Ф. Шипард

ГЕОЛОГИЯ МОРЯ

И*Л

Издательство

иностранной

литературы

*

F. SHEPARD

SUBMARINE GEOLOGY

NEW YORK

1948

Ф. ШИПАРД

ГЕОЛОГИЯ МОРЯ

Перевод с английского
В. В. ЛОНГИНОВА, В. П. ПЕТЕЛИНА
и Г. Б. УДИНЦЕВА

Под редакцией
доктора географических наук
В. П. ЗЕНКОВИЧА

5393

1951
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

На протяжении последних десятилетий отмечается неуклонно возрастающий интерес к изучению современных морей со стороны представителей различных отраслей советской геологии. Изучение донных отложений, а также самих вод моря и их населения дает ценнейший материал для фациального анализа древних свит и палеогеографических построений. Успехи в изучении рельефа дна, достигнутые в последние годы благодаря широкому применению эхолота, привели к постановке ряда новых палеогеографических и геотектонических проблем. С точки зрения геотектоники, большой интерес представляют также геофизические исследования и изучение образцов коренных пород, полученных непосредственно с морского дна. Буквально каждый год, благодаря прогрессу техники исследования, по всем этим разделам мы получаем принципиально новые материалы.

Широкому кругу географов и геологов весьма трудно до сих пор разобраться в массе мелких статей в зарубежной периодике, построенных на узко-региональном материале, часто противоречащих друг другу или рассматривающих предмет с разных точек зрения. Кроме того, эта литература и не всегда доступна. Поэтому каждая попытка свести воедино разрозненный материал по геологии моря вызывает значительный интерес.

Автор книги Ф. П. Шипард [1] работает в различных областях геологии моря уже 20 лет. Известны его ранние работы по проблеме подводных каньонов, по отложениям шельфа, новейшие работы по классификации морских берегов и др. В соавторстве с Имери он выпустил в 1941 г. большую монографию по подводным каньонам западного побережья США, которая содержит основной и наиболее точный материал по этому вопросу.

В предлагаемой читателю книге затронуты почти все основные вопросы геологии моря. Здесь есть материал и по донным

---

[1] В советской геологической литературе фамилия этого автора нередко пишется Шепард. *(Прим. ред.)*

отложениям, и по берегам, особенно много данных по рельефу морского дна, есть новые данные о волнах и течениях. Рассматриваются основные события четвертичного времени и их влияние на образование материковой платформы, образование коралловых рифов и пр. Приводятся также некоторые соображения автора о тектонической структуре различных элементов рельефа дна. Многообразие и по ряду вопросов полнота фактических материалов — главное достоинство книги. В книге имеются также указания о методике работы и содержатся данные весьма ценных наблюдений, которые бесспорно представляют интерес для геологов, изучающих берега и дно океанов, и свидетельствуют о большом опыте автора.

Но книга имеет и ряд недостатков глубоко принципиального характера, которые присущи Шипарду, как представителю современной буржуазной науки, и заставляют критически отнестись ко многим его выводам.

Во-первых, совершенно необоснованны претензии автора на приоритет как свой личный, так и американской науки в целом в области геологии моря.

В предисловии издателя книги Шипарда и в предисловии самого автора говорится, что эта книга является «первой в мировой литературе в малоизвестной области геологии трех четвертей земной коры, покрытой водами моря».

Утверждение запоздалое, так как одновременно с книгой Шипарда в СССР вышла книга «Геология моря» М. В. Кленовой. Но основные проблемы геологии моря изучались и до Шипарда рядом исследователей, о которых он даже не упоминает.

В особенности тенденциозно написана первая глава — исторический очерк. Автор пытается в этом очерке доказать, что чуть ли не все основное в области геологии моря сделано американцами. Он бегло перечисляет лишь самые выдающиеся плавания неамериканских исследовательских судов, а затем переходит к работам в США, развернутым накануне и во время второй мировой войны.

Он совершенно не упоминает о геологических исследованиях французского океанографа Тулэ и лишь вскользь касается работ Ф. Нансена — одного из классиков геологии моря. Но особенно «не повезло» русским и, в частности, советским ученым. Лишь ссылки на две ранние работы А. Д. Архангельского нашли место на страницах книги Шипарда.

Мы позволим себе внести некоторые коррективы в «исторический очерк» Шипарда, осветив хотя бы в двух словах роль русских ученых в развитии этой науки. Еще Петр I интересовался измерением больших глубин, и ему принадлежит идея лота с отделяющимся грузом, незаслуженно названного лотом Брука.

Совершенно оригинальные и намного опередившие свое время идеи о геологической роли моря высказаны М. В. Ломоносовым в его замечательном сочинении «О слоях земных». Материал огромной ценности содержится в описаниях плаваний великих русских кругосветных мореплавателей и гидрографов. В частности, Ф. Беллинсгаузен первый дал истолкование происхождения коралловых рифов. Ф. Литке тщательно описывал типы морских берегов и находил следы вертикальных движений суши. Русские моряки впервые обнаружили на дне Черного моря долинное расчленение материкового склона. В работах Н. Соколова (1884 г.) дается анализ работы волн в прибойной полосе и описано образование лиманного берега в процессе новейшей трансгрессии Черного моря (1895 г.). Андрусов (1891 г.) описал своеобразные отложения Черного моря и его специфический гидрологический режим. Классическим образцом описания моря и его истории, режима берегов и донных отложений может служить монография Л. С. Берга «Аральское море» (1909 г.). А. Д. Архангельским в монографии по верхнемеловым отложениям юго-востока России (1916 г.) была показана важность применения данных океанографических исследований для разрешения важнейших вопросов образования осадочных пород.

После Великой Октябрьской революции, в 1921 г., по декрету В. И. Ленина был создан Морской научный институт с геолого-минералогическим отделом. Работа в этом отделе была организована В. И. Вернадским и Я. В. Самойловым. Последний впервые в науке предложил подходить к изучению донных отложений, как к материалу будущих горных пород, и исследовать их литологическими методами (правда, с известными видоизменениями), которые применяются для изучения горных пород и определяются свойствами материала. Это направление оказалось весьма плодотворным и успешно развивается и в настоящее время.

Исследования советских ученых, опубликованные еще в 20-х и 30-х годах, остаются до сих пор непревзойденными в мировой науке. По глубине разработки различных проблем они бесспорно превосходят работы американских исследователей, которые к тому же предприняли исследования в области подводной геологии в сколько-нибудь значительном масштабе лишь накануне и во время второй мировой войны.

К числу классических работ советских геологов в первую очередь следует отнести исследования академика А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова по Черному морю.

В этих работах впервые дана монографическая сводка по геологическому строению и геологической истории моря, а также детально освещены вопросы осадкообразования в связи с физико-

географическими и геологическими условиями как самого моря, так и окружающей его суши. Авторам впервые удалось изучить процесс оползания осадков, удалось показать сбросовое происхождение материкового склона и процесс его эволюции путем последовательных опусканий отдельных призм, которые увлекли на глубины в несколько сот метров прибрежные отложения. Наконец, впервые в науке указанным авторам удалось с исключительной полнотой проследить по послойному исследованию отложений ряд фаз эволюции морского бассейна.

В последние годы Н. М. Страхов на материале Черного и Каспийского морей и др. бассейнов проанализировал существенные закономерности седиментационного процесса вообще.

Работы иного направления были развернуты учениками Я. В. Самойлова — Т. И. Горшковой и М. В. Кленовой в северных шельфовых морях.

В особенности полно была изучена М. В. Кленовой зависимость механического состава осадков от рельефа дна и общих физико-географических условий данного бассейна.

В области изучения минералогического состава осадков особенно велики были заслуги В. П. Батурина, работа которого была отмечена в 1948 году Сталинской премией.

В области изучения четвертичной истории морей должны быть отмечены также работы К. К. Маркова, М. А. Лавровой, М. М. Ермолаева, Д. Г. Панова и В. Н. Сакса.

Таким образом, русские и советские ученые уже давно разрабатывали многие вопросы геологии моря и значительно продвинули вперед эту отрасль науки.

Основные проблемы геологии моря и ее практические задачи были сформулированы в ряде статей М. В. Кленовой и, в частности, в ее докладе XVII Международному геологическому конгрессу (1937 г.), о чем Шипард как член конгресса не мог не знать.

За последние годы развитие геологии моря в Советском Союзе идет в нескольких направлениях. Наиболее плодотворным для выявления закономерностей осадкообразования является сравнительно-литологическое направление, начатое А. Д. Архангельским и развитое Н. М. Страховым и его учениками. В прикладном отношении большое значение имеют работы по составлению грунтовых карт. Весьма интересны исследования С. В. Бруевича по изучению химических процессов в грунте. Геоморфологическое направление изучения дна было намечено в ряде статей Д. Г. Панова, В. П. Зенковича и, частично, Г. У. Линдберга. После Великой Отечественной войны были развернуты особенно широкие работы по геологии моря. Исследования дна глубоководных морских бассейнов и океана проводятся на первоклассном экспедиционном судне и оснащены новейшим техническим оборудова-

нием, сконструированным в СССР. В методику эхолотного промера ряд усовершенствований внесен Г. Б. Удинцевым.

Работ такого размаха зарубежная океанография не знает.

Исследования по геологии моря в СССР направлены на удовлетворение практических задач социалистического строительства. Партия и правительство, оказывая огромную помощь науке, содействовали техническому перевооружению исследовательских работ по геологии моря. В настоящее время размах и технический уровень этих исследований позволяют разрешать вопросы, которые не в состоянии даже поставить американская наука. Ныне в СССР успешно составляются карты грунтов дна для нужд тралового промысла рыбы, для выявления условий генезиса нефти. С этими же целями, а также для поисков новых месторождений в последние годы широко развернулись работы по геологии Каспийского моря. Большие геологические работы были проведены М. Кленовой в дельте Волги. Работы по изучению берегов морей СССР проводятся с точки зрения условий гидротехнического строительства.

