образцы крупнообломочных пород не древнее альбского возраста под 7-метровым покровом современных осадков. Нижние пласты колонки содержали богатую флору с возрастом от среднего до позднего альба.

С этих же уровней были извлечены остатки фораминифер и микропланктона; в покрывающих пластах было опознано несколько видов растений, указывающих на отложение вблизи береговой линии (Бенин: колонка 20, фиг. 1).

Хребет Берега Слоновой Кости — Ганы, представляющий собой уступ со средним наклоном 14°, а местами достигающим 27°, соединяет вышеописанный бассейн с абиссальной равниной Гвинейского залива. Этот уступ соответствует границе между океанической корой и районом кратона [17, 2] и образует продолжение зоны разломов Романш. Особого внимания заслуживает удивительное сходство между хребтом Берега Слоновой Кости — Ганы и Либерийским хребтом в отношении происхождения и строения; первый из них можно также сравнить с зоной разлома Агульяс на континентальной окраине южной Африки [49].

Профиль Бенин 4 (фиг. 9) показывает, что структура центральной части краевого бассейна связана с существованием поднятия субстрата, разграничивающего две зоны: одна, к западу и югу от него, содержит осадки, описанные выше в глубоком бассейне, а вторая, севернее и восточнее поднятия, судя по корреляции, характеризуется значительным утонением послераннемеловых свит и присутствием мощных осадочных свит (обозначенных JCI), которые, хотя их и относят к раннему мезозою, возможно, включают палеозойские формации. Следует напомнить, что на континентальном шельфе Ганы обнаружен палеозойско-мезозойский бассейн, характеризующийся горстово-грабеновой структурой, обусловленной сбросами северо-восточного или северо-западного простирания [15]. Наблюдения, проведенные в северной зоне на профиле Бенин 4, по-видимому, свидетельствуют о структурной обстановке указанного типа, предполагающей геологическое единство упомянутого выше горста и Ганского шельфа.

Таким образом, глубинное строение мезозойско-третичного бассейна у Берега Слоновой Кости имеет тенденцию к усложнению в восточном направлении, что сопровождается сближением двух основных тектонических элементов окраины — прибрежного разлома на севере и зоны разломов Романш на юге.

В настоящее время не представляется возможным определить положение границы кратона в этом бассейне. Имеющиеся данные характеризуют лишь глубинное строение; они свидетельствуют о тектонической расчлененности, затрагивающей только районы, сложенные допозднемеловыми породами, и предположительно о континентальной структуре западной части краевого плато Берега Слоновой Кости — Ганы.

Можно считать доказанным, что часть палеозойского бассейна, который выявлен на ганском шельфе при поисковом бурении на нефть и хорошо известен на суше [14], продолжается в восточном секторе краевого плато.

При драгированиях 22DR-10 и 22DR-08, проведенных во время рейса Валда на континентальном склоне южнее мыса Три-Пойнтс (фиг. 1) на восточной оконечности хребта Берега Слоновой Кости — Ганы, было извлечено в сущности два типа образцов:

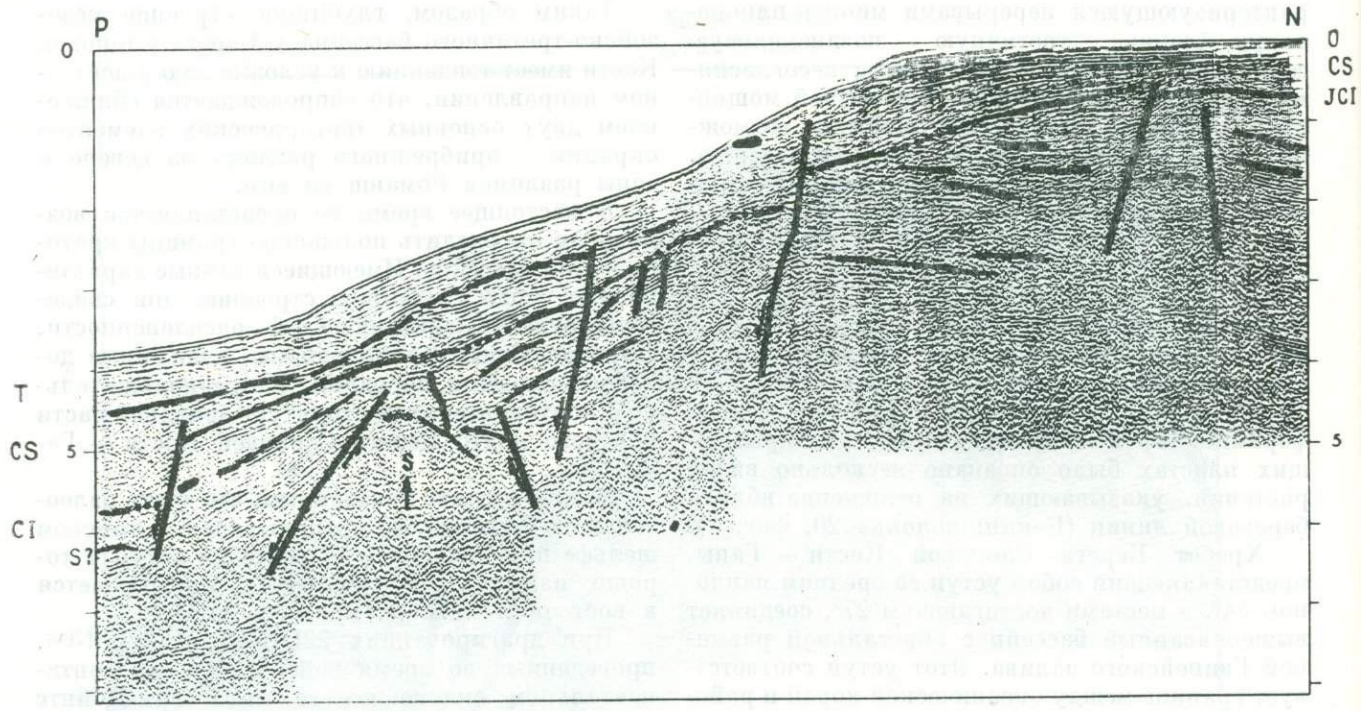
1. Крупнозернистые полевошпатовые слюдистые песчаники и слюдистые железистые песчаники. Эти образцы обнаруживают сходство с фациями, описанными Кроу [14] в девонских песчаниках Такоради.

2. Сланцы и слюдистые сланцы с большим количеством ориентированных филосиликатов и полевым шпатом.

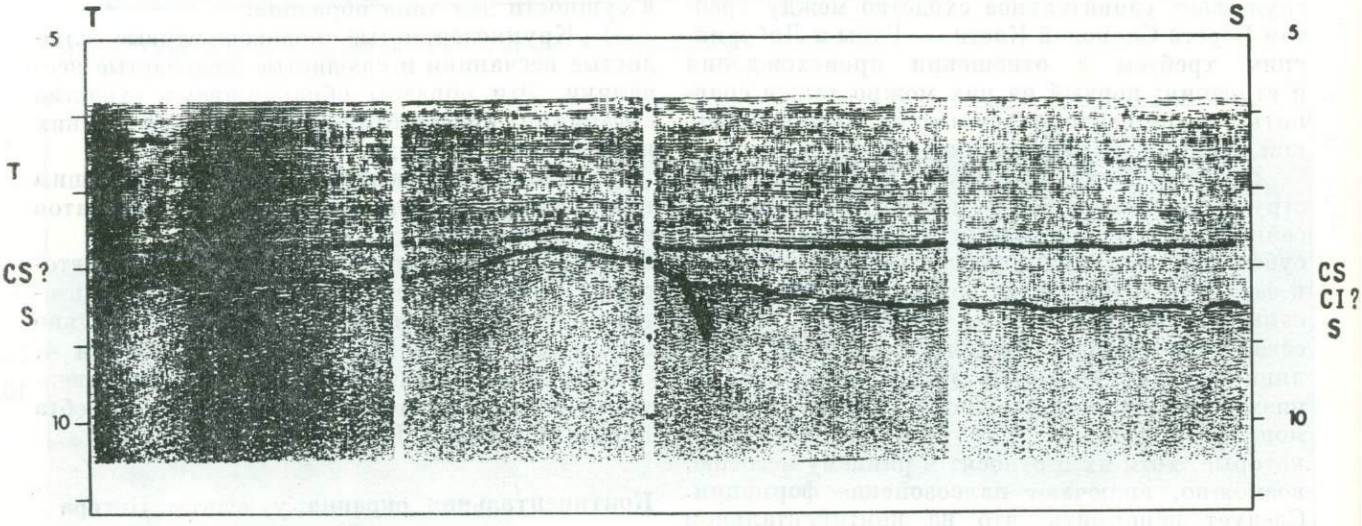
Таким образом, интерпретация, данная авторами, хорошо согласуется с этими результатами, которые были получены на относительно небольшом расстоянии от профиля Бенин 4. Эти результаты подтверждают также континентальную природу по крайней мере части хребта Берега Слоновой Кости — Ганы.

Континентальная окраина у дельты Нигера

Зона разломов Чейн была идентифицирована в южных частях профилей Бенин 7 (фиг. 10 и 11) и Бенин 8, а также на профилях Валда 54 и 55. Она соответствует поднятию океанического субстрата, разделяющего две зоны с различной мощностью осадочного покрова: большей на севере и меньшей на юге. Хотя амплитуда разлома небольшая (0,5 с), над этой структурой наблюдается заметная магнитная аномалия.



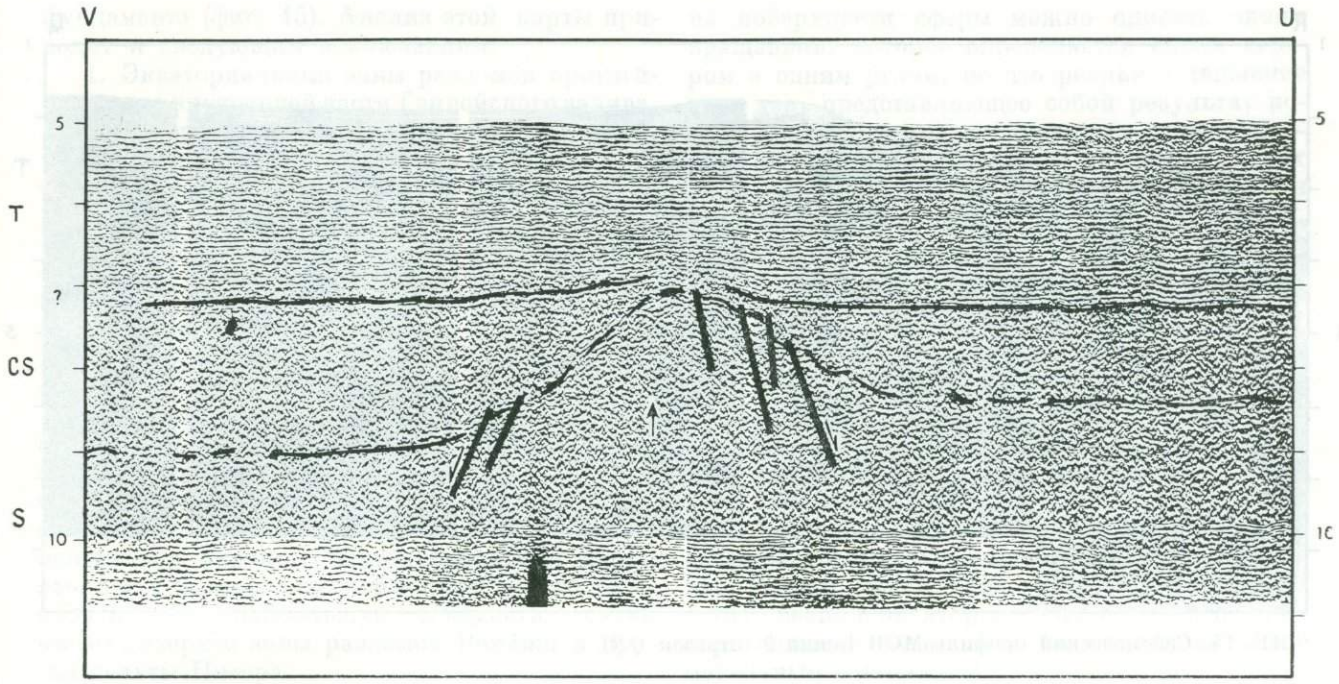
ФИГ. 10. Сейсмический профиль МОВ Бенин 7 (отрезок *NP*).