Наоборот, ряд разделов книги Шипарда ясно свидетельствует о неблаговидной роли американской науки — служанки империализма. Ее автор откровенно говорит о связях исследовательских океанологических институтов с различными органами военно-морских сил США, связях, которые все более и более укрепляются именно в послевоенное время.

Не случайно, что и в настоящее время исследовательские работы по геологии моря ведутся в США под непосредственным контролем и по конкретным заданиям американских военно-морских сил.

Как и прочие отрасли науки, геология моря поставлена на службу безудержной агрессии американского империализма; отсюда и пороки в методологии исследований, целью которых являются изыскания, направленные к подготовке плацдармов для новых агрессивных войн.

Глава 2 книги Шипарда — «Методы исследования дна океана» — носит несколько отрывочный характер. Автор добросовестно перечисляет все методы американских ученых, но его описания настолько поверхностны, что вряд ли могут дать четкое представление о практическом применении приводимых методов.

В главе 3 — «Волны и течения» — материал очень неоднороден. Наряду с популярным изложением общеизвестных теоретических положений здесь дается и новый, оригинальный материал. В частности, интересны данные о новейших американских работах по изучению прибоя и зависимости характера прибоя от рельефа дна, а также о «разрывных» течениях, впервые открытых и описанных автором книги. Следует особо отметить весьма детальные описания тсунами, основанные на личных наблюде-

ниях автора. Интересные данные приводятся в последнем параграфе, где описаны результаты измерений придонных течений у западных берегов США, на разных глубинах и на различных элементах рельефа.

Глава 4 — «Классификация берегов» — не представляет особого интереса, так как почти весь ее материал был ранее опубликован и подвергнут критике (см. «Проблемы физической географии», VII, 1939 г.). Можно отметить прекрасные иллюстрации отдельных типов берегов.

В главе 5 автор разбирает закономерности перемещения морских наносов и цикл развития пляжей. Здесь приведено много ценных наблюдений, но выводы и обобщения автора поражают своей примитивностью. Может быть, причиной тому — несколько утилитарное направление главы. Автор стремится подчеркнуть лишь те черты описываемых явлений, которые имеют отношение к использованию пляжей для курортных целей или важны для гидротехнических сооружений.

Однако это обстоятельство не может служить причиной крайне схематичного изложения. Во всяком случае даже монография Джонсона (1919 г.) содержит более широкие обобщения по указанным вопросам.

В этой отрасли науки советские исследователи, несомненно, ушли далеко вперед. Ими на основе работ П. К. Божича разработано учение о потоках наносов и аккумулятивных береговых формах. Знание закономерностей этого процесса позволило сделать ряд ценных практических выводов. Исследование дна в прибрежье дало возможность детально изучить закономерности поперечного перемещения наносов.

Советскими учеными в этой области поставлен ряд новых практических проблем, не затрагиваемых американскими учеными.

Главы 6 и 7 посвящены описанию топографии отложений и истории образования шельфа. Эти обширные главы содержат весьма ценный материал. Сперва следует обзор строения шельфов всего земного шара, в котором автор сообщает массу новых данных; затем в результате этого обзора даются сводки отдельно по характеру рельефа шельфа и по распределению отложений. Далее механически сопоставляется связь особенностей строения шельфа со строением и историей развития прилегающей суши и с воздействием моря.

Как и в своих прежних работах, Шипард особое внимание обращает на широкое распространение пятен обнаженного дна и каменистого грунта на поверхности шельфа и особенно на его внешней части. Он приводит новый интересный материал, свидетельствующий, что продукты разрушения суши не отлагаются на шельфе, а переносятся за его внешний край.

В конце раздела дается обзор существующих теорий образования шельфа и оценка роли возможных факторов в свете приведенных автором данных.

Автор отмечает большую разнородность шельфов и указывает, что теория их абразионного или аккумулятивного образования несостоятельна. Шипард в своем анализе почти не опирается на палеогеографические данные и приходит к чисто негативным выводам. Он отвергает ряд теорий, но не в силах четко сформулировать какие-либо принципиально новые положения. Нужно заметить, что значительно более обстоятельный разбор всех теорий образования шельфа и его генетических типов дан в работах Д. Г. Панова.

Удивляет, в частности, тот факт, что, ссылаясь на работы Ф. Нансена, автор почти ничего не говорит о трансгрессивных шельфах; между тем именно трансгрессивные шельфы являются одним из доминирующих типов. Естественно, что в периоды низких стояний уровня океана в фазы оледенения наземные деструктивные и аккумулятивные агенты должны были создавать обширные прибрежные равнины, как это происходит и в настоящее время. Затопление таких прибрежных равнин и дало большинство современных шельфов.

Методологически указанные главы довольно беспомощны. Особенно удивляет описание шельфов земного шара, которому автор посвящает почти 40 страниц. Оно построено исключительно однообразно и формально: указывается ширина шельфа, его уклон и грунты. Но здесь нельзя найти материала ни по истории развития прилегающих частей материка, ни сведений о физико-географических условиях этой части океанических бассейнов. Оправданием для этого раздела является лишь то, что громадному большинству геологов недоступны бесчисленные крупномасштабные гидрографические карты, которые, видимо, тщательно просмотрел автор.

Статистический подход при описании грунтов и донных отложений — отличительная особенность этого раздела. Автор не дал себе труда разобраться даже в американских работах, в которых иногда устанавливаются источники происхождения материала отложений шельфа и закономерности его распределения. Всю неамериканскую литературу по этому вопросу автор либо знает плохо, либо сознательно игнорирует. Статистический подход лишь позволяет Шипарду констатировать, что «в удивительно большом числе мест отмечаются грубые отложения и каменистое дно, особенно на внешних краях шельфов». Откуда же взялись эти грубые осадки, каков их вещественный состав — автор не говорит. В этом отношении несравненно более ценный материал, в особенности по советским морям, содержится в книге М. В. Кленовой.

Глава 9 о материковом склоне написана примерно по такому же плану. В ней также даны фактический материал и статистические выводы. Попытки решить проблему образования склона только на основании приведенных автором данных не всегда представляются достаточно убедительными, хотя они по существу верны. В частности, нам кажется совершенно правильным взгляд автора о первичном тектоническом происхождении материкового склона и о дальнейших модификациях последнего под влиянием внешних процессов, а именно седиментации и подводного оползания, особенно вблизи дельт и аллювиальных равнин. Этот же взгляд проводится в вышедшей в 1948 г. монографии Иессена.

Безусловно большой интерес представляет глава о подводных каньонах. Богатый материал прежних работ автора и его новейшие исследования позволяют считать этот раздел работы наилучшим. Описание ведется на примерах отдельных каньонов из различных областей земного шара и их связи с наземными долинами. При этом везде старательно выдвигаются на первый план факты и закономерности (преимущественно статистические), согласующиеся с эрозионной гипотезой автора.

Далее следует весьма убедительная критика гипотез подводного происхождения каньонов под воздействием внешних факторов и, наконец, развернутое обоснование применимости эрозионной гипотезы и требуемого ею громадного повсеместного понижения уровня океана в плиоцене или даже в начале четвертичного периода. Здесь также сказывается порочность методологических установок автора. Не умея объяснить явление, которое далеко еще не может считаться достаточно изученным, он пускается в фантастические построения, рассматривая вопрос вне связи с закономерностями строения земной коры в целом и совершенно игнорируя данные по геологии и геоморфологии окраин континентов, в которых нет ни малейших указаний на возможность столь грандиозных опусканий уровня океана.

В качестве новейшего доказательства своих воззрений автор приводит материал по открытым за период второй мировой войны в Тихом океане многочисленным плосковершинным банкам, располагающимся группами на значительных глубинах.

С нашей точки зрения, чисто внешнее сходство некоторых или, вернее, немногих подводных каньонов с каньонами и молодыми долинами суши и тот факт, что некоторые каньоны лежат на продолжении долин суши, еще не служит неопровержимым доказательством эрозионного происхождения подводных каньонов.

Нелишне напомнить об имевшей место в начале XX столетия дискуссии по вопросу о происхождении фиордов, где также

решался вопрос об их ледниково-эрозионном или тектоническом происхождении. В 1913 г. Грегори в большой монографии дал убедительные доказательства именно первичного, тектонического происхождения многих фиордов, в частности в Фенноскандии, Аляске и в ряде других областей. Эти выводы были подтверждены позднейшими исследованиями. Свой современный облик фиорды получили уже при действии ледников. В указанной монографии обсуждался также вопрос о первичном тектоническом происхождении многих депрессий суши, ныне занятых долинами рек. Обширные данные, начиная еще с работ французского геолога Добрэ, подтверждают такую точку зрения.

Нет сомнения в том, что при крупных орогенических движениях окраины материков в зоне контакта между материковыми и океаническими участками литосферы должны были подвергаться дифференциальным подвижкам, вызывавшим многочисленные расколы. Они действительно существуют и прекрасно сохранились в областях достаточно устойчивых пород, в частности в Фенноскандии (как это показано еще работами Седергольма и Де Геера), на Канадском щите в Лабрадоре и др. Естественно предположить, что такие расколы должны были захватывать область шельфа и материкового склона. Но пути развития этих первичных депрессий были отличны, в зависимости от того, проходила ли их эволюция на суше или в подводных условиях. На суше те из них, которые не являлись приемниками речных вод, оказались засыпанными продуктами выветривания. На дне моря, где важнейшим экзогенным фактором является седиментация и подводное оползание осадков, степень сохранности депрессий зависела от их направления. Депрессии, идущие поперек склона и имеющие достаточно круто наклоненное (в пределах нескольких градусов) дно, не заполнялись осадками. Депрессии же, вытянутые по образующей склона или под небольшим углом к ней, могли в весьма короткий срок оказаться захороненными под покровом донных отложений. Что касается дендритовидной системы притоков некоторых каньонов, то в большинстве случаев — это фантазия составителей карт (как на то указывает и Шипард). Два-три случая, отмеченных для калифорнийских каньонов, не являются достаточно убедительными, особенно если сопоставлять их со сложными системами перистых и веерообразных расколов и сбросов, описанными, в частности, в работе Клооса.