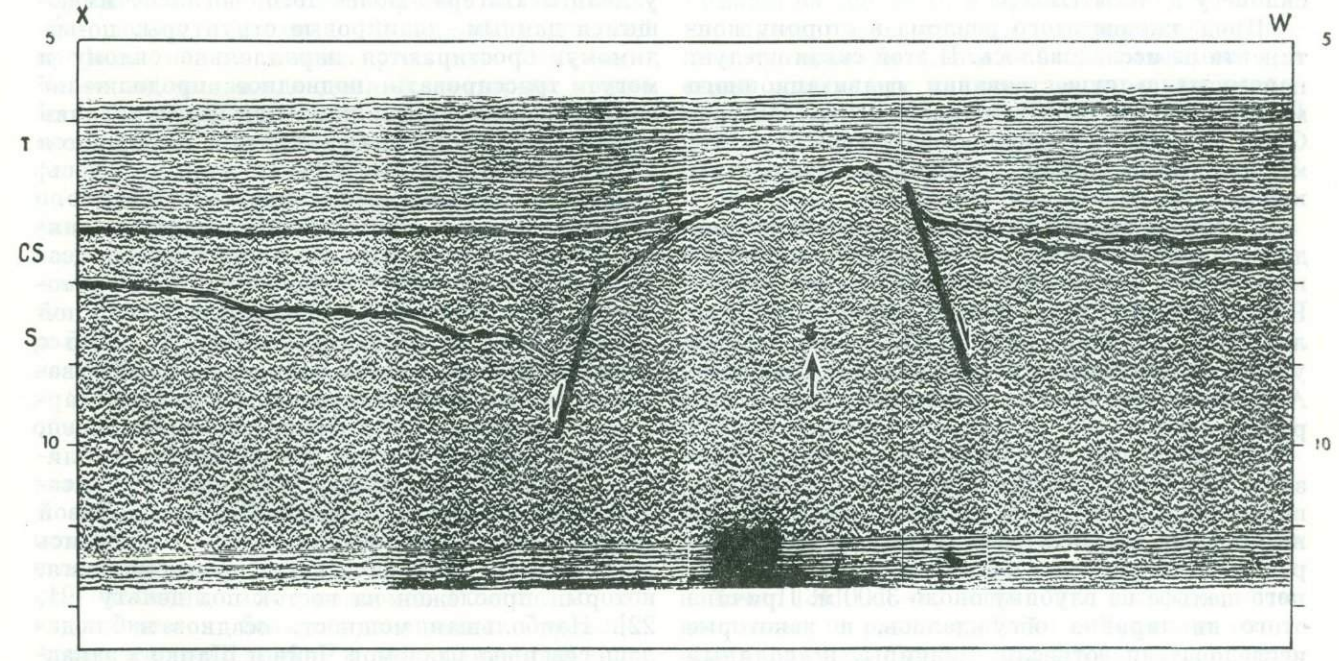
ФИГ. 11. Сейсмический профиль МОВ Бенин 7 (отрезок *ST*).

Сейсмические профили, расположенные у дельты Нигера, особенно Валда 45, Валда 46 (фиг. 12) и Валда 51 (фиг. 13), указывают на существование весьма характерной структуры на поверхности океанического фундамента, приблизительно в 150 км южнее зоны разломов Чейн.

Как отмечалось, эта структура характеризуется значительным изменением мощности осадков с существенным утонением их слоя в южном направлении. К ней также приурочена крупная магнитная аномалия, четко выделяющаяся между 2° з. д. и 5° в. д. Эти признаки и их приуроченность к оси структуры, которая



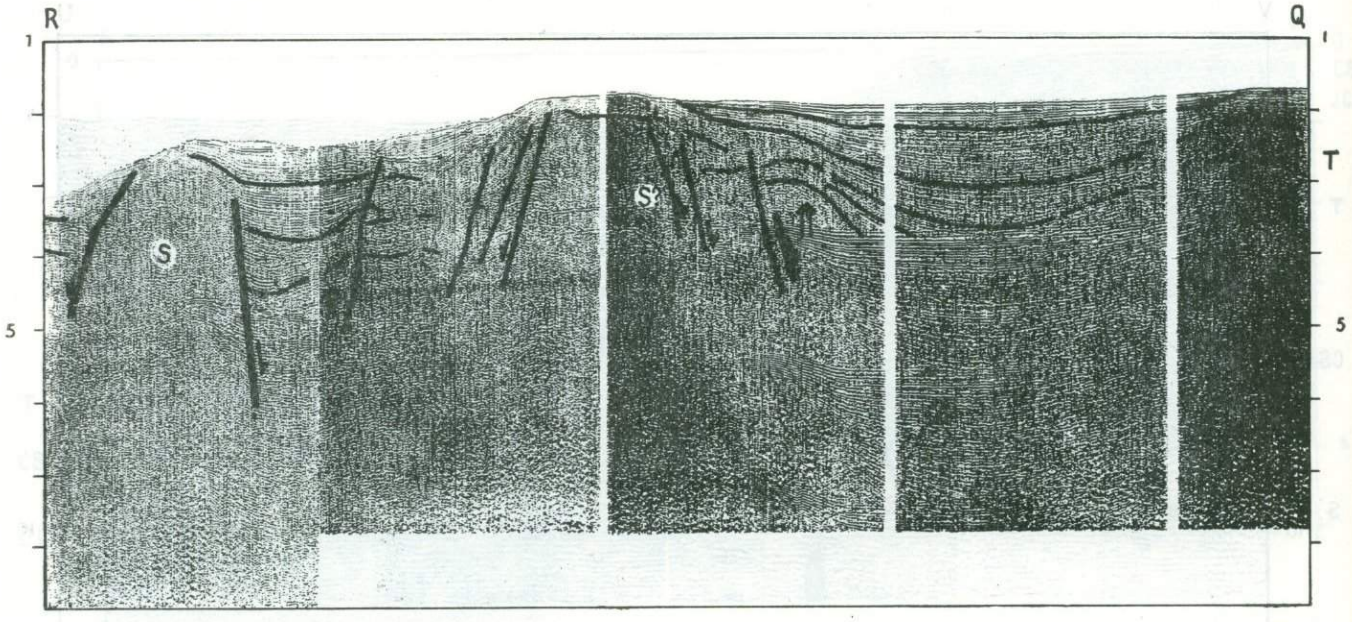
ФИГ. 12. Сейсмический профиль МОВ Валда 46 (отрезок *UV*).



ФИГ. 13. Сейсмический профиль МОВ Валда 51 (отрезок *WX*).

параллельна зонам разломов Романш и Чейн, позволили авторам выделить новую волну разломов, для которой предлагается название «Шарко».

По-видимому, этот разлом был пересечен южной частью профиля Бенин 9 (фиг. 14) вблизи 3° с. ш. и 5° в. д., так как здесь обнаружена такая же магнитная аномалия. Однако на этом



ФИГ. 14. Сейсмический профиль МОВ Бенин 9 (отрезок *QR*).

профиле структура завуалирована сложными явлениями «диапиризма» на континентальном склоне у дельты Нигера.

Продолжение этого разлома в сторону континента не исследовалось. В этой связи следует напомнить о существовании гравитационного максимума [21, 22] в районе устья Нигера. Однако нельзя с уверенностью утверждать, что между этими двумя явлениями существует какая-либо связь.

С точки зрения тектоники океанического дна следует отметить, что на осадконакопление в восточной части Гвинейского залива разлом Шарко, по-видимому, влияет сильнее, чем разлом Чейн. Однако, разлом Шарко не удается уверенно проследить в направлении Срединно-Атлантического хребта и на пересечении его рифтом.

Основной чертой континентальной окраины здесь является относительно интенсивное развитие диапиризма, проявления которого видны на профиле Бенин 9 (фиг. 14) и, по-видимому, распространены до подножия континентального шельфа на глубину около 3500 м. Причина этого диапиризма обсуждалась, и некоторые исследователи отнесли диапиры к соляным [39, 34].

Авторы считают, что рассматриваемые структуры следует относить преимущественно к глинисто-аргиллитовым диапирам. Эта гипотеза согласуется с представлениями, высказанными другими исследователями [7, 3], которые связывают их с обнажениями аргиллитовой формации Аката на континентальном шельфе у дельты Нигера. Более того, согласно имеющимся данным, диапировые структуры, по-видимому, простираются параллельно склону и могут трассировать подводное продолжение сети разломов, возникших при формировании дельты Нигера [35]. Эта картина нарушается в осевой части дельты, в связи с тем что здесь, возможно, проходит зона разломов Шарко.

Западнее, т. е. на океанской стороне поднятия Нигер и южнее зоны разломов Романш, осадочный покров существенно и устойчиво утоняется. Его мощность оценивается величиной более 5 с со стороны дельты Нигера и 3,5 с у дельты Вольты. В этом районе, который охватывает продолжение зон разломов Чейн и Шарко, осадочный бассейн очень слабо расчленен, за исключением участков, расположенных вблизи крупных океанических разломов. Что касается большей части бассейна Берега Слоновой Кости — Ганы, то осадки здесь отлагались на субстрате океанического происхождения, который прослежен на восток под дельту [21, 22]. Наибольшая мощность осадков наблюдалась севернее разломов Чейн и Шарко в западной части профиля Бенин 10.

Общее строение Гвинейского залива

Субстрат бассейна. Глубинное строение Гвинейского залива в рассматриваемом районе иллюстрируется картой изохрон поверхности

фундамента (фиг. 15). Анализ этой карты приводит к следующим заключениям:

1. Экваториальные зоны разломов протягиваются до внутренней части Гвинейского залива.

2. Эти разломы, положение которых сейчас уточнено по сравнению с предшествующими исследованиями, обусловливают расчленение региона на параллельные зоны. С севера на юг океанический фундамент имеет ступенчатое строение с уменьшением глубины в южном направлении. Это согласуется со смещениями, наблюдаемыми на Срединно-Атлантическом хребте, и означает, что вдоль любого меридиана фундамент имеет больший возраст (и, следовательно, большую амплитуду погружения) на севере, чем на юге. Вероятно, это обстоятельство подчеркнуто барьерным эффектом зон разломов. Действительно, в каждом блоке наблюдается погружение фундамента в сторону континентальной окраины. Путем сравнения карты изохрон с батиметрической картой можно установить, что наибольшую мощность осадки имеют севернее зоны разломов Романш и против дельты Нигера.

3. Ориентировка сейсмических профилей не позволяет выявить сколько-нибудь заметные нарушения, перпендикулярные экваториальным зонам разломов. Широтный магнитный профиль между зонами разломов Романш и Чейн не выявил аномалий, которые можно было бы приписать таким нарушениям. Однако, несмотря на большое расстояние между профилями, рисунок, образованный изохронами, по-видимому, указывает на ранее не известный факт: зоны разломов Чейн и Шарко, видимо, подразделяются на отрезки, которые расположены немного косо друг относительно друга, что вызывает изменение общего простирания разлома. Разрывы в разломах Чейн и Шарко, по-видимому, исчезают соответственно на 3° з. д. и 2° в. д., т. е. в районах, где наблюдается общее изменение простирания этих разломов.