Напомним, что многие каньоны внизу переходят в прямые троги, которым сам автор приписывает тектоническое происхождение. Данные относительно возраста каньонов представляются весьма убедительными, но они также подтверждают тектоническую гипотезу, так как, во-первых, неизвестны случаи, когда на суше за четвертичное время поток мог врезаться в гранит или

базальт более чем на километр, если только на этом месте не было тектонического раскола; во-вторых, на рубеже плиоцена и четвертичного времени не только в зонах альпийской складчатости, но и в более древних структурах происходили мощные вертикальные движения.

Изложенное выше показывает, с нашей точки зрения, что не только еще рано сдавать в архив тектоническую гипотезу происхождения подводных каньонов, но, наоборот, следует отметить, что она является наиболее плодотворной. Тектоническая гипотеза в противоположность эрозионной согласуется со всем материалом по строению суши и может направить научную мысль на поиски новых фактов, которые позволят увязать в единую стройную схему структуру и геоморфологию подводных и наземных частей окраин материков.

Глава 10 о коралловых рифах очень невелика. В ней дается сводка фактического материала, обзор теорий образования рифов и некоторые новые данные. В частности, сообщаются материалы детальных исследований и бурения на атолле Бикини в связи с испытаниями атомной бомбы и результаты новейших промерных работ флота США в Тихом океане. В вопросе о происхождении рифов автор, в сущности, принимает теорию ледникового контроля Дэли, хотя и критикует его расчеты и некоторые неверные обобщения о глубинах и составе дна лагун. Одновременно с этим он считает, что хотя в других теориях, в частности в гипотезах Дарвина (погружения) и Мэррея (подготовленных оснований), высказаны некоторые неверные положения, но все же гипотезы эти могут быть в ряде случаев применимы. В результате читатель остается в полном неведении относительно собственных воззрений автора о решающих причинах образования атоллов и барьерных рифов.

В главе 11 — «Ложе океанов» — дается беглый обзор основных форм рельефа дна океанов и сводка данных по донным отложениям, материал которой почти целиком заимствован из работы Свердрупа, Джонсона и Флеминга. Затем следует раздел, посвященный островным дугам, глубоководным жолобам и аномалиям силы тяжести с фантастическими построениями Венинг-Мейнеса, Умбгрова и Хесса, и два слова о происхождении океанов (теория погружения материков, гипотезы Вегенера и отрыва Луны). Видимо, автор вторгся здесь в чуждую для себя область.

Работы А. Д. Архангельского, В. В. Белоусова и др. советских ученых в этом смысле дают несравненно более убедительный материал.

В заключительной главе особый интерес представляет только раздел о подводной геологической съемке в связи с поисками

нефти. В остальном здесь дается сводка выводов и положений по предшествовавшим главам.

Работа Шипарда дает довольно подробную картину рельефа и строения дна моря. Фактические материалы, приведенные автором, позволяют составить представление о многих существенных особенностях строения и эволюции земной коры на протяжении четвертичного периода. Они представляют поэтому значительный интерес для широкого круга геологов и географов. Достаточно сказать, что в настоящее время никакие палеогеографические и геотектонические построения не будут полными, если ими не учитываются интереснейшие новые факты морфологии морского дна в области шельфа материкового склона с его грандиозными каньонами и ложа океана.

Совершенно неудовлетворительно освещены вопросы осадкообразования и диагенеза, развитые в работах А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова, М. В. Кленовой и др. советских ученых.

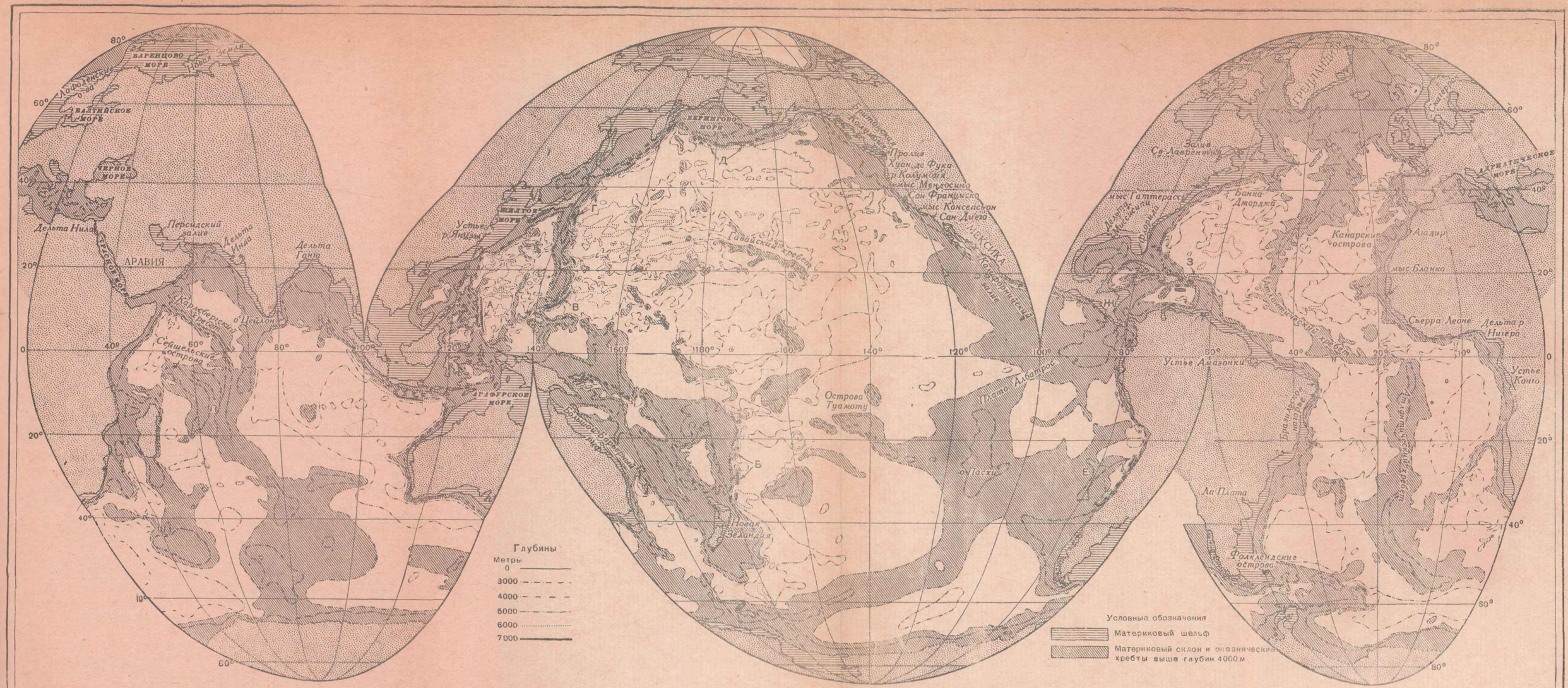
Многие теоретические обобщения Шипарда требуют строго критической оценки и отражают весьма низкий уровень американской науки.

При переводе книги известную трудность представила терминология, в особенности для форм подводного рельефа, поскольку в нашей научной и картографической литературе еще нет на этот счет определенных установок. Мы, например, применяем здесь название *жолоб* для узких окраинных глубоководных впадин Тихоокеанского типа, но в то же время сохраняем этот термин и для норвежского жолоба, вторгающегося в Северное море с северо-запада вдоль берегов Норвегии, так как у автора для обоих этих форм также дан однозначный термин «trench». Название *трог* сохранено для крутонаклоненных депрессий материкового склона, имеющих корытообразный профиль. Такими трогами, как указывает автор, заканчиваются в своей нижней части многие подводные каньоны. Для долинообразных депрессий шельфа, не имеющих очертаний типичных долин, мы применяли термин *ложбина*, но им пришлось также обозначить небольшие депрессии материкового склона у восточных берегов США, нанесенные на картах Витча и Смита. Термины *депрессия* и *впадина* применяются для всех замкнутых понижений, не имеющих определенно выраженной ориентировки, независимо от глубины, на которой они расположены. Депрессии в нашем понимании более обширны, чем впадины.

Хотя термин *материковая платформа* уже приобрел права гражданства в нашей литературе, но во многих местах текста все же сохранен термин *шельф*. Иначе пришлось бы коренным образом изменять конструкции многих предложений и тем самым коренным образом перерабатывать текст оригинала.

Некоторые затруднения встретились и в главе о коралловых образованиях. Так, нам пришлось применить термин *остроконечные рифы* для обозначения мелких рифов внутри лагун, имеющих английское название «pinnacl». Для более подробного ознакомления с названиями форм подводного рельефа на разных языках рекомендуем работу Д. Панова («Известия Государственного географического общества», № 8, 1939 г.).

В. Зенкович.



Батиметрическая карта мира

Условные обозначения: А. Впадина Миндинао Б., Впадина Тонга-Кермадек, В. Марианская впадина, Г. Японская впадина, Д. Алеутский жолоб, Е. Атакамский жолоб, Ж. Впадина Бартлетта, З. Впадина Браунсона

Зак. 2168. Шипард.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Работа над этой книгой, начатая в поистине идиллическом убежище, на северном берегу острова Оаху (Гавайский архипелаг), сразу же была прервана грозными волнами алеутского тсунами 1 апреля 1946 г. Записки и книги были так испорчены этими волнами, а искушение немедленно обследовать все последствия тсунами на островах было столь велико, что пришлось сделать перерыв на несколько месяцев. Тем временем в нашей молодой и бурно развивающейся науке появилось много нового. Я старался использовать в книге все новейшие данные, и многие мои товарищи по работе снабдили меня предварительными отчетами и чертежами еще до опубликования своих работ. Таким образом я мог включить материалы их исследований в мою работу — первый опыт всеобъемлющей сводки данных по геологии моря, собранных на необъятной территории земного шара [1]. Материала еще настолько мало, что, быть может, подобную попытку следует счесть преждевременной. Но, с другой стороны, в работах по геологии моря существует такая путаница, что назрела необходимость собрать воедино все сведения по геологии моря с тем, чтобы они могли быть использованы и в других областях геологии, а заняться этим должно было лицо, принимающее участие в океанографических исследованиях и, в частности, в работах, осуществляемых по широкой программе военно-морскими силами США.

Одно из решений, которое необходимо принять каждому, кто работает в области геологии моря, касается выбора размерности единиц измерения. Путаницу, возникшую в результате применения самых разнообразных систем измерений, нагляднее всего можно иллюстрировать на примере работ военного времени. При проведении эхолотирования для нужд военно-морских сил расстояние выражалось в ярдах, глубины погружения — в футах, глубины моря — в морских саженях (фатомах), а океано-

[1] Одновременно с книгой Шипарда в 1948 г. в Советском Союзе была издана значительно более обширная монография М. В. Кленовой «Геология моря». В ней особенно глубоко и полно разработаны вопросы образования морских отложений. Однако и другие разделы этой науки — рельеф дна, геологическая история и структура морей и океанов, динамика берегов — получили в этой книге всестороннее освещение на материале обширных современных исследований. (*Прим. ред.*)

графические таблицы, которыми приходилось пользоваться, составлены были на основе метрической системы. Среди американских ученых существует определенное стремление к применению метрических мер и, несомненно, интернациональная десятичная система имеет множество преимуществ и заслуживает всеобщего признания. Однако практические соображения и мнение ряда геологов привели меня к заключению, что книга будет значительно полезнее, если глубины в ней выразить в фатомах. Приходится при этом руководствоваться тем соображением, что подавляющее большинство карт, использованных при сборе материала и для построения диаграмм, имеет глубины в морских саженях. Бóльшая часть современных работ по геологии моря пользуется фатомом как единицей измерения глубин, так что эта единица достаточно широко известна читателям. Для читателей, непривычных к подобной единице, прилагается в конце книги переводная таблица. Для выражения расстояний в книге использованы статутные мили как единица, более знакомая геологам, чем морская миля, хотя последняя и имеет более органическую связь с морской саженью [1]. Уклоны даны в градусах, поскольку этот способ выражения более знаком геологам, чем способ исчисления в процентах. Заслуживает внимания тот факт, что даже значительные уклоны с большим трудом могут быть фиксированы на дне моря и обнаруживаются порой лишь при весьма тщательных промерах.

Книга рассчитана в основном на геологов; следует отметить, что для знакомства с ней необходима лишь весьма небольшая подготовка. Математика и физика, имеющие столь большое значение для решения ряда проблем океанографии, почти не использованы в этой книге.

Основные выводы и многие данные взяты из книги моих коллег Свердрупа, Джонсона и Флеминга «Океан», содержащей доступное изложение этих проблем. Большую помощь оказали мне товарищи по работе из Скриппсовского института и Отдела военных исследований Калифорнийского университета.

---

[1] В советских работах применяется только метрическая система мер. Все цифровые данные этой книги были переведены в метрические меры. Английскую систему мер пришлось сохранить лишь в картографических иллюстрациях, поскольку сечения изобат в них даются в морских саженях. Следует иметь в виду, что оценки расстояний и глубин в оригинале приводились в морских *или статутных милях. Поэтому, когда речь идет об оценке порядка величин* при переводе английских мер в метрические, иногда создается мнимое представление о точности подобных оценок. Например, если речь идет о величине понижения уровня океана, необходимом для образования подводных каньонов, в одну-две тысячи фатомов, то в переводе приводятся цифры — 1850—3700 *м*.

В некоторых случаях, когда автор употребляет выражения «несколько футов», «несколько миль», пришлось сохранить эти меры, чтобы не исказить смысла. Таблицы перевода миль, футов и фатомов в метры приложены в конце книги. (*Прим. ред.*)

Глава 1

ВВЕДЕНИЕ И ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вечное стремление человека к познанию еще неведомого открыло науке *много новых рубежей*. Одним из существенных достижений в области научных исследований явилось ознакомление с дном океана. До последнего времени значительно больше известно было о поверхности Луны, чем об обширных площадях морского дна, занимающих три четверти поверхности нашей планеты. И сейчас, когда пишутся эти строки, нами изучена лишь ничтожная часть этой огромной площади, и хотя ныне уже *найдено немало* путеводных нитей, все же сведения, которыми располагает наука, еще крайне недостаточны для разрешения проблем, которые мы, геологи, ставим перед собой.

Читателю, желающему найти ответ на *все* вопросы, эту книгу рекомендовать нельзя. В ней дается лишь попытка объяснения некоторых явлений, причем основное внимание уделяется освещению тех фактов, которые могут быть установлены в ходе напряженной и порою весьма неблагодарной работы на небольших кораблях.

Оборудование этих кораблей весьма далеко от совершенства; однако это оборудование является наилучшим, чего можно было достичь при ограниченных средствах и имеющихся кадрах.

Для геологов *дно океана* представляет особый интерес, так как уже давно известно, что бóльшая часть изучаемых ими на поверхности земли осадочных пород отложена была именно на морском дне. Поэтому вызывает удивление, что до недавнего времени геологи почти не принимали участия в изучении ложа океана.

Подобное положение объясняется тем, что геология моря как наука еще и поныне *переживает период* младенчества.

Множество исследований было проведено геологами на поверхности суши, где горные породы достижимы значительно легче, чем в морских условиях, и где работа не сопряжена с неудобствами, какие обычно имеют место при исследованиях в узких проливах во время шторма. Кроме того, среди геологов было весьма распространено убеждение в том, что детальное изучение

морских отложений на суше вполне достаточно для познания обстановки и условий их отложения в море. Во всяком случае, первые наши сведения о морском дне мы получили в значительно большей мере от наблюдателей-моряков, чем от естествоиспытателей.

Ни один геолог не принял участия в историческом плавании «Челленджера» (1872—1876 гг.), хотя именно этим плаванием были заложены основы раздела геологических наук, изучающего морское дно.

Правда, обработка коллекций «Челленджера» и около 12 000 проб, полученных с морского дна другими экспедициями [Мэррей и Ренар, 21], была частично проведена известным геологом А. Ф. Ренаром. Это исследование было опубликовано в виде монографии, которая и доныне представляет большой научный интерес, являясь наиболее полным описанием донных отложений всех океанических бассейнов земного шара.

Многочисленные плавания корабля Комиссии по рыболовству Соединенных Штатов (U. S. Fish Commission) «Альбатрос», предпринятые в период с 1888 по 1920 г., дали обильный материал, особенно по большим глубинам восточной части Тихого океана.

Однако даже в работах «Альбатроса» геологи приняли весьма небольшое участие, если не считать доли, внесенной Тразком [33] (определившим содержание карбоната кальция и органического вещества во многих пробах) и Лудербеком [15], описавшим отложения залива Сан Франциско. Мэрреем и Ли [20] были исследованы 343 пробы «Альбатроса», а описание многих ранее взятых проб было дано Агассизом [1].

Голландское судно «Сибога» в 1899 и 1900 гг. собрало большую коллекцию образцов в районе Индонезии. Эти пробы были описаны и изучены геологами Боггильдом [3] и Моленграфом [17, 18, 19].

Результаты работ немецких кораблей «Эди Стефан» и «Планета» в начале текущего столетия были опубликованы геологом и океанографом Андрэ [2].

Хотя бо́льшая часть перечисленных экспедиций имела своей задачей сбор образцов, но они, а также и многие другие экспедиции дали материал для составления карт, которые заключали первые сведения о рельефе трех четвертей поверхности Земли, скрытой от наших глаз. Работы по картированию поверхности шельфа значительно опередили аналогичные исследования океанического дна. Карты шельфов, составленные Британским адмиралтейством, Береговой и геодезической службой США и Гидрографическим отделом военного флота США, были первыми и наиболее полными, хотя много ценных сведений было получено и от исследователей, работавших на судах, принадлежащих дру-

гим странам, причем особенно существенны были данные, касающиеся участков берега и дна, расположенных на территории этих стран.

Карты прибрежных участков моря, построенные по промерам проволочным и даже тросовым лотом до начала применения эхолотирования, не вызывали особого интереса среди геологов. Бесспорно, эти карты позволяли выделить вдоль большей части берегов подводные террасы, простирающиеся до резкого перегиба склона, т. е. примерно до глубины 200 *м*. Такая терраса была названа геологами *материковой платформой*, или *шельфом*.

Более крутой склон, примыкающий к террасе со стороны моря, получил название *материкового склона*. Лишь немногие предприимчивые исследователи обращали, кроме того, внимание на существование долин, пересекающих шельф и материковый склон.

Первые попытки Спенсера [28] и других объяснить происхождение этих долин, называемых ныне «подводными каньонами», действием речных потоков, возникших в результате громадного поднятия континентов в течение ледниковых периодов, были встречены геологами весьма холодно. Эта теория стала объектом насмешек не в меньшей мере, чем в свое время проекты «телеги без лошадей» или «летающего лукошка для яиц».