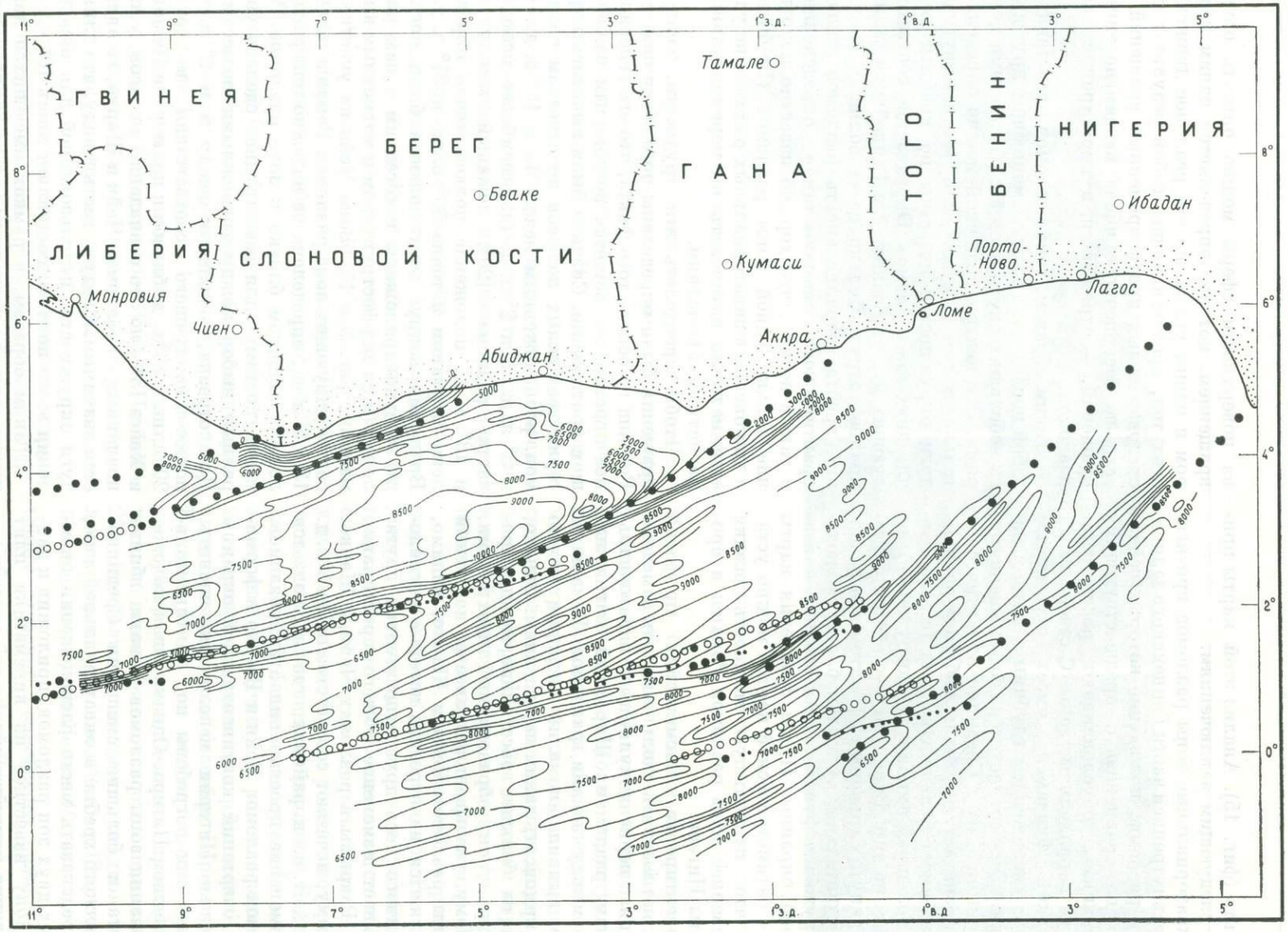
Роль зон разломов Чейн и Шарко в формировании очертаний континентальной окраины у побережья Нигерии невозможно оценить, потому что они погребены под континентальным подножием Нигера. Однако, зная положение окончания зоны разломов Романш вблизи континента и большие смещения Срединно-Атлантического хребта в экваториальной зоне, можно предсказать место расположения окончаний этих двух зон разломов, приложив к данному району известное из кинематики плит распределение напряжений.

Следует напомнить, что любое конечное относительное движение двух жестких тел на поверхности сферы можно описать одним вращением, которое определяется одним центром и одним углом, но что реальное движение этих тел, представляющее собой результат последовательных кратковременных вращений — если не бесконечного числа квазимгновенных вращений, — отражается в простирании зон разломов.

Таким образом, зона разломов представляет собой последовательность сменяющих друг друга небольших окружностей с различными центрами. Эти центры вращений можно определить только в том случае, если соответствующие дуги окружностей известны по крайней мере для двух зон разломов. Определение соответствующих дуг окружностей в Гвинейском заливе крайне затруднительно из-за больших смещений хребта (параллельность разломов лишает практического смысла такие определения), а также потому, что хорошо известно положение только одной зоны разломов (Романш), а дно океана в экваториальных районах не удается надежно датировать по меридиональным магнитным аномалиям.

Чтобы преодолеть эти трудности, центры вращения были определены по одному разлому Романш на основе того факта, что его генеральное простирание остается постоянным на большом протяжении. Сначала были вычислены три серии возможных полюсов по отрезкам разломов, расположенным между 13 и 10° з. д., 10 и 5° з. д., 5 и 2° з. д. (для наиболее молодой части разлома [20], лежащей между 16 и 13° з. д., положение полюса точно определено Морганом в точке 56° с. ш. и 37° з. д.). Вращения вокруг этих полюсов были последовательно приложены к соседним зонам разломов (к их морфоструктурам и магнитным аномалиям, фиг. 3 и 15). Зона Чейн на участках, соответствующих зоне разломов Романш между 13 и 5° з. д., определена не надежно или расположена слишком близко к зоне разломов Романш, поэтому для нее трудно сделать уверенный выбор между возможными полюсами. Для отрезка, лежащего между 5 и 2° з. д., полюс наилучшего соответствия в точке 20° с. ш. и 13° з. д. близок к полюсу Ле Пишона и Хейса [31], но это совпадение полюсов, установленных по разломам Чейн и Шарко, не является значимым. Следует иметь в виду, что длина дуги окружности, использованной для определения этого полюса, составляет лишь 10°.

Таким образом, в рамках имеющихся данных указанным косвенным методом невозможно точно определить окончания зон разломов, последовательно прослеживая их от хребта.



ФИГ. 15. Структурная схема кровли акустического фундамента.

Основное сечение изохрон — 1000 мс удвоенного времени распространения отраженного сигнала. С севера на юг видны структурные направления зон разломов Сан-Паулу, Романш, Чейн и Шарко,

Эту неопределенность можно разрешить с помощью детального исследования зоны разломов Вознесения, которая расположена достаточно далеко от зоны разломов Романш, а также путем сравнения с центром вращения, определенным Ладдом и др. [28], которые предложили палеографическую реконструкцию Южной Атлантики на основе анализа магнитных аномалий.

Кроме того, авторы полагают, что современный разлом Чейн, вероятно, не является прямым продолжением в пространстве разлома Чейн, наблюдаемого под континентальным подножием Нигера; это означает, что при каждом значительном изменении направления разрастания происходит существенная реорганизация хребта относительно линии эпицентров путем образования новых смещений. Таким изменением облика хребта можно было бы объяснить «раздвоение» разлома Сан-Паулу у побережья Либерии и меньшее смещение (500 км) в начале раскрытия (против современного 800 км) по разлому Романш. Для полного понимания раннего этапа раскрытия необходимо более точно изучить зону разлома Чейн между 1° з. д. и 1° в. д., где ее простирание существенно меняется, а также определить продолжение экваториальных зон разломов в сторону Американского континента и их взаимоотношение с Северо-Бразильским хребтом.

Геологическая история континентальной окраины. Континентальная окраина в Гвинейском заливе сформировалась в результате рифтогенеза, за которым после значительного перерыва последовало расширение и обновление дна океана. Мы считаем, что эти события происходили следующим образом.

«Ослабленные линейные зоны» на Африкано-Южноамериканском кратоне в докембрии [32] и в начале палеозоя [26, 25] предопределили первоначальную конфигурацию Южной Атлантики в районе Гвинейского залива [44, 25, 51, 8, 9, 27, 41, 23].

Начало рифтогенеза, отмеченное зоной погружения (грабеном), обычно определяется по наличию на краю погруженной площади мощных озерно-речных отложений с грубообломочным материалом, которые отражают быстрое погружение [50]. Эти условия, несомненно, существовали на Африканской и Бразильской окраинах с конца юры в бассейнах, расположенных севернее Китового хребта, а с раннего мела — по крайней мере в северной части Гвинейского залива. В настоящее время не существует средств для датировки более древних событий, связанных с началом рифтогенеза: магнитные аномалии непригодны для этого, так как известно, что раскрытие началось значительно раньше возникновения наиболее древней из выявленных здесь аномалий, имеющей возраст 72 млн. лет [28].

В северной части Гвинейского залива на первоначальный рифтогенез в тектоническом отношении, вероятно, повлияло расширение дна Северной Атлантики, на что указывает присутствие основных вулканических пород, имеющих возраст 160—165 млн. лет (Куджо и Хан, устное сообщение) на континентальном шельфе Ганы [15], а также пород, которые имеют возраст 180 млн. лет [28] на территории Либерии; приведенные данные отнюдь не обязательно датируют начало активного разрастания дна в изучаемом районе.

Заполнение грабенов существенно континентальными отложениями на периферии Гвинейского залива прекратилось в разное время и в неодинаковых условиях. Между Китовым хребтом и рекой Нигер первоначальное наступление океана привело к формированию мощного эвапоритового бассейна, вероятно начиная с позднего апта (неопубликованные данные ELF и [50]). Севернее, в Нигерии и во впадине Бенуэ, морскую трансгрессию с отложением глинистых и известковых осадков относят к среднему альбу [37, 42, 43]. Первые несогласно залегающие морские отложения на Берегу Слоновой Кости имеют глинистый состав и также относятся к среднему и позднему альбу (неопубликованные данные ELF).

Эти результаты свидетельствуют о том, что морская трансгрессия продвигалась с юга Атлантики в направлении Гвинейского залива, если допустить, что контакт с Северной Атлантикой и эпиконтинентальными морями центральной Африки не был установлен до позднего мела (ранний турон [41]).

При исследовании рассматриваемой зоны возникает проблема, относящаяся ко всей Африканской окраине в Гвинейском заливе; она состоит в выяснении следующего обстоятельства: была ли морская трансгрессия связана с периодом формирования грабенов или она уже началась в результате первых дрейфовых движений. Есть некоторые основания считать второе объяснение более вероятным.

Во-первых, колонки, поднятые с хребта Берега Слоновой Кости — Ганы, выявили существование обломочной морской формации с возрастом от среднего до позднего альба, указывающей, что эта структура уже существовала как зона поднятия, поскольку к северу от нее и на континентальном шельфе Берега

Слоновой Кости несогласно залегающие альбские осадки имеют существенно глинистый состав. Тектоническая связь между указанной структурой и зоной разломов Романш свидетельствует, что последняя существовала уже в то время.

Во-вторых, радикальное изменение в осадконакоплении, происшедшее в апте в южных бассейнах Гвинейского залива [4, 50], авторы связывают с особыми тектоническими условиями. Действительно, за существенными вертикальными движениями, предопределившими отложение мощных толщ раннего и среднего кокобича в Габоне, последовал новый тектонический цикл, приведший к преимущественно хемогенному осадконакоплению. Этот новый тектонический цикл авторы связывают с раскрытием океана и разрастанием океанического дна, которое они тем самым относят к апту.

И наконец, недавно полученные данные (неопубликованные материалы ELF) позволяют авторам считать, что структуры, связанные с движением пластичных масс и, возможно, солей, могли существовать над океаническим фундаментом в определенных секторах континентальной окраины севернее Китового хребта, что согласуется с рассматриваемой гипотезой.

С начала раскрытия будущая континентальная окраина северной части залива соответствует мощной тектонической зоне, вероятно характеризовавшейся быстрым формированием опущенных и приподнятых по разломам блоков.

Таким образом, эти разломы, оказывавшие влияние на тектонику периферии кратона и на условия отложения осадков, играли важную роль в формировании континентальной окраины.

Начиная с позднего мела и в течение третичного периода, различные участки континентальной окраины на периферии Гвинейского залива претерпели одинаковую эволюцию. Современная структурная обстановка на этих участках окончательно установилась не ранее миоцена, после позднеэоцен-олигоценового эпейрогенического этапа, который повлиял на структурную обстановку всей Африканской окраины.

Таким образом, континентальная окраина в северной части Гвинейского залива представляет собой расположенную на краю кратона стабильную окраину, история которой связана с раскрытием Южной Атлантики. Эта окраина пересекается по диагонали крупными зонами экваториальных разломов, влияние которых на строение фундамента и осадконакопление в Гвинейском заливе может быть прослежено вплоть до дельты Нигера.

Эта статья опубликована с любезного разрешения Комитета морских нефтяных исследований, Национального нефтяного общества Аквитании CFP-TOTAL и Французского нефтяного института, которые предоставили в распоряжение авторов некоторые неопубликованные данные. Авторы хотели бы поблагодарить Национальный центр исследования океана и экипаж судна «Жан Шарко», на котором были проведены все рейсы в Гвинейском заливе. Они особенно многим обязаны Ж. П. Фейлу, Донатьену и Кассану — геофизикам Французского нефтяного института, которые провели сейсмические исследования. Авторы благодарны также М. Тальвани, Дж. Юингу и Р. Лейдену из Ламонтской геологической обсерватории и К. Эмери из Вудс-Холского океанографического института, которые дополнили результаты сейсмических исследований авторов данными, полученными в рейсах судов «Вима», «Конрад» и «Атлантис II».

Список литературы

1. *Almeida F. F. M., de*, 1967, Origem e evolucao da plataforma brasileira Divisao de geologica e mineralogia, Bull. 241, pla. 35.
2. *Arens G., Delteil J. R., Valery P., Damotte B., Montadert L., Patriat*, 1971, The continental margin off the Ivory Coast and Ghana, in *Delany F. M.*, The geology of the East Atlantic continental margin, Great Britain, Inst. Geol. Sci. Rept. 70/16, p. 61—78.
3. *Beck R. M.*, 1972, The Oceans, the new frontier in exploration, APEA Jour., 12, pt. 2, p. 3.
4. *Belmonte Y., Hirtz P., Wenger R.*, 1965, The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville), A tentative paleogeographic interpretation, in Salt basins around Africa, London Institute of Petroleum, p. 55—74.
5. *Black R.*, 1967, Sur l'ordonnance des chaines métamorphiques en Afrique occidentale, Chron. Mines Rech. Min., 364, p. 225—238.
6. *Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G.*, 1965, The fit of the continents around the Atlantic, Roy. Soc. (London) Phil. Trans., Ser. A, 258, no. 1088, p. 41—51.
7. *Burke K. C.*, 1972, Longshore drift, submarine canyons and submarine fans in development of Niger delta, Am. Assoc. Petr. Geol., Oct.
8. *Burke K. C., Dewey J. F.*, 1970, Orogeny in Africa, in African geology, Univ. Ibadan, p. 583—608.
9. *Burke K. C., Dessauvagie T. F. J., Whiteman A. J.*, 1970, Geological history of the Benue Valley and adjacent areas, in African geology, Univ. Ibadan, p. 187—206.
10. *Cahen L., Snelling N. J.*, 1966, The geochronology of equatorial Africa, Amsterdam, North-Holland.
11. *Clifford T. N.*, 1968, Radiometric dating and the pre-Silurian geology of Africa, in *Hamilton E. E., Farquhar R. M.*, eds., Radiometric dating for geologists, New York, Wiley-Interscience.
12. *Cochran J.*, 1973, Gravity and magnetic investigation in the Guiana basin, western equatorial Atlantic, Geol. Soc. America Bull., 84, p. 3249—3268.
13. *Cratchley C. R., Jones G. P.*, 1965, An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Valley, Nigeria, Overseas Geol. Surv. Geophys. Paper 1, 26 p.
14. *Crow A. T.*, 1952, The rocks o the Sekondi Series of the Gol

Coast, Geol. Surv. Chana Bull., 18, p. 12, 13, 28.
15. *Cudjoe J. E., Khan M. H.*, 1972, A preliminary report on the geology of the continental shelf of Ghana, Marine Fishery Res. Rept. 4, Apr. 1972, p. 22—31.
16. *Dietz R. S., Knebel H. J.*, 1971, Trou sans fond submarine canyon — Ivory Coast, Africa, Deep-Sea Res., 18, p. 441—447.
17. *Fail J. P., Montadert L., Delteil J. R., Valery P., Schlich R.*, 1970, Prolongation des zones de fractures de l'ocean Atlantique dans le golfe de Guinee, Earth and Planetary Sci. Letters, 7, no. 5, p. 413—419.
18. *Francheteau J. Le Pichon X.*, 1972, Marginal fracture zones as structural framework of continental margin in South Atlantic Ocean, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 56, no. 6, p. 991—1007.
19. *Furon R.*, 1968, Geologie de l'Afrique, Paris, Payot Edit. 400 p.
20. *Heezen B. C., Bunce E. T., Mersey J. B., Tharp M.*, 1964, Chain and Romanche fracture zones, Deep-Sea Res., 11, p. 11—22.
21. *Hospers J.*, 1965, Gravity field and structure of the Niger delta, Nigeria, west Africa, Geol. Soc. America Bull., 76, p. 407—422.
22. *Hospers J.*, 1971, The geology of the Niger delta area, in ICSU/SCOR Working Paper 31, Symposium, Inst. Geol. Sci., London, Rept. 70/16, pt. 4, Africa, p. 125—142.
23. *Hurley P. M.*, 1972, Can subduction process of mountain building be extended to pan African and similar orogeny belts, Earth and Planetary Sci. Letters, 15, p. 305—314.
24. *Karpoff R.*, 1965, Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara central, Bull. Soc. Geol. France, 7, p. 469—473.
25. *Kennedy W. Q.*, 1965, The influence of basement structures on the evolution of the Coastal (Mesozoic and Tertiary) basins, in Salt basins around Africa, London, Institute of Petroleum.
26. *Kennedy W. Q., Grant N.*, 1969, The late Precambrian to early Paleozoic pan-Africa orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria, Geol. Soc. America Bull., 80, p. 45—56.
27. *Kennedy W. Q., Grant N.*, 1971, Sourh Atlantic, Benue Trough and Gulf of Guinea Cretaceous triple junction, Geol. Soc. America Bull., 82, p. 2295—2298.
28. *Ladd J. W., Dickinson G. O., Pitman W. C., III*, в печати, The age of South Atlantic.
29. *Lemarechal A., Vincent P. M.*, 1971, Le fosse crétacé du Sud Adamaoua. Cameroun, Cahiers ORSTOM, Ser. Geol., 3, no. 1, p. 67—83.
30. *Le Pichon X.*, 1968, Sea floor spreading and continental drift, Jour. Geophys. Res., 73, p. 3661—3697.
31. *Le Pichon X., Hayes D. E.*, 1971, Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic, Jour. Geophys. Res., 76, p. 6283—6293.
32. *McConnell R. B.*, 1969, Fundamental fault zones in the Guiana and West African shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading, Geol. Soc. America Bull., 80, no. 9, p. 1775—1782.
33. *Martin L.*, 1970, Premières investigations sur l'origine du trou sans fond, canyon sous marin de la Côte d'Ivoire, Paris, C.R. Hebd. Seances Acad. Sci. ser. D, 270, no. 1, p. 32—35.
34. *Mascle J. R., Bornhold B. D., Renard V.*, 1973, Diapiric structures off the Niger delta, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 57/9, no. 1973, p. 1672—1678.
35. *Merki P.*, 1970, Structural geology on the Cenozoic Niger delta, in African geology, Univ. Ibadan, p. 635—646.
36. *Morgan W. J.*, 1968, Rises trenches, great faults and crustal blocks, Jour. Geophys. Res., 73, p. 1959—1983.
37. *Murat R. C.*, 1970, Stratigraphy and paleogeography of the Cretaceous and lower Tertiary in southern Nigeria, in African geology, Univ. Ibadan, p. 251—266.
38. *Nyema Jones A. E., Stewart W. E.*, 1970, General geology of Liberia, in African gaeology, Univ. Ibadan, p. 495—500.
39. *Pautot G., Renard V., Daniel J., Dupont J.*, 1973, Morphology, limits, origin and age of the salt layer along South Atlantic African margin, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 57/9, p. 1658—1671.
40. *Radier M.*, 1959, Le bassin crétacé et tertiaire de Gao et le detroit Soudanais, Serv. Geol. Prosp. Miniere (A.O.F.), Bull. 26, 2, Dakar, Thèse.
41. *Reyment R. A.*, 1969, Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgression, Nature, 224, p. 137—140.
42. *Reyment R. A.*, 1970, Cretaceous (Albian-Turonian) geology of the South Atlantic, in African geology, Univ. Ibadan, p. 505—512.
43. *Reyment R. A.*, 1971, L'istoire de la mer transcontinentale saharienne pendant le Cenomamien-Turonien, Bull. Soc. Geol. France, 7, 13, no. 5-6, p. 528—531.
44. *Reyre D.*, 1966, in Symposium sur les bassins sedimentaires du littoral african, New Delhi, ASGA.
45. *Robb J. M., Schlee J., Behrendt J. C.* 1973, Bathymetry of the continental margin off Liberia, West Africa, Jour. Geophys. Res. U.S. Geol. Surv., 1, no. 5.
46. *Rocci G.*, 1965, Essai d'interprétation des mesures géochronologie, La structure de l'ouest africain, Colloque international de geochronologie absolve Nancy, May 3—8, 1965
47. *Schlee J., Behrendt J. C., Robb J. M.*, 1973, Shallow structure and stratigraphy of the Liberian continental margin.
48. *Spengler A. de, Delteil J. R.*, 1966, Le bassin secondaire-tertiaire de Cote d'Ivoire, in *Reyre D.*, ed., Bassins sedimentaires du littoral african (Symposium lere partie, Littoral atlantique, New Delhi, 1964), Paris, IUGS-ASGA, p. 99—113.
49. *Talwani M., Eldholm O.*, 1973, Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents, Nature, 241, Feb. 2.
50. *Wenger R.*, 1973, Le bassin sedimentaire gabonais et la derive des continents, Annales du XXVIIe Congres de Geologie du Bresil.
51. *Wright J. B.*, 1968, South Atlantic continental drift and the Benue Trough, Tectonophysics, 6, no. 4, p. 301—310.

Континентальная окраина восточной Африки — район вертикальных движений

П. Е. Кент

Введение

Представление о том, что коровые плиты являются «недеформируемыми структурными образованиями», не согласуется с данными о крупномасштабных вертикальных (эпейрогенических) движениях на континентальных окраинах атлантического типа, типичный пример которых можно найти в восточной Африке.

Восточная Африка подверглась деформации под влиянием широко распространенного в эпоху Карру (поздний карбон — ранняя юра) рифтогенеза, в результате чего в сбросовых прогибах или в бассейнах, частично ограниченных разломами, накопились осадки мощностью 4000—10 000 м. Связь их с океаном в это время демонстрируется морскими трансгрессиями в перми (крупная трансгрессия — на севере острова Мадагаскар и небольшая — в Танзании) и мощными эвапоритовыми отложениями в перми — триасе (южная Танзания и, вероятно, другие районы).