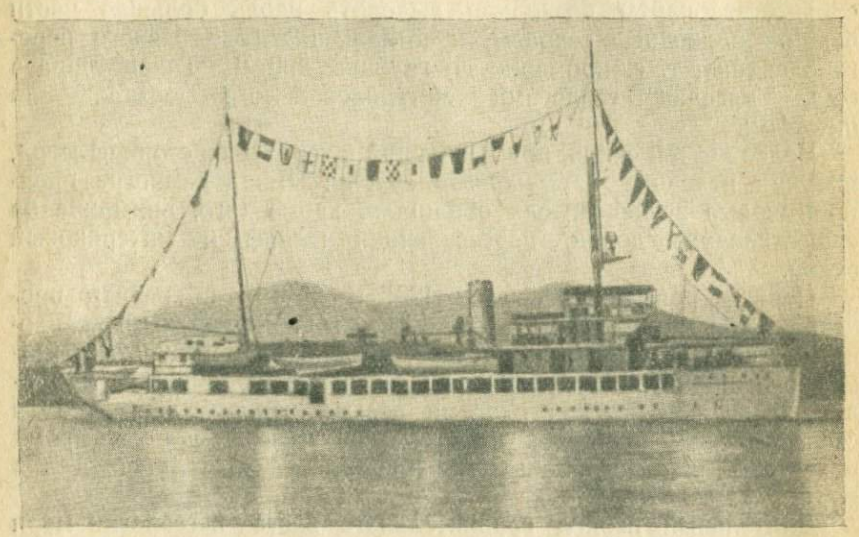
Длительный период сравнительного застоя в геологии моря закончился вскоре после завершения первой мировой войны. Усовершенствование эхолота явилось одним из существеннейших факторов, обусловивших интерес к исследованиям морского дна.

С применением этого прибора отпала необходимость утомительного процесса погружения на дно морское тяжелых грузил для определения глубины — процесса, занимавшего иногда много часов для каждого промера. Стало возможно определять глубины даже в океанических впадинах, не замедляя хода корабля.

Одним из первых применила новый метод определения глубины немецкая экспедиция на судне «Метеор». Многочисленные профили через южную часть Атлантического океана, полученные «Метеором» [Стокс, 31], оказали большую помощь в деле изучения конфигурации дна.

Работы Береговой и геодезической службы США в еще большей степени привлекли внимание геологов. Эти работы, проводившиеся вдоль континентального склона, впервые дали ясное представление о подводных каньонах [Витч и Смит, 34], известных ранее лишь по отдельным разрозненным и недостаточно достоверным промерам.

В 20-х годах военно-морской флот США начал сбор материала по глубинам открытого океана. В последние годы установка на морских судах регистрирующих эхолотов позволила собрать огромный материал по промерам, особенно в Тихом океане.



Фиг. 1. Экспедиционное судно „Снеллиус", на котором были проведены большие исследования в Индонезии в 1929 и 1930 гг.

Результатом этой работы является множество карт, составляемых и выпускаемых в настоящее время Гидрографическим отделом флота. Первой такой картой явилась карта № 5495.

Весьма полезные карты, составленные на основе данных промеров в водах различных морей земного шара, изданы Гидрографическим институтом в Монако.

Также значительно продвинулось со времени первой мировой войны и исследование морских осадков. В дополнение к коллекции «Метеора» [Корренс, 5; Шотт, 25] судно Монакского гидрографического института «Пуркуа Па» собрало многочисленные пробы у берегов Европы [Данжер, 6].

Исследования в районе Индонезии, проведенные голландским кораблем «Снеллиус» (фиг. 1) в 1929 и 1930 гг., привели к важным геологическим открытиям [Кьюнен, 13; Кьюнен и Нибб, 14].

Во всех этих экспедициях принимали участие и геологи.

В 1926 г. Американский нефтяной институт отпустил средства для изучения нефтеносных осадков во всем мире. Эта работа, проводимая под руководством Траска [33], дала большое количество проб из районов окраинных морей, замкнутых бассейнов и глубоководных участков океана, расположенных вдоль берегов различных стран мира.

Последнее плавание «Карнеги», закончившееся роковым пожаром в ноябре 1929 г., дало ценные сведения о характере дна на больших глубинах Тихого океана и о происхождении красных глин, которые были слабо изучены до того времени [Ревель, 22].

Важные материалы были получены в результате изучения колонок, взятых Пиго с помощью его эксплозионной трубки при пересечении Атлантического океана [Брэдли и др., 4].

В последнее время изобретение и применение трубки системы Кулленберга вызвали крупный сдвиг в методике отбора проб, поскольку с помощью этого прибора удается получать колонки длиной до 20 *м* [Петтерсон, 22].

Исследования гравитационных аномалий в море начаты были в 1923 г. Венинг-Мейнесом на голландской подводной лодке. С тех пор много работ в этом направлении проведено как Венинг-Мейнесом [16], так и Ивингом [8] и Хессом [12].

Выделение широких поясов отрицательных аномалий силы тяжести, связанных с островными дугами, значительно продвинуло наше понимание механизма деформации земной коры.

Геология моря более десяти лет тому назад вошла составной частью в план работ Вудхоллского океанографического института и Скриппсовского института океанографии. Основные работы этих институтов проводились на хорошо оборудованных судах «Атлантис» (фиг. 2) и «Скриппс» (фиг. 3), соответственно принадлежащих упомянутым выше институтам.

Большие коллекции были собраны на континентальном шельфе у восточных берегов США (см. особенно у Стетсона [29]), а также на шельфе, материковом склоне и во впадинах у берегов Калифорнии [Ревель и Шипард, 24].

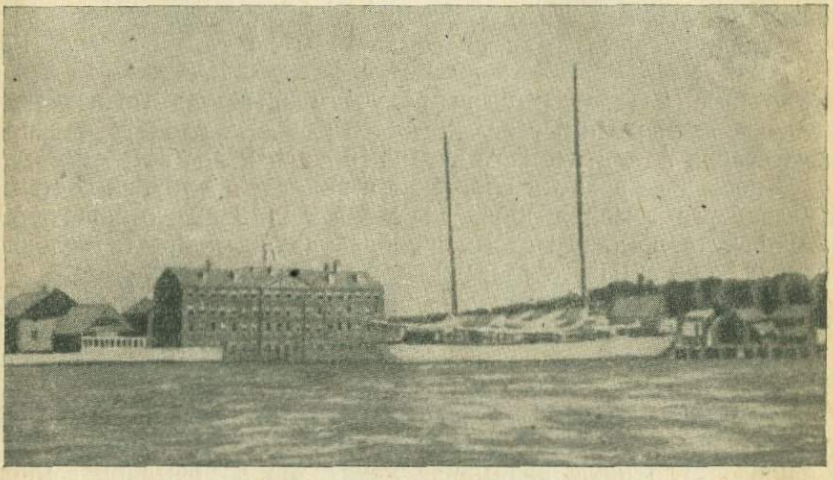
Подводные каньоны береговой зоны Калифорнии [Шипард и Эмери, 26] дали новый богатый материал о природе осадкообразования и о придонных течениях.

Драгированием, как у восточных, так и у западных берегов США, было получено большое количество образцов коренных пород, причем во многих из них содержалась фауна [Эмери и Шипард, 7; Стетсон, 29].

Ивингом и другими [9, 11] были начаты геофизические определения мощности донных осадков на шельфе и в глубоководных частях океана.

Результаты перечисленных работ (проведенных до 1942 г.) нашли освещение в книге Свердрупа, Джонсона и Флеминга [32].

В ходе второй мировой войны значительно расширились исследования по геологии моря, поскольку работы эти вызывались нуждами военно-морских сил США. Исследования, проводившиеся для военного флота, несколько отличались по своему



Фиг. 2. Экспедиционное судно „Атлантис" и Вудхоллский океанографический институт, штат Массачусетс.

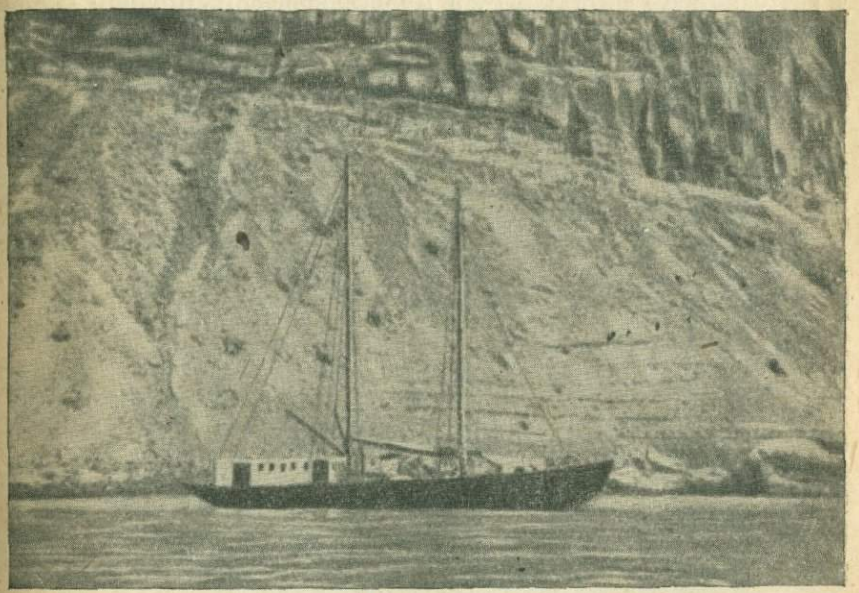
характеру от обычных. Потребность в срочных заключениях исключала возможность детальной обработки материала, однако крупные военные ассигнования делали возможным сбор материала в масштабах, недоступных для обычной научной работы в довоенных условиях.

В результате работы Исследовательского комитета национальной обороны, проводившейся для нужд флота, была составлена сводка всех доступных материалов по мелководным районам океанов (глубина менее 75 *м*) на различных театрах военных действий. Так как операции флота происходили близ берегов всех материков земного шара, то составленные грунтовые карты оказались весьма содержательными.

Стетсоном и его коллегами из Вудхоллского института были составлены карты для восточных и южных берегов Соединенных Штатов, отдельных частей Средиземного моря и для районов Западной Африки и Западной Европы. Аналогичная работа велась и в гитлеровской Германии, где были составлены грунто-

вые карты для Северного моря, Балтики, Белого моря, западных берегов Европы, Черного и Средиземного морей и северо-западных берегов Африки. Экземпляры этих карт были захвачены американцами в конце войны [1].

В Тихом океане я и мои коллеги, работая в Отделе военных исследований Калифорнийского университета в Пойнт Ломе,



Фиг. 3. Экспедиционное судно „Скриппс" у подножья морского клифа остров Гвадалупа в Нижней Калифорнии.

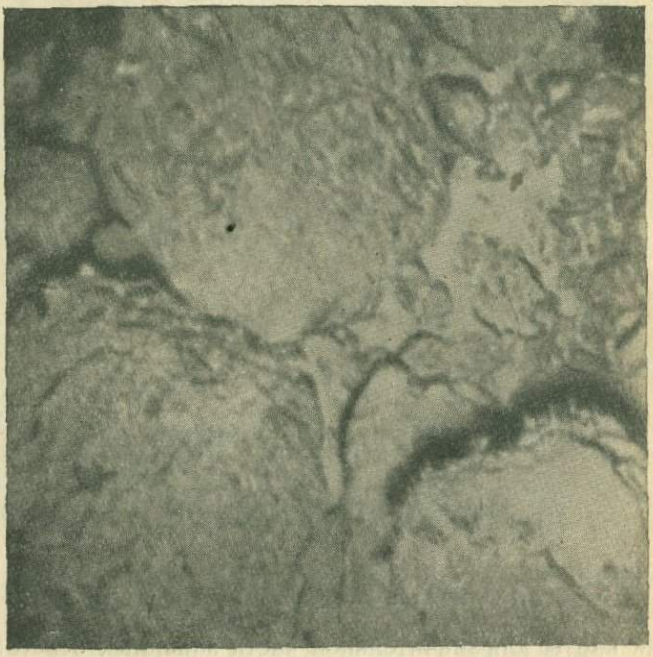
составили карты для значительной части западных берегов США, Панамского залива и для всех берегов Азии, от Камчатки и до Бенгальского залива. Использованные при этой работе иностранные источники дали богатейший новый материал по характеру дна весьма разнообразных районов. Тысячи образцов грунта были также получены из мелководных районов вдоль берегов Новой Англии, Калифорнии и Калифорнийского полуострова.

Исследование образцов грунта западного побережья, проведенное в основном Эмери и Гулдом, дало нам наиболее полные сведения о характере дна, которые превосходят по степени

[1] Немецкие карты Белого и Черного морей были, повидимому, составлены путем сбора и обобщения грунтовых отметок крупномасштабных русских карт старых изданий. *(Прим. ред.)*

детальности материалы изучения донных отложений, полученные в других районах.

Перед самым началом второй мировой войны Ивингом и его сотрудниками были начаты в Вудхолле опыты по подводной фотографии [10]. Запросы военного времени придали этой работе особую важность. Подводная фотография была применена Ивингом и его отрядом для поисков затонувших кораблей у восточных берегов США, а Калифорнийским отрядом — для



Фиг. 4. Валунное дно на глубине 123 *м* на Ренджер-банке, Нижняя Калифорния. На камнях видны отверстия фолад и кора обрастания. В левом верхнем углу снимка видна рыба. На многих подводных снимках, из-за особенностей подводного фотографирования, объект оказывается не в фокусе.

определения характера дна у берегов Калифорнии и Калифорнийского полуострова (фиг. 4) [Шипард и Эмери, 27]. Несколько сот фотографий хотя и покрыли лишь небольшую часть площади, которую надлежало охватить съемкой, но все же оказались достаточными, чтобы дать ценные указания о характере поверхности морского дна.

Одним из последних достижений геологии моря является применение водолазного оборудования для непосредственного изучения дна. Этот метод был применен Эмери при исследовании коралловых рифов в период работы экспедиции по изучению результатов взрыва атомной бомбы на атолле Бикини, а также в работах Скриппсовского института. Первое непосредственное визуальное описание подводного каньона было недавно сделано Хаймекером из Скриппсовского института. Переданные им по телефону описания обрывистого каньона, расположенного непосредственно у здания института, возбудили большой интерес у сотрудников, которым недостаток тренировки не позволил принять активное участие в водолазных работах Хаймекера.

Приведенный краткий обзор свидетельствует о весьма еще ограниченном развитии геологии моря. Так как очень небольшое количество исследователей ведут сколько-нибудь длительное время полевые работы в этой области, то поневоле приходится слишком часто ссылаться на мои собственные работы и на труды моих сотрудников.

Необходимо отметить, что наибольшее количество материала собрано у берегов Калифорнии и Новой Англии, где проводилось большинство работ. Такое положение значительно ограничивает возможность трактовки изучаемого вопроса в масштабе всего мира и представляется трудно исправимым. Вне указанных двух площадей, являющихся для нас наиболее ценными источниками информации, приходится ограничиваться описанием характера дна, которое позволяют сделать имеющиеся для всех частей света картографические материалы. В этом описании будет показано, что важнейшие черты морского дна повторяются с удивительным постоянством в различных частях земного шара.

В то же время проведение сбора грунтовых проб, детальные промеры, измерения течений и фотографирование дна на немногих участках могут дать ценные указания относительно происхождения рельефа и отложений иных районов. С другой стороны, более полные исследования, несомненно, вскроют известные противоречия между наблюдаемыми в настоящее время явлениями и дедуктивными выводами, которые мы из них делаем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Agassiz Alexander, «General report of the expedition steamer Albatross, from October, 1904 to March, 1905». *Mem. Mus. Comp. Zool.*, 33 XIII + 77, 1906.

2. Andrée K., «Geologie des Meeresbodens». Bodensbeschaffenheit, nutzbäre Materialien am Meersboden, **2**, XX, 689, Leipzig, 1930.
3. Böggild O. B., «Meeresgrundproben der Siboga Expedition». Siboga — Expeditie Monographie, 1916, **65**, 1—50, 1916.
4. Bradley W. H. and others, «Geology and biology of North Atlantic deep sea cores». *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 196, 1940.
5. Correns C. W., «Sediments of the North Atlantic», in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 373—395, 1939.
6. Dangeard L., «Géologie sous-marine de la Manche», Blondel. La Rougery, Paris, 1928.
7. Emery K. O. and Shepard F. P., «Lithology of the sea floor off Southern California». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, 431—478, 1945.
8. Ewing W. M., «Marine gravimetric methods and surveys». *Proc. Am. Phil. Soc.*, **79**, 47—70, 1938.
9. Ewing W. M. and Worzel J. L., «Recent results in submarine geophysics». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, 910—933, 1946.
10. Ewing W. M., Vine A. C. and Worzel J. L., «Photography of the ocean bottom». *Jour. Optical Soc. Am.*, **36**, 307—321, 1946.
11. Ewing W. M., Woollard G. P. and Vine A. C., «Geophysical investigations in emerged and submerged Atlantic coastal plain». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, 1821—1840, 1940.
12. Hess H. H., «Gravity anomalies and island arc structure with particular reference ot the West Indies». *Proc. Am. Phil. Soc.*, **79**, 71—96, 1939.
13. Kuenen Ph. H., «Geological interpretations of the bathymetric results of the *Snellius* Expedition», in *Snellius* Expedition, 1929—1930, **5**, pt. 1, 1935.
14. Kuenen Ph. H. and Neeb Ir. G. A., Geological rezult, bottom samples», in *Snellius* Expedition, 1929—1930, **5**, pt. 3, 1943.
15. Louderback G. D., «Preliminary report upon the bottom deposits in San Francisco Bay». *University of Calif. Publications in Zoology*, **14**, 89—97, 185—196, 1914.
16. Meiness F. A. Vening, «Gravity expeditions at sea». 1—2, Waltman, Delft, 1932, 1934.
17. Molengraff G. A. F., «The coral reef problem and isostasy». *Proc. Akad. Wet. Amsterdam*, **19**, 623, 624. Leyden, 1916.
18. Molengraff G. A. D., «De zeen van Nederlandsch Oest Indie», 1922.
19. Molengraff G. A. F., «The recent sediments in the seas of the East Indian Archipelago, with a short discussion on the condition of those seas in former geological periods». *Proc. Fourth Pacific Sci. Cong.* Java, **2B**, 989—1021, 1930.
20. Murray John and Lee G. V., «The depth and marine deposits of the Pacific». *Mem. Mus. Comp. Zool.*, **38**, No. 169, 1909.
21. Murray John and Renard A. F., Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872—1876, 525, 1891.
22. Pettersson H., «Oceanographic work in the Mediterranean», *Geog. Jour.*, **107**, 163—166, 1946.
23. Revelle Roger, «Marine bottom samples of last cruise of Carnegie», *Carn. Inst., Publication* No. **556**, 1944.
24. Revelle Roger and Shepard F. P., «Sediments off the California coast», in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 245—282, 1939.
25. Schott Wolfgang, «Deep-sea sediments of the Indian Ocean», in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 396—408, 1939.
26. Shepard F. P. and Emery K. O., «Submarine topography off the California coast». *Geol. Soc. Am., Special Paper* No. 31, 1941.

27. Shepard F. P. and Emery K. O., «Submarine photography off the California coast». *Jour. Geol.*, 54, 306—321, 1946.
28. Spencer J. W., «Submarine valleys off the American coast and in the North Atlantic». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 14, 207—226, 1903.
29. Stetson Henry C., «Geology and paleontology of the Georges Bank Canyons». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, 339—366, 1936.
30. Stetson Henry C., «The sediments of the continental shelves off the eastern coast of the United States». *Mass. Inst. Technology and Woods Hole Oceanogr. Inst., Papers in Phys. Oceanography and Meteorology*, 5, No. 4, 1938.
31. Stocks Theodor, «Die Echolotprofile des Meteor». Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Atlantischen Expedition auf dem Schiff Meteor 1925—1927, Band II, 300—309 and figures, 1933.
32. Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H., «The Oceans». Prentice-Hall, Inc., 1942.
33. Trask, Parker D., «The origin and environment of source sediments of petroleum», Gulf Pub. Co., Houston, Texas, 1932.
34. Veatch A. C. and Smith P. A., «Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo submarine valley», *Geol. Soc. Am., Special Paper* No. 7, 1939.