Условия открытого морского шельфа установились в нижней юре (Сомали, северо-восточная Кения, северный Мадагаскар), средней юре (прибрежная часть Кении, Танзания, западный Мадагаскар) и верхней юре (Мозамбик, а также, вероятно, южная Африка) и сохранились с несколькими небольшими перерывами до настоящего времени. Мощность морских мезозойских и третичных толщ, накапливавшихся главным образом на мелководье погружающегося континентального шельфа, в прибрежной части Кении и Танзании достигает 10—12 тыс. м.

Данные глубоководного бурения показали, что истинно океанические условия вблизи побережья установились по крайней мере еще в раннем мелу (Сомалийская котловина), т. е. значительно раньше, чем сформировались самые древние магнитные линейные аномалии, связанные с разрастанием океанического дна. В одном случае (Мадагаскарский подводный хребет) имеются данные о погружении участка континентального шельфа на океанические глубины в послеэоценовое время.

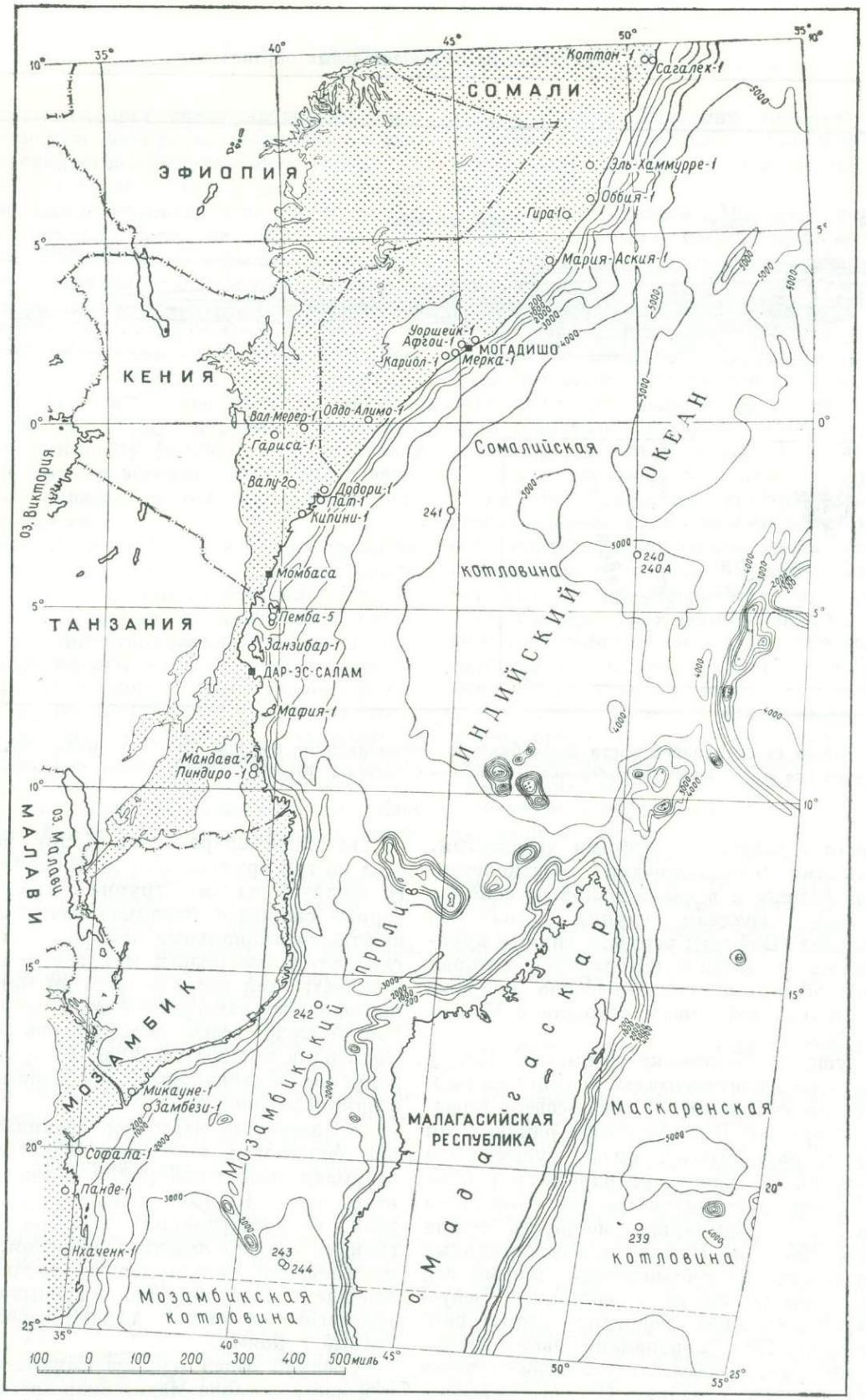
В южных прибрежных районах — в Мозамбике и на Мадагаскаре — осадконакопление прерывалось преимущественно субаэральными излияниями базальтов, варьирующими по возрасту от юрского (неоком — ап) до средне- и позднемелового (альб — коньяк). В настоящее время имеются данные о том, что эти базальты без перерывов переходят в толеитовые океанические базальты, возраст которых, судя по данным глубоководного бурения, лежит в диапазоне от домаастрихтского до послеоэценового. Глубоководные базальты, по крайней мере в западных океанических районах, подстилаются осадками. Непрерывность базальтовых серий, протягивающихся из районов суши через Мозамбикский пролив, является еще одним аргументом в пользу автохтонности Мадагаскара.

Изучение осадочной и структурной истории восточноафриканского побережья существенно продвинулось в последнее десятилетие: были опубликованы результаты многочисленных нефтегазопоисковых работ на континентальной окраине этого района и исследований прилегающей океанической акватории во время рейса 25 Проекта глубоководного бурения. Поисковые работы на континентальной окраине включали бурение большого числа скважин до глубин 3000—4500 м. На океаническом дне базальты (толеитовые) были достигнуты в шести местах на глубине 200—500 м от уровня дна; одной из океанических скважин пройдено 1200 м осадков (но их подошва не достигнута). Если к этому прибавить интенсивные сейсмические съемки прибрежных осадочных бассейнов и океанического дна, то восточноафриканское побережье можно считать одной из наиболее хорошо изученных континентальных окраин мира.

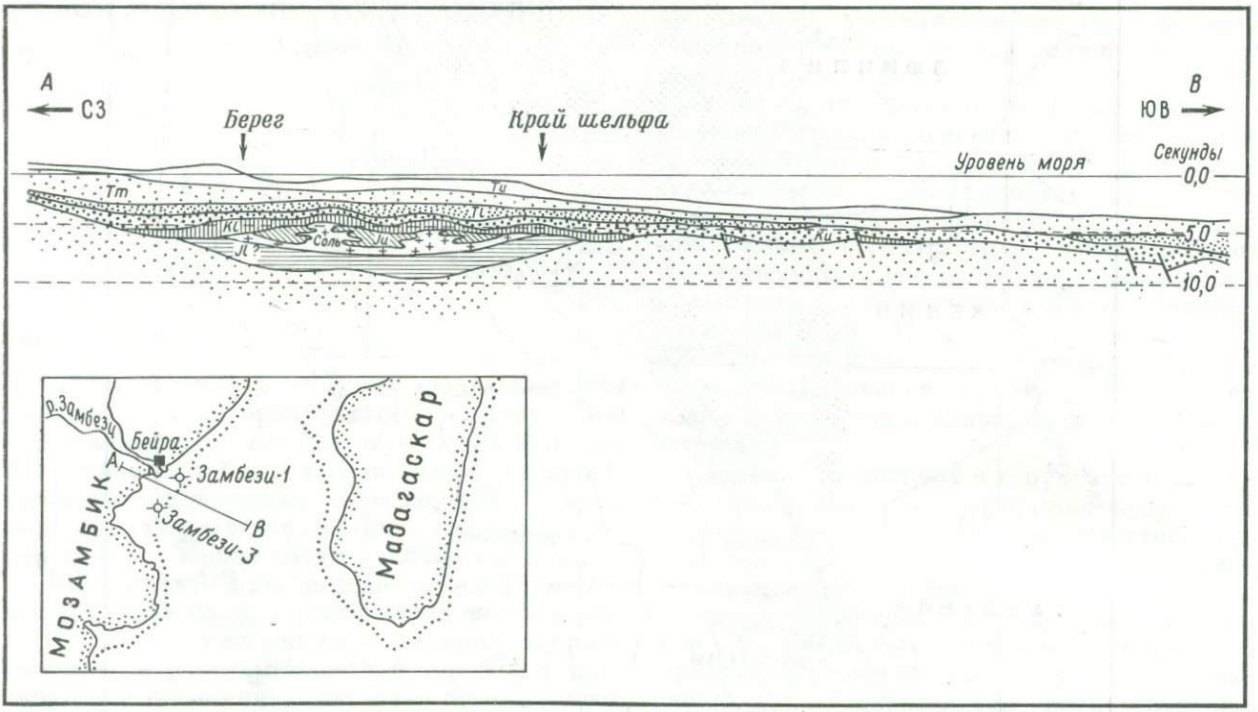
В данной статье геологические события описываются в хронологическом порядке начиная с позднего палеозоя, причем район рассматривается как единая географическая и геологическая провинция.

Каррусские бассейны

Отложение осадков Карру, продолжавшееся от позднего карбона до юры, в восточной Африке происходило преимущественно, но не исключительно в континентальных условиях в нескольких изолированных бассейнах, в значительной степени контролируемых сбросами. Разрезы отдельных бассейнов различаются в деталях, но обнаруживают общее сходство с тщательно изученным южноафриканским разрезом, в который входят: нижняя группа (Экка),



ФИГ. 1. Карта прибрежной части восточной Африки и западной части Индийского океана.
Буровые скважины показаны кружочками.



ФИГ. 2. Разрез от внутренней части Мозамбика до Мозамбикского пролива (по Р. М. Санфорду, HIPCOM). Точка *B* находится в 110 милях от побережья. Глубины — в секундах времени распространения отраженного сигнала.

в основном сероцветная, местами угленосная, с базальными гляциальными отложениями в южной Африке и в очень малой степени на Мадагаскаре; средняя группа песчаников и аргиллитов (Бофорт); верхняя группа крупнозернистых песчаников (Стормберг), которая включает обширные вулканические покровы приблизительно лейасового возраста в Мозамбике и Малави.

На суше в Мозамбике формация Карру сосредоточена в континентальном районе в рифтах северо-восточного — север-северо-западного простирания. Во внутренних районах эти отложения, по-видимому, имеют существенно континентальный характер, однако в районе озера Малави среди них встречены известняки (морские?) [6]. Суммарная мощность толщи составляет 5500 м. Помимо континентальных бассейнов, судя по сейсмическим данным под континентальным шельфом восточнее Бейры существует домеловой (вероятно, каррусский) бассейн (фиг. 2) с признаками эвапоритовой серии, которая, возможно, аналогична серии Мандава, южная Танзания (Р. М. Сэнфорд, «Хант интернейшнл петролеум компани», устное сообщение).

На Мадагаскаре серия Карру подразделяется на три крупных отдела. В основании самого нижнего из них (группа Сакоа) залегают черные сланцы и локально развитые тиллиты и флювиогляциальные отложения, выше залегают угольные пласты и красноцветы. Общая мощность этой части разреза до 1400 м. Затем последовала трансгрессия моря, во время которой прежде всего образовались известняки Вохитолиа мощностью 30 м, которые содержат пермские брахиоподы. Это первые морские осадки в регионе.