Глава 2

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКОГО ДНА

Геолог, исследующий океан и желающий своей работой внести в науку новый вклад, испытывает трудности, которые отнюдь не исчерпываются страданиями, вызываемыми морской болезнью. Пожалуй, основным источником забот и тревог является для него несовершенство приборов. Он опускает на дно океана драгу и ждет с трепетом, когда она, наконец, захватит что-либо на дне. Вот она захватила нечто. Настроение у геолога сразу поднимается. Однако неожиданно выясняется, что драгу «заело» и корабль вынужден идти обратно, чтобы попытаться оторвать ее от грунта. Буферная пружина динамометра отмечает громадное напряжение. Затаив дыхание, наш геолог ждет катастрофы. Того и гляди что-нибудь будет сорвано с палубы и кто-либо получит увечье или ранение. Может быть, мачта не выдержит напряжения?.. Вдруг резкий удар — это разжалась освободившаяся пружина. На этот раз все, видимо, обошлось благополучно. Драга идет наверх. Но увы — лопнуло предохранительное звено и драга оказалась перевернутой вверх ногами — проба погибла. Однако и это еще не плохо — по крайней мере на этот раз драга не потеряна.

Далее, допустим, что геолог озабочен необходимостью разработать конструкции прибора для получения колонок грунта.

Если он, подобно автору, не имеет склонности к механике, естественно, что в таком случае он должен обратиться за советом к механику и инженеру. Но этот прекрасный способ недостаточен.

У инженеров всегда великолепные проекты. Они готовы бурить скважины в морском дне, стрелять в дно особым снарядом, использовать давление воды в придонных солях... В своей невинности они составляют сложнейший проект и щедро расходуют средства на создание поразительных по внешнему виду приспособлений.

И вот впервые «оно» идет на грунт. Все стремятся запечатлеть эти мгновения на пленке, и надо сказать, что это особенно необходимо потому, что изобретенный прибор может никогда уже больше не подняться на поверхность. Он взрывается,

сплющивается в лепешку или, наконец, просто распадается, подобно атому. С тяжелым сердцем геолог просматривает другие предложения и решается, наконец, сконструировать небольшое и несложное приспособление, существенными деталями которого являются проволока и сапожные шнурки. Только теперь он получает нечто достаточно прочное и надежное — прибор, в котором нет красивых деталей, из-за которых его показания становятся ложными.

Если даже и придется потерять подобный прибор, беда невелика, убытки окажутся ничтожными — любой механик легко сможет соорудить новый.

Пусть же читатель, оценив по достоинству все вышесказанное, не разочаруется, если встретит в этой книге описание приборов, по конструкции своей куда менее сложных, нежели циклотрон.

Определение положения в море при исследовательских работах. Прежде чем перейти к описанию собственно геологических приборов, необходимо сказать несколько слов о методах определения положения судна или точки нахождения в море. Автору часто казалось, что вопрос, как определить в море свое местоположение, должен интересовать исследователя, работающего вдали от берегов, в последнюю очередь. Озабоченный разрешением множества иных проблем, ученый попросту предполагает, что ответить на этот вопрос наилучшим образом могут командиры корабля, на котором он работает. Однако, к сожалению, большинство моряков весьма мало беспокоится об определении точного положения своего судна, когда оно находится вдали от рифов, скал или других источников опасностей. В результате, многие старые исследования оказывались лишенными надежных определений положения станций. Несомненно, что многие исследования, проводившиеся для нужд военного флота США во время войны, значительно проиграли именно из-за пренебрежения к точности определения положения станций. При новейших методах определения эти трудности в значительной мере отпадают, однако следует добиваться применения наиболее совершенных методов, а при отсутствии необходимых приборов следует отдавать предпочтение наилучшим из старых приемов.

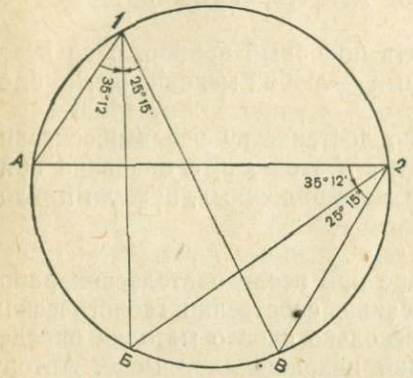
При рассмотрении способов определения положения мы встречаемся с двумя случаями:

1) с корабля хорошо различимы какие-либо ориентиры на суше, положение которых надежно известно;

2) подобные ориентиры отсутствуют, и необходим какой-либо инструментальный метод определения.

Так как многие работы по морской геологии производятся в пределах видимости берега, на котором хорошо различимы

имеющиеся на карте ориентиры, то часто можно пользоваться измерением горизонтальных углов с помощью секстана, как достаточно точным средством определения. Единственным инструментом, необходимым в дополнение к секстану, в этом случае является хороший трехлинеечный протрактор с надежным верньером. Нужна также карта, на которой нанесено положение по крайней мере трех ориентиров, отстоящих один от другого не менее чем на 5 градусов. Удерживая секстан горизонтально, нужно вращать его подвижную часть до тех пор, пока изображение одной из точек не наложится на изображение другой. Затем делается отсчет угла и таким образом определяется второй угол между одной из этих точек и третьей точкой. Если определение делается на ходу судна, то оба угла должны быть определены одновременно двумя секстанами.



Ф и г. 5. На схеме показана невозможность определения положения судна посредством измерения углов секстаном, если береговые ориентиры и судно находятся на дуге общего круга. *А*, *Б* и *В* — береговые ориентиры. При положении судна в любой точке окружности мы получим те же самые углы, что и при положении в точках *1* и *2*.

Затем полученные углы устанавливаются на протракторе и он накладывается на карту таким образом, чтобы каждая из линеек пересекла один из ориентиров на карте. Положение центра протрактора при этом укажет положение точки, в которой было сделано определение.

Этот способ неприменим в том случае, когда все три точки и судно лежат на одной общей окружности. В этом случае определяемая точка может лежать в любом пункте окружности вне дуги, на которой располагаются ориентиры (фиг. 5).

Секстанные определения значительно точнее, чем определения пеленгованием. На обычном пеленгаторе углы не могут быть отсчитаны с достаточной точностью и, кроме того, методы, включающие использование магнитного компаса, не точны из-за недостаточно учитываемых ошибок последнего. Даже при наличии на корабле гирокомпаса и при использовании гиропеленгатора, установленного на мостике, метод пеленгования все же значительно уступает в точности секстанному определению. Однако пеленгование удобно при наличии значительного количества ориентиров с недостаточно точно известным положе-

нием. В этом случае следует брать серию засечек по всем ориентирам и находить среднее положение судна по этой серии пеленгов.

Вне видимости суши трудности надежного определения положения возрастают. Из приближенных методов можно указать счисление по скорости и компасному курсу от известной точки, астрономические определения, определения по радиокомпасу.

К более точным методам относятся: радиоакустическое определение расстояний, основанное на распространении звука в воде, и новые электронные методы, как, например, радар, пригодный для использования только в непосредственной близости берега, шоран, который дает большую точность в удалении до 160 *км* от берега, и лоран, пригодный для использования с достаточной точностью даже в центральных частях обширных океанов.

Рассмотрим сперва более точные методы. Метод радиоакустического определения расстояний [Витч и Смит, **16**, *63—69*] был разработан Береговой и геодезической службой США и с 1935 г. применялся этой организацией при производстве прибрежных работ. При этом способе взрывается бросаемая с корабля небольшая бомба с тринитротолуолом и точно отмечается промежуток времени между моментом взрыва и моментом достижения звука взрыва до некоторой точки, положение которой известно.

Звуковой импульс принимается либо береговой станцией, либо точно установленным звуковым буем и автоматически передается по радио обратно на корабль.

По известной величине скорости звука и интервалу времени исчисляется расстояние.

Из точек положения приемных станций на карте, как из центров, производятся дуги окружности с радиусом, равным расстоянию; пункт, в котором находится корабль, оказывается на пересечении этих дуг или определяется как среднее из нескольких пересечений, если они не совпадают.

Этот способ очень хорош для расстояний приблизительно до 80 *км* при сравнительно ровной поверхности дна, и он значительно более точен на больших глубинах при мощном слое воды с приблизительно одинаковой температурой.

Однако если температура воды вблизи поверхности быстро понижается, то звук отклоняется вниз, а если дно имеет уклон в сторону точки взрыва, то звук в значительной мере отражается вверх или обратно, так что часто не достигает гидрофона с достаточной мощностью.

Эти помехи часто имеют место при работе на континентальном склоне при приемных станциях, расположенных на шельфе (где они всегда и располагаются).

Несмотря на указанные трудности, описанный способ исключительно полезен при работах вблизи берега.

Распространение звука в воде используется и в новом методе «софар» (Ивинг и др., 6, *928—932*); бомба помещается в «звуковом канале», т. е. на глубине, где возможно свободное распространение звука в горизонтальном направлении. Помещая гидрофон на глубине «звукового канала», можно добиться достаточно точного определения расстояний порядка нескольких тысяч километров.

Радар широко применяется в туманную погоду, при плохой видимости или при работах в ночное время. Экран радара дает изображение предметов, находящихся на берегу, и фиксирует положение островов, мысов, возвышенностей, указывая направление на них и расстояние. Обычно радар не указывает предметы, находящиеся за горизонтом. Точность определений очень велика при достаточно большом экране, но при этом значительно увеличивается стоимость приборов. При пользовании радаром, даже при самом точном определении расстояний, всегда возможно принять возвышенности, находящиеся далеко на суше, за непосредственно примыкающие к береговой линии.