В литературе часто переоценивается значение ледниковых отложений Мадагаскара. Они занимают небольшой район «Гондваны», вероятно, около 10 миль в поперечнике, включая зону распространения флювиогляциального гравия. Следует задаться вопросом, можно ли на основании этого показывать гондванское оледенение в виде покрова, непрерывно протягивающегося от южной Африки через промежуточные районы.

Средний отдел (группа Сакамена) в западной части острова Мадагаскар состоит преимущественно из бурых и зеленоватых аргиллитов и песчаников с редкими прослоями конгломера-

тов и зеленых сланцев, содержащих пресноводную и морскую фауну, за которыми следует новая красноцветная аргиллитовая толща; общая мощность ее обнаженной части достигает 2000 м, но она продолжается на значительную глубину. Группа Сакамена вновь выходит на поверхность у северной оконечности острова, где она содержит богатую аммонитовую фауну, родственную фауне Австралии, что создает интересную палеогеографическую проблему.

Для третьего отдела (группа Изало) характерны массивные континентальные песчаники мощностью приблизительно 4000 м, местами переходящие в толщу морских песчаников и красных глин. Эту фацию относят к лейасу и средней юре, ее возраст изменяется в зависимости от локального возраста первой морской трансгрессии.

Согласно Клике [4], серия Карру накапливалась частично в глубокой впадине, прилежащей к восточной окраине бассейна, а в других местах — в районе, испытывавшем интенсивные конседиментационные блоковые движения. Пласты, по-видимому, утоняются к западу, и погружение бассейна, прилегающего к Мозамбикскому проливу, было связано в основном с последующим, посткаррусским осадконакоплением. Таким образом, на острове Мадагаскар, как в других районах восточной Африки, в эпоху Карру происходило конседиментационное погружение бассейнов, контролируемых линейными сбросами.

Прежнее представление об обширном бассейне Карру с центром в Мозамбикском проливе и протягивавшемся в Мозамбик нуждается в изменении; оно не согласуется с распределением мощностей осадков на Мадагаскаре и с данными по Мозамбикскому шельфу о том, что глубокая осадочная линза утоняется в восточном направлении на краю континентального шельфа. Возможно, в Мозамбикском проливе происходило непрерывное осадконакопление, особенно в позднем Карру (Изало), однако остается неясным, существуют ли другие независимые каррусские грабены в глубоководной части региона

В Танзании и Кении осадочный разрез в общем сходен с мадагаскарским: здесь также имеется базальная толща, сложенная крупнозернистыми осадками, местами угленосными, промежуточная толща аргиллитов и песчаников и толща грубообломочных пород, венчающая разрез. Морские эпизоды представлены аргиллитами с *Estheria* в южной Кении (слои Маджия-Чумви) и тонким переслаиванием аргиллитов, содержащих морские пластинчатожаберные, в Кидоди, Танзания, которые отражают условия, более близкие к паралическим или «эстуарным» (фауны открытого моря в них не обнаружено).

Каррусский грабен в Мандаве в южной Танзании, отделенный от современной океанической акватории широким блоком, ограниченным сбросами, примечателен тем, что здесь присутствует эвапоритовая толща мощностью 3000 м [7]. Ее кровля представлена чередованием гипсовых пластов со среднеюрскими морскими аргиллитами; они залегают на почти непрерывном слое каменной соли с редкими органическими остатками триасового возраста, который подстилается эвапоритами, переслаивающимися с обломочными породами.

Имеются признаки конседиментационного развития грабена, который впоследствии испытал лишь незначительные движения в юре и раннем мелу, прежде чем полностью утратил активность. Гравиметрические съемки показали, что аналогичная эвапоритовая впадина расположена юго-западнее Дар-эс-Салама и что горстово-грабеновая структурная система продолжается в сторону моря.

Значение грабена в Мандаве заключается в том, что он еще раз подтверждает наличие конседиментационных движений по разломам каррусского возраста и свидетельствует, что источником эвапоритов служили пермо-триасовые морские воды.

Сейсмические данные о вероятном присутствии подобных эвапоритовых бассейнов у побережий Мозамбика и южной Африки (Порт-Элизабет) показывают, что связь с морем в раннем мезозое, вероятно, существовала вдоль всего восточноафриканского побережья.

Образование сбросов в Карру — ранней юре

Образование сбросов в каррусских впадинах продолжалось в ранней юре, судя по тому, что краевые валунные слои и грубые галечные пески найдены на краю бассейна в Нгеренгере, западнее Дар-эс-Салама [1], и имеется поразительный случай трансгрессивного залегания среднеюрских рифовых известняков на породах кристаллического фундамента за пределами глубокой каррусской впадины в северной Танзании [8]. В последнем случае аэромагнитные данные показывают, что досреднеюрская амплитуда выходящего на поверхность сброса превышала 6000 м; это самая крупная дислокация, известная в прибрежном районе восточной Африки.

В южной Кении (Момбаса) позднекелловейские мелководные аргиллиты и известняки образуют крупные структуры оползания, вероятно связанные со сбросами, приуроченными к береговой зоне. Градиенты дна на континентальной окраине (возможно, на краю шельфа) имели большую величину по крайней мере до кимериджа, о чем свидетельствует крупный оползень указанного возраста в Килифи, в 45 км севернее.

Белтранди и Пайр [3] обнаружили в Сомали меридиональную впадину доюрского (вероятно, каррусского) возраста, пересекающую Рог Африки [1] в направлении, параллельном Красному морю; в ней содержится до 3000 м осадков, в состав которых входят эвапориты. По-видимому, она сформировалась в доюрское время в результате постепенного образования сбросов. Большая мощность юрских известняков на побережье, установленная при глубоком разведочном бурении, может быть объяснена осадконакоплением, которое контролировалось довольно поздним прогибанием бассейна, связанным со сбросами.

На острове Мадагаскар можно наблюдать сходную историю крупных каррусских бассейнов, ограниченных сбросами, которые образовались, по крайней мере отчасти, конседиментационно. Клике [4] описал постепенное развитие рифтов в каррусское время, сопровождавшееся движениями амплитудой в тысячи метров, которые в основном завершились к ранней юре. В противоположность этому юрские и и меловые осадки откладывались на обращенных к западу и северу открытых шельфах, не затронутых дизъюнктивными дислокациями.

Таким образом, в прибрежной зоне восточной Африки значительные дизъюнктивные дислокации, которые можно считать крупными в глобальном масштабе, происходили в период от перми до ранней юры и полностью закончились в ранней юре. Последующие движения по сбросам были гораздо слабее, и нет оснований утверждать, что основной эпизод разрастания океанического дна сопровождался вертикальными движениями сравнимой амплитуды.

Мезозойские трансгрессии и регрессии

Первое вторжение морских вод в мезозое относится к ранней юре. При глубоком бурении на побережье Сомали были обнаружены нижнелейасовые пласты; лучше развиты верхнелейасовые (тоарские) отложения с аммонитом *Bouleiceras*, которые найдены также в Аравии, на северо-востоке Кении и в северном бассейне Мадагаскара.

Более широко распространены среднеюрские пласты. Однако их точная датировка затруднена из-за редкой встречаемости в них аммонитов. Байосские аргиллиты присутствуют (вероятно, локально) в южной Кении [10, 2] и на севере и западе Мадагаскара. Известняки, часто оолитовые, с базальными песками и редкими рифовыми образованиями в основном байос-батского возраста, обнаружены в Сомали (известняк Байдоа), вблизи Момбасы (известняк Камбе), на большей части побережья Танзании (известняк Амбони) и на острове Мадагаскар.

Итак, нижнеюрские отложения очень локализованы; в средней юре море продвинулось дальше, а в начале (келловей) и конце поздней юры трансгрессия перекрыла даже выходы фундамента, как в Тендагуру в южной Танзании [1]. На Мадагаскаре трансгрессия носила резко колебательный характер; она прерывалась регрессиями, во время которых образовались красноцветные отложения (фация Карру, формально не включаемая в одноименную группу), как, например, в поздней юре (арговий).

Ранневерхнеюрский келловей широко развит в форме широкого пояса мелководных песчаных отложений на большей части Кении и Танзании. Оксфордские и кимериджские отложения в Танзании и в прибрежной части Кении в основном представлены аргиллитами, образовавшимися в условиях открытого бассейна, а в северной (внутренней) части Кении и Сомали преобладают известняки. Последние указывают на гораздо более интенсивную трансгрессию, вероятно сочетавшуюся с выравниванием рельефа, сформировавшегося в течение среднеюрского эпизода сбросообразования. Эта трансгрессия могла распространяться далеко за пределы современного прибрежного бассейна.

В раннем мелу обстановка снова изменилась. В Танзании, в Дар-эс-Саламском заливе, существовали эстуариевые условия, характеризовавшиеся чередованием песчаников и морских аргиллитов (неоком — апт); красноцветные отложения (пласты Маконде, вероятно, аптские) образовались во внутренних районах южной Танзании и в северной части Мозамбика, а также на Мадагаскаре (апт). Эта крупная регрессия, которая в общем соответствует вельду северо-западной Европы и «промежуточной континентальной толще» северной Африки, по-видимому, контролировалась глобальными эвстатическими движениями, но в восточной

[1] Выступ Африканского континента в районе Сомали. — *Прим. ред.*

Африке была связана также с завершением юрско-раннемеловой фазы сбрасообразования, которую выделил Дикси [5] в южных рифтовых долинах.

В южном Мозамбике раннемеловая континентальная фаза представлена формацией Сена мощностью более 2500 м, содержащей прослои базальтов в нижней части, которая накапливалась в конседиментационном грабене Замбези. В северной и южной частях прибрежного пояса она переходит в менее мощные морские фации (альб — апт). Морской эпизод, продолжавшийся в Мозамбике, привел к накоплению преимущественно глубоководной, глинистой фации. В центральной Танзании альбские аргиллиты трансгрессивно и несогласно перекрывают эродированные юрские породы. Осадконакопление в условиях открытого шельфа без перерыва продолжалось в позднем мелу в Мозамбике, Танзании и Кении, а в двух первых районах — и в палеоцене. Осадки были в основном глинистыми. Сообщается, что максимальные мощности постаптских меловых аргиллитов в прибрежной части Кении составляют около 2000 м, а в Танзании [8] и Мозамбике [6] — более 1500 м.

Юрско-меловые базальтовые серии

Эпоха Карру в южной Африке заканчивается формированием серии Стормберг мощностью около 1500 м, состоящей из базальтов и риолитов с переслаивающими их песчаниками. Эта серия продолжается в Мозамбике, однако было установлено, что ее самая верхняя часть в горах Лебомбо имеет нижнемеловой возраст и, следовательно, связана с прослоями лав, обнаруженными в низах осадочной толщи на побережье и датированными в различных местах поздней юрой, аптом и туроном [6]. Эти лавы продолжаются под осадками прибрежной равнины и встречены в глубоких разведочных буровых скважинах «Галф ойл компани» на глубинах до 3000 м.

В западной части Индийского океана в шести из восьми скважин Проекта глубоководного бурения были обнаружены толеитовые базальты, перекрытые осадками, имеющими возраст от раннего мела до эоцена. Эти породы многими авторами рассматривались как типичные для океанического дна («океанического фундамента») без учета возможного или вероятного присутствия осадков под фундаментом, но компания «Роял дач Шелл», основываясь на сейсмических данных, недавно сообщила о прямом переходе этих типичных «океанических» пород в раннемеловые базальты Мозамбика и, следовательно, во внутриконтинентальные базальтовые покровы. Базальты, находящиеся под прибрежной частью континентального шельфа, лежат ненамного ближе к поверхности моря, чем океанические толеиты, и могут рассматриваться как породы океанического дна, погребенные под осадочной надстройкой выдвинувшегося континентального шельфа; однако в любом случае ясно, что шельф с глубоко залегающей под базальтами осадочной толщей (вероятно, каррусского возраста) в структурном отношении является частью континента.

Базальты вновь выходят на поверхность за Мозамбикским проливом на острове Мадагаскар, где они переслаиваются с морскими осадками, хотя изливались в субаэральных условиях. Как в Мозамбике, так и на дне океана возраст покровов изменяется от места к месту, от непосредственно постаптского и коньякского до сантонского и миоценового, последние представляют собой заключительный локальный эпизод. Вулканы центрального типа возникли на высоком плоскогорье в плиоцен-плейстоцене. Возрастные диапазоны океанических базальтов и потоков континентальных базальтов перекрываются: первый из них изменяется от домаастрихтского (скв. 239 Проекта глубоководного бурения в Маскаренской котловине) до постэоценового (скв. 240 Проекта глубоководного бурения в Сомалийской котловине) с плиоцен-плейстоценовыми вулканами в Мозамбикском проливе. Не существует явного различия в истории вулканизма, а следовательно, и в основных чертах геологического строения Мозамбикского пролива Мадагаскара.

Мезозойские базальты не известны на побережье восточной Африки севернее Мозамбика и Мадагаскара, но под океаническим дном они продолжаются на несколько сот метров к северу в Сомалийскую котловину.

Палеогеновое осадконакопление

Развитие краевой впадины (миогеосинклинали) на восточном побережье Африки продолжалось в третичном периоде. Мощности осадков на суше варьируют, и местами они малы, но под континентальным шельфом послемеловые осадки достигают мощности приблизительно 4000 м. В Танзании и Кении, где эта толща хорошо задокументирована, ее бо́льшую часть составляют мелководные фации. На побережье представлены все стадии третичной истории, но здесь

получили широкое развитие перекрытия и несогласия, которые отражают зависимость осадконакопления от неравномерности погружения участков континентального шельфа.

Палеоценовое и эоценовое осадконакопление в южной Танзании последовало за меловым маастрихтским без заметного перерыва, однако у побережья Мозамбика и в Кении (залив Ламу) конец мела отмечен регрессией и палеоцен-эоценовые слои, относящиеся к мелководному типу, трансгрессивно прилегают к мезозойским осадкам или перекрывают их, продвигаясь за их границу. Там, где осадконакопление происходило непрерывно, в палеоцене образовались глинистые фации, в которых содержится фауна, характерная для условий внешнего шельфа; в других местах преобладают пески и песчаные известняки. Максимальная мощность палеоцена (600 м) установлена в Линди (южная Танзания) в более глубоководном районе. В нескольких пунктах в северной части острова Мадагаскар известен непрерывный переход к мелу, но в других местах нижний эоцен отсутствует и средний эоцен является трансгрессивным.

Эоцен, как правило, хорошо представлен и встречается на континенте повсеместно. В Мозамбике его мощность относительно мала, при этом нижний эоцен, вероятно, присутствует лишь в море; в Танзании эоцен достигает мощности 1000 м на побережье (Килва), 900 м на острове Занзибар и 2000 м на острове Пемба. На суше в основном распространены осадки мелководного происхождения, представленные чередованием глин с нумуллитовыми известняками (местами рифовыми). На острове Занзибар фации относительно глубоководные, отражающие неритовые условия, а мощная толща на острове Пемба в основном отлагалась в условиях дельты [8]. В заливе Ламу в Кении отложение происходило также в «флювиолиторальных, дельтовых, условиях» [11], причем соотношение позднеэоценовых и олигоценовых осадков, переходящих в глубине района в континентальные пестроцветные песчаные фации, здесь не установлено.

В Сомали площадь развития нижнетретичных пород очень ограничена, однако более 2700 м раннетретичных терригенных, в основном дельтовых обломочных пород с небольшой пачкой морских осадков скопилось в конседиментационно формировавшемся на побережье грабеновом бассейне, возможно связанном с древней рекой Джуба [3].

В глубоководных океанических районах глубоководное бурение выявило широкое развитие эоценовых осадков, представленных (за единственным исключением) глубоководными глинами и алевролитами с наннопланктонной флорой.

Олигоценовые отложения присутствуют неповсеместно. Осадконакопление происходило в условиях регрессии, когда поступление осадков, по-видимому, было ограниченным, что, вероятно, связано с продвинувшейся пенепленизацией прилегающих районов суши. В Мозамбике, в северной части дельты Замбези, сформировалась толща мощностью 670 м (пески и мергели, в основном с пелагической фауной); в море олигоценовые осадки имеют аналогичную мощность. Сообщалось о верхне-, средне- и нижнеолигоценовых осадках в первом из названных районов, но лишь средний олигоцен протягивается до внешнего континентального шельфа. На острове Мадагаскар олигоцен присутствует только в одном небольшом районе, который претерпел такую же регрессию, что и внутренние районы.

В Танзании лишь тонкий язык олигоценовых отложений (60—90 м) протягивается на современную сушу; он представлен морскими осадками с локальными рифовыми образованиями. Обычно под континентальным шельфом их мощность больше и составляет 129 м на острове Мафия и 396 м на острове Пемба (мелководная морская фация). На острове Занзибар они либо отсутствуют, либо, напротив, могли остаться необнаруженными среди мелководных паралических осадков в основании миоцена. Кенийский разрез олигоценовых осадков отличается от разреза более южных районов в том отношении, что, хотя морской олигоцен ограничен внешней частью залива Ламу, он образует основание трансгрессивных «миоценовых» известняков; вторжение моря произошло, очевидно, относительно рано. Далее в глубь суши его латеральный аналог, возможно, присутствует в упомянутом выше послесреднеэоценовом клине пестроцветных континентальных осадков [11].

Замечательно, что при довольно больших количествах детритовых осадков, представляющих олигоцен на отдельных участках континентального шельфа, эта стадия отсутствует в большинстве океанических скважин глубоководного бурения. Перерыв в осадконакоплении в результате поднятия дна океана над уровнем моря исключается (связанных с ним мелководных отложений не обнаружено), и можно заключить, что объема детритового материала хватило только на то, чтобы заполнить обращенные к суше ловушки осадков.

Неоген

В неогене на восточноафриканском побережье продолжали существовать условия открытого шельфа. Однако период начался с двух основных событий: с дислокации «среднетретичной поверхности» во внутренних районах (название относится ко времени окончания ее развития), сопровождавшейся увеличением объема осадков, а также с обширной морской трансгрессии, которая частично имела причины глобального масштаба, но могла отражать также погружение прибрежных районов, сопряженное с поднятием внутренних районов.

Завершение основного периода пенепленизации в среднетретичное время было обусловлено поднятием, связанным с широко распространенным сбрасообразованием. Во внутренних районах ранние движения в рифтовых долинах сопровождались или были продолжены региональной вулканической активностью, проявлявшейся обширным излиянием лавовых потоков. Осадки, переслаивающиеся здесь с вулканическими породами, содержат среднемиоценовую фауну позвоночных, в связи с чем дислокация более древней поверхности, включая образование впадины Кавирондо и поднятие флангов Кенийского рифта, датируется ранним миоценом [9].

В Мозамбике мощные олигоцен-миоценовые осадки (750 м или более) отлагались в двух депоцентрах, приуроченных к грабену Замбези. Позднеолигоценовые осадки были морскими, но в раннем миоцене сформировался локальный эвапоритовый бассейн. Вслед за тем последовала широкая морская трансгрессия, в результате которой миоценовые осадки перекрыли меловые породы, распространившись в сторону суши за их границу. Во внутренних районах Танзании наблюдались аналогичные соотношения с преобладанием мелководных известняков, песков и глин. В Линди, на юге, было установлено одновременное образование разрывных нарушений, однако основной особенностью осадконакопления в этом районе, центром которого служил Занзибар, где по данным глубокого бурения мощность миоценовых осадков составляет 2500 м, было отложение очень мощных дельтовых пластов. На краю этих дельтовых линз происходило интенсивное отложение известняков, часто рифового типа, и в целом осадочный комплекс был очень похож на комплекс современного побережья.

В Кении и Сомали основная трансгрессия моря началась в олигоцене (базальная часть «миоценового» известнякового комплекса во внутренней части залива Ламу содержит *Nummulites*), но обширное вторжение морских вод на сушу произошло в раннем и среднем миоцене. Доминирующие на побережье известняки во внутренних частях района уступают место аргиллитам и песчаникам, что демонстрирует действие механизма перехвата осадков, которым объясняют отсутствие позднеэоцен-олигоцен-раннемиоценовых отложений в океаническом районе.

Плиоцен в прибрежном районе недостаточно хорошо изучен отчасти потому, что как обнажения, так и нефтегазопоисковые работы сосредоточены главным образом на структурных поднятиях, где выходят на поверхность более древние пласты. Предполагавшееся ранее развитие поздних осадочных бассейнов между положительными структурами в прибрежной Танзании подтверждено последующими сейсмическими работами, которые показывают, что мощность послеверхнемиоценовых осадков в синклинальных районах залива Дар-эс-Салам и мористее него достигает нескольких тысяч футов. Эти съемки указывают также на значительную роль позднетретичных разрывных нарушений, образовывавшихся одновременно с осадконакоплением. В других местах плиоценовые и плиоцен-плейстоценовые отложения представлены слабо. В скважинах глубоководного бурения в океане их мощность также очень мала, что, возможно, отражает существенно аридный климат во внутренних районах; мощные отложения этих осадков обнаружены только вблизи некоторых больших рек (например, Замбези и система Руфиджи — Руву). Из реки Замбези, в частности, крупные пески и гравий выносились на океанические глубины.

Тектоническая история восточноафриканского прибрежного района

Ранние представления о существовании структур сжатия в прибрежном районе восточной Африки в настоящее время оставлены. Все структуры связываются с вертикальными или растягивающими движениями. Считают, что куполообразные структуры, установленные на острове Мадагаскар и в южной Танзании, обусловлены соответственно глубинными интрузиями магматических пород и течением соли. Помимо этих структур, наблюдается пологая скадчатость, связанная с движениями

по разломам и общим прогибанием. Сейсмические работы в Кении и Танзании показали, что районы структурных поднятий рассекаются большим количеством продольных сбросов, окончательное развитие которых завершилось после формирования миоценовых толщ. Сбросы (большая часть или все) имеют крутое падение, что указывает на определяющую роль вертикальных напряжений, а не сильного горизонтального растяжения.

Первыми дислокациями были дислокации Карру, которые, как установлено на Мадагаскаре, начались в перми [4]. В Танзании заключительные движения этой фазы датированы как ранне-среднеюрские; следовательно, ими обусловлено образование по крайней мере одного солеродного бассейна и крупного (амплитуда 6000 м) разлома на севере [8]. В Сомали выявлена меридиональная доюрская (вероятно, триасовая) рифтовая система, содержащая континентальные осадки и эвапориты [3]. Эту систему косо сечет более поздняя (неогеновая) рифтовая долина. Как показывают стратиграфические перекрытия, вертикальные движения почти повсеместно происходили до позднеюрского времени и их суммарная амплитуда достигла 3000—4500 м.

Итак, эта фаза вертикальных движений, самая крупная из известных в данном регионе, прослежена на всем восточноафриканском побережье и отличается отсутствием существенных признаков омоложения в послеюрское время.

Образование разломов в раннеюрское время привело к дислокации ранних эрозионных поверхностей во внутренних районах, за этим последовал продолжительный период покоя, сменившийся поднятием, которое датируется концом юры — ранним мелом [5]. Последнее устанавливается по резкому увеличению объема крупнообломочных пород в прибрежном районе, а также по наличию следов регрессии в полосе от Мадагаскара до Кении; однако только в рифте Замбези имеются определенные признаки движений по разломам, хотя в других местах существование последних можно установить по перекрытию лейаса альбом (западнее Дар-эс-Салама) и по аномальной мощности нижнего мела (внутренние районы Сомали).

Период покоя с пенепленизацией продолжался в течение большей части мела и закончился поднятием, следствием которого явилось дотретичное (палеоценовое) несогласие в Мозамбике, на острове Мадагаскар и в Кении; в южной Танзании это несогласие отсутствует.

В южной Кении структуры, приуроченные к этому несогласию, нарушены многочисленными разломами. В эоцене здесь могло иметь место небольшое поднятие, известное в Сомали и отмечавшееся в других местах по развитию мелководных фаций, но дифференцированные вертикальные движения в прибрежной зоне получили сильное развитие в олигоцене — раннем миоцене. В это время рифтовая система Замбези претерпела дальнейшие сложные движения; система разломов Линди в южной Танзании активизировалась, и движения по прибрежным разломам у побережья Сомали привели к отложению в узкой впадине толщи обломочных пород мощностью несколько тысяч метров.

Одновременно с этими позднетретичными движениями в результате относительного поднятия (прерывавшегося более медленным опусканием), связанного с густой сетью разломов, постепенно развивались различные положительные структуры средней части восточноафриканского побережья. Это привело к появлению положительных форм рельефа, представленных островами Мафия, Занзибар и Пемба и другими структурами в прибрежной части суши, а также в более глубоких водах.

Стратиграфические данные показывают, что, несмотря на указанные дифференцированные движения, доминирующей особенностью развития побережья восточной Африки являлось крупномасштабное и непрерывное погружение. В Мозамбике, Кении и Сомали суммарные мощности осадков мезозойского и третичного возраста составляют 9000—12000 м; эти осадки относят в основном к мелководным фациям. Следовательно, континентальный край представляет собой миогеосинклиналь, заполненную продвигающейся в сторону океана последовательностью осадков, связанной с крупномасштабным конседиментационным погружением подошвы фундамента.

Время начала формирования бассейна Индийского океана как океана еще не установлено. Он гораздо древнее системы линейных магнитных аномалий и заложился заведомо до среднего мела и, вероятно, юры. Вертикальные движения океанического дна, по-видимому, не соответствовали вертикальным движениям в периферической миогеосинклинали континентального шельфа; как показывают данные глубоководного бурения, начиная с мела глубина океана оставалась постоянной и условия осадконакопления лишь незначительно изменялись в зависимости от внешних факторов.

Следует подчеркнуть, что Восточноафриканская прибрежная миогеосинклиналь лежит внутри плиты, так как структурный край Африки находится вблизи Сейшельских островов, и ее развитие контролировалось эпейрогеническими движениями. Самые крупные разломы принадлежат к типу нормальных (с амплитудой до 10 000 м) и были связаны с осадконакоплением Карру—ранней юры. Позднемеловые и третичные напряжения разряжались с образованием меньших разломов, располагавшихся ближе к краю континентального шельфа, так как центральная ось зоны осадконакопления постепенно смещалась в сторону океана.

Список литературы

1. *Aitken W. G.*, 1961, Geology and palaeontology of the Jurassic and Cretaceous of southern Tanganyika, Bull. Geol. Surv. Tanganyika, 31.
2. *Arkell W. J.*, 1956, Jurassic geology of the world, London, Oliver & Boyd, 806 p.
3. *Beltrandi M. D., Pyre A.*, 1973, Geologic evolution of southwest Somalia, in *Blant G.*, ed., Sedimentary basins of the African coasts, pt. 2, South and east Coast, Paris, Association des Services Geologiques Africains, p. 151—178.
4. *Cliquet P. L.*, 1957, La Tectonique profonde du Sud Bassin de Morondawa Madagascar, Tananarive, C.C.T.A. Comites de Geologie Center — Est et Sud.
5. *Dixey F.*, 1956, The east African rift system, Colon. Geol. Miner. Res. Bull. Suppl. 1.
6. *Flores G.*, 1973, The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand, in *Blant G.*, ed., Sedimentary basins of the African coasts, pt. 2, South and east coast, Paris, Association des Services Geologiques Africains, p. 81—111.
7. *Kent P. E.*, 1965, An evaporite basin in southern Tanzania, in Salt basins around Africa, London, Institute of Petroleum, p. 41—45.
8. *Kent P. E. et al.*, 1971, The geology and geophysics of coastal Tanzania, Geophs. Paper Inst. Geol. Sci., 6.
9. *King B. C., Le Bas M. J., Sutherland D. S.*, 1972, The history of the alkaline volcanoes and intrusive complexes of eastern Uganda and western Kenay, Jour. Geol. Soc., 128, p. 173—205.
10. *Spath L. F.*, 1933, Revision of the Jurassic cephalopod fauna of Kachh (Cutch), Mem. Geol. Survey India, Palaeont. Indica N.S. 9, Mem. 2, p. 659—954.
11. *Walters R., Linton R. E.*, 1973, The sedimentary basin of coastal Kenya, in *Blant G.*, ed., Sedimentary basins of the African coasts, pt. 2, South and east coast, Paris, Association des Services Geologiques Africains, p. 133—158.

Содержание

Предисловие редакторов перевода 5

Предисловие к английскому изданию 7

I. Геологическое значение континентальных окраин

Ч. Л. Дрейк, К. А. Берк. Геологическая роль подводных континентальных окраин. *Перевод Г. В. Лазаревой* 9

II. Общая батиметрическая и морфологическая характеристика

Б. К. Хейзен. Подводные континентальные окраины атлантического типа. *Перевод Г. В. Лазаревой* 18

Р. Л. Фишер. Подводные континентальные окраины тихоокеанского типа. *Перевод Г. В. Лазаревой* 31

III. Переход от материка к океану

Д. Уайз. Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объемов континентов и океанов. *Перевод Г. В. Лазаревой* . . . 51

Дж. Л. Уорзел. Стандартная океаническая и континентальная структуры. *Перевод Г. В. Лазаревой* 68

Ф. Д. Рабинович. Граница между океанической корой и континентальной корой в западной части Северной Атлантики. *Перевод Г. В. Лазаревой* . . 76

Дж. Оливер, Б. Л. Изакс, М. Баразанги. Сейсмичность на континентальных окраинах. *Перевод Г. В. Лазаревой* 98

Т. Хатертон. Активные континентальные окраины и островные дуги. *Перевод Г. В. Лазаревой* 108

М. Дж. Карр, Р. Е. Стойбер, Ч. Л. Дрейк. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин. *Перевод Г. В. Лазаревой* 120

IV. Современное осадкообразование

Д. Дж. Свифт. Осадкообразование в пределах континентального шельфа. *Перевод Н. П. Григорьева* 132

Р. Н. Гинзбург, Н. П. Джеймс. Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов. *Перевод Н. А. Лисицыной* 156

К. М. Урьен, М. Юинг. Современные осадки и условия седиментации на континентальном шельфе южной Бразилии, Уругвая, провинций Буэнос-Айрес и Рио-Негро. *Перевод Н. А. Лисицыной* 178

О. Зейболд, К. Хинц. Формирование и разрушение континентального склона западной Африки. *Перевод Н. А. Лисицыной* 202

Р. Флуд, Ч. Холлистер. Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине востока США. *Перевод Н. А. Лисицыной* 222

Р. фон Хюне. Осадки современных глубоководных желобов. *Перевод Н. А. Лисициной* 232

В. Бергер. Глубоководное осадконакопление. *Перевод Н. А. Лисицыной* . . . 239

Н. Эдгар. Акустическая стратиграфия глубоководных частей океанов. *Перевод Н. А. Лисицыной* 272

V. Деформация на континентальных окраинах

Д. Р. Сили, П. Р. Вейль, Дж. Дж. Уолтон. Модель внутреннего склона глубоководного желоба. *Перевод Г. В. Лазаревой* 276

Л. Д. Кульм, Дж. А. Фаулер. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов. *Перевод Г. В. Лазаревой*. 291

В. Ренар, Ж. Макль. Восточноатлантическая континентальная окраина: различные структурные и морфологические типы. *Перевод Г. В. Лазаревой* . . . 317

Э. С. Драйвер, Д. Пардо. Сейсмическое пересечение континентальной окраины Габона. *Перевод Г. В. Лазаревой* 326

Ж. Р. Делтейль, П. Валери, Л. Монтадер, К. Фондье, Ф. Патриа, Ж. Макль. Континентальная окраина в северной части Гвинейского залива. *Перевод Г. В. Лазаревой* 329

П. Е. Кент. Континентальная окраина восточной Африки — район вертикальных движений. *Перевод Г. В. Лазаревой* 346

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

Т. 71

ГЕОЛОГИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОКРАИН

ИБ № 719

Редакторы В. Чернышева и В. Краснова
Художник А. Ясинский
Художественный редактор В. Бисенгалиев
Технический редактор Л. Чуркина
Корректор М. Смирнов

Сдано в набор 23.09.77 г.
Подписано к печати 16.02.78 г.
Формат 84×108 1/16 Бумага тип. № 1
обыкновенная гарнитура. Высокая печать
11,57 бум. л., 38,75 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 42,68, в. т. ч. 1 вклейка
Зак. № 0382 Цена 5 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени Московская типография № 7 «Искра революции» Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1978 ГОДУ

Петрология углей (Coal Petrology)
Авторы: *Штах Э., Маковски М.-Т., Тейхмюллер М., Тейлор Г., Чандра Д., Тейхмюллер Р.*, Штутгарт, 1975 г., пер. с англ., 40 л., с ил., 5 р. 16 к.

Монография написана крупнейшими специалистами по петрологии углей — важной области исследований горючих ископаемых, нашедших широкое применение в практике научно-исследовательских, поисково-разведочных, горнодобывающих работ и при переработке углей.

В книге изложены новейшие достижения петрологии углей, рассмотрены генезис углей, их метаморфизм, физические и химические свойства, состав, методы изучения и применяемая аппаратура, корреляция угленосных толщ, вопросы обогащения, коксования и т. п., а также парагенетические связи твердых, жидких и газообразных горючих ископаемых.

Книга послужит хорошим руководством и справочником для широкого круга научных и инженерно-технических работников в области геологии горючих ископаемых, горных инженеров, угле- и коксохимиков, а также для преподавателей, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

Рецензия на книгу помещена в журнале «Новые книги за рубежом», серия А, № 3, 1977 г.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1979 ГОДУ КНИГИ СЕРИИ «НАУКИ О ЗЕМЛЕ»:

Ранняя история Земли Под ред. *Б. Уиндли.* (The Early History of the Earth. Ed. by B. F. Windley) Лондон, 1976 г., пер. с англ., 55 л., с ил., 8 р. 10 к.

Сборник новейших работ ведущих зарубежных ученых по догеологическому и раннегеологическому периодам эволюции Земли. Актуальность рассматриваемых вопросов в последние годы значительно возросла в связи с исследованиями космоса, достижениями сверхглубокого бурения и изучением дна океанов.

Книга безусловно интересна всем геологам, занимающимся изучением раннего докембрия, а также, в связи с многосторонним охватом проблем,— специалистам в области тектоники, металлогении, геохронологии, геохимии, палеомагнетизма, исследователям эволюции атмосферы, океанов и возникновения жизни на Земле.

Буко А. **Эволюция и темпы вымирания**

(Boucot A. Evolution and Extinction Rate Controls) Амстердам, 1975 г., пер. с англ., 35 л., с ил., 5 р. 60 к.

В книге на широком палеоэкологическом и палеобиогеографическом фоне рассмотрена актуальная проблема эволюции и вымирания организмов, имеющая исключительно важное значение для установления границ между стратиграфическими подразделениями. При изложении материала использованы общие концепции современной палеонтологии, разработанные на основе новейших достижений биологии.

Широта охвата и новизна материала книги безусловно вызовут интерес многочисленных специалистов в области геологии, палеонтологии и биологии.

5 р. 70 к.

2801