Метод «шоран» [Аслаксон и Райс, 1] основан на применении радиоволн и требует наличия по крайней мере двух береговых станций и передатчика на корабле или самолете. Импульсы подаются в количестве 905 в секунду попеременно на двух различных частотах, сменяющихся каждые 10 секунд. Эти импульсы принимаются береговыми станциями и передаются вновь с третьей частотой, которая принимается на корабле и проецируется на экране электронной трубкой, снабженной кольцом с засечками, служащим масштабом времени. Совпадение прихода сигнала с импульсом датчика на экране дает возможность определить расстояние. Точность прибора была проверена на суше и ошибка не превышала примерно 80 *м* на расстоянии 320 *км*. Эта точность значительно выше, чем точность радиоакустического метода, и шоран может поэтому найти широкое применение в морских работах. Если оправдаются предположения о дальнейшем повышении точности этого метода, то он вообще вытеснит радиоакустические определения расстояний.

Шоран вполне применим для исследовательских судов, снабженных соответствующим приспособлением, при работах в районах с достаточным числом береговых станций.

«Лоран» применяется судами военного и торгового флота в некоторых районах, для которых Гидрографическим отделом флота США выпущены особые карты, а Береговой и геодезической службой даны методы вычисления положений. Метод со-

стоит в подборе импульсов длительностью в 40 микросекунд посредством наложения на экране катодной трубки («электроник», 2). Метод дает ошибку не более 24 *км* при расстоянии 2400 *км*.

Вне видимости берегов исследовательское судно может определяться по счислению, состоящему из прокладки курса, определению по корабельному лагу пути, пройденного от какой-либо определенной точки, и внесения поправок на известные течения и ветровой дрейф. При дальних рейсах, на расстоянии более 150 *км*, полезно провести астрономическое определение, если оно возможно.

Следует при этом помнить, что наблюдение по звездам значительно удобнее, чем наблюдения по солнцу, хотя первое и возможно только на рассвете или в сумерки. Однако даже и при наблюдении звезд возможна ошибка в определении положения на 700—800 *м*.

Радиопеленгование по станциям Береговой охраны также может быть использовано, однако по опыту автора этот способ оказывается весьма неточным при дистанциях свыше примерно 30 *км*.

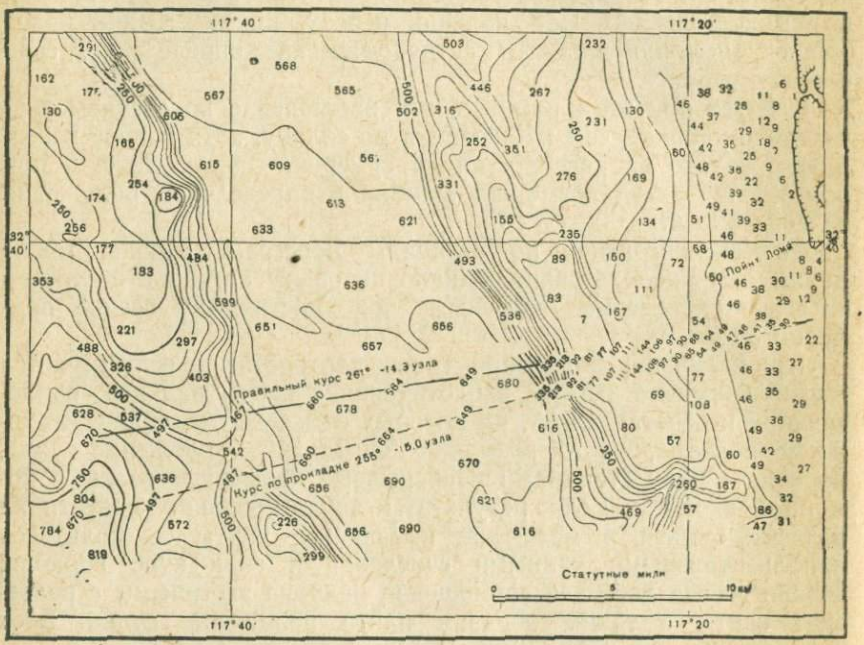
При наличии хороших промерных карт, особенно если имеются составленные по данным эхолотирования карты районов, прилегающих к берегам США, на которых отмечены малейшие неровности рельефа, часто возможно определить положение судна, проводя между станциями непрерывные промерные галсы с помощью эхолота. Если результаты эхолотирования нанести на полоску бумаги в масштабе имеющейся карты, то, пользуясь приблизительными данными счисления и зная курс корабля, можно всегда добиться совмещения рельефа эхограммы с рельефом карты и таким образом найти положение судна. Этот способ показан на фиг. 6.

Часто не удается получить хорошее совмещение из-за неточности определения скорости и курса, неточности, вызванной действием течений. В этом случае можно попытаться растянуть или сжать эхограмму и таким путем добиться совпадения. Конечно, данный метод совершенно неприменим на участках с горизонтальным дном, однако у берегов Калифорнии нам не приходилось встречаться с помехами подобного рода, и в работах «Скриппса» промерный метод определения почти всегда вполне оправдывался.

Моряки, применяющие обычно другие методы, возможно, на первых порах будут противиться этому нововведению, предпочитая пользоваться, например, радиопеленгованием. Однако сравнение этих двух методов во время работ у Южной Калифорнии показало превосходство промерного метода, за исключением случаев непосредственной близости к радиостанциям.

Если на исследовательском судне отсутствует эхолот, то весьма полезно для определения положения делать промеры как можно чаще хотя бы и проволочным лотом.

Эхолотирование. В развитии геологии моря эхолотирование сыграло важнейшую роль. Хотя старый метод определения глубин с помощью тяжелого лота, опускаемого по вертикали,



Фиг. 6. Метод определения положения судна с помощью накладки эхограммы или данных промеров на карту. Промеры соответствуют верхней линии, отличающейся от курса, которым шло судно.

также вполне применим в ряде случаев, но эхолотирование оказалось, например, единственным методом изучения деталей строения крутого континентального склона и крутостенных подводных каньонов.

Впервые будучи применено для предупреждения о приближающихся айсбергах, эхолотирование особенно развилось в годы первой мировой войны, когда этим методом пользовались при поисках подводных лодок.

Прежние методы определения глубин с помощью эхолота требовали координации слуха и зрения, что приводило к значительным ошибкам, так как скорость звука в воде равна приблизительно 1500 *м* в секунду.

Введение вспыхивающей неоновой лампы на шкале глубин значительно снизило ошибки отсчета. Вначале этот метод применялся только для определения глубин в пределах примерно 500 *м*, но затем был распространен и на значительно бо́льшие глубины.

Новейшим усовершенствованием эхолота является введение непрерывной записи глубин, в результате чего устранены и другие источники возможных ошибок.

Необходимо, чтобы исследователь, пользующийся эхолотом, хорошо представлял себе как достоинства, так и недостатки этого прибора. Эхолоту посвящено немало работ, однако порою о недостатках его умалчивается. Те из нас, кому на протяжении многих лет приходилось работать с эхолотом, с восторгом готовы отдать должное как усовершенствованиям, которые внесены в этот метод, так и результатам, достигнутым с помощью приборов старых типов. Но при всем этом следует отдавать ясный отчет в том, что вплоть до самых последних лет наблюдения, проводимые с применением эхолота, давали все же неточные данные.

Радиоакустические определения расстояния и промеры глубин проволочным лотом, применяемые Береговой и геодезической службой США, весьма полезны для определения положения судна вне видимости суши, но все же недостаточно точны, по крайней мере если иметь в виду радиоакустику. Нередко треугольник погрешностей для крайних величин определений оказывается настолько значительным, что обесцениваются результаты работ, а иногда, при пересечении крутого склона, приходится отказываться от нанесения одной или даже нескольких станций.

До введения регистрирующих эхолотов обычными были также ошибки из-за трудности отсчета при работах на больших глубинах.

Доказательство существования этих ошибок может быть легко найдено, если обратиться к черновым листам карт Гидрографического отдела или к специально изданным листам Береговой и геодезической службы США, например к картам 1313—1318, использованным в работе Витча и Смита. Рассматривая пересечения промерных галсов на этих листах за пределами изобаты 900 *м*, мы можем встретить расхождения до 180 *м*, средняя же величина подобных расхождений равна 48 *м*. Еще бо́льшие ошибки были допущены в работах у западных берегов США, которые предшествовали вышеупомянутым.

Даже при отличном определении положения судна и в случае применения регистрирующего эхолота результаты промеров могут оказаться неверными.

Подобные ошибки возникают, например, при большой крутизне склона, вследствие того что сигнал, отраженный от боко-

вой поверхности и склона, может быстрее достичь приемника эхолота, чем сигнал от поверхности, находящейся непосредственно под кораблем.

Другим, реже встречающимся источником ошибок может явиться неоднородность слоя воды, вызванная присутствием косяков рыб, планктона или скопления водорослей.

Чтобы получить детальную и точную картину сильно пересеченного рельефа, подобного, например, найденному в некоторых подводных каньонах вблизи берега, приходится возвращаться к примитивной технике прошлого и применять обычные промеры проволочным лотом, проводя их по галсам и используя для определения горизонтальные углы, измеряемые секстаном по береговым ориентирам [1].

Вскоре, впрочем, необходимость этих методов будет исключена, поскольку новый самопишущий электронный прибор сконструирован Отделом военных исследований Калифорнийского университета и Электронной лабораторией военно-морского флота в Сан-Диего. Этот прибор дает на экране, с помощью катодных лучей, изображение профиля дна, над которым движется корабль, с соблюдением правильного масштаба. В настоящее время использование этого прибора ограничено глубинами не более 30 *м*, но несомненно, что в ближайшем будущем он будет приспособлен для работы и на бо́льших глубинах.

Несмотря на указанные недостатки, эхолотирование явилось блестящим нововведением, и если учесть свойственные этому методу погрешности, необходимо будет заключить, что полученные с помощью эхолота промеры составили громадный запас сведений, получение которых с применением старых методов промеров вряд ли было возможно. Почти все данные о глубинах откры-

---

[1] Интерпретация записей эхолотов (эхограмм) является одним из самых важных и самых сложных вопросов современных геологических исследований на море, но автор касается его только вскользь, в самых общих чертах; более полно эти вопросы разработаны участниками экспедиции «Снеллиуса» — Кьюненом и Пинком.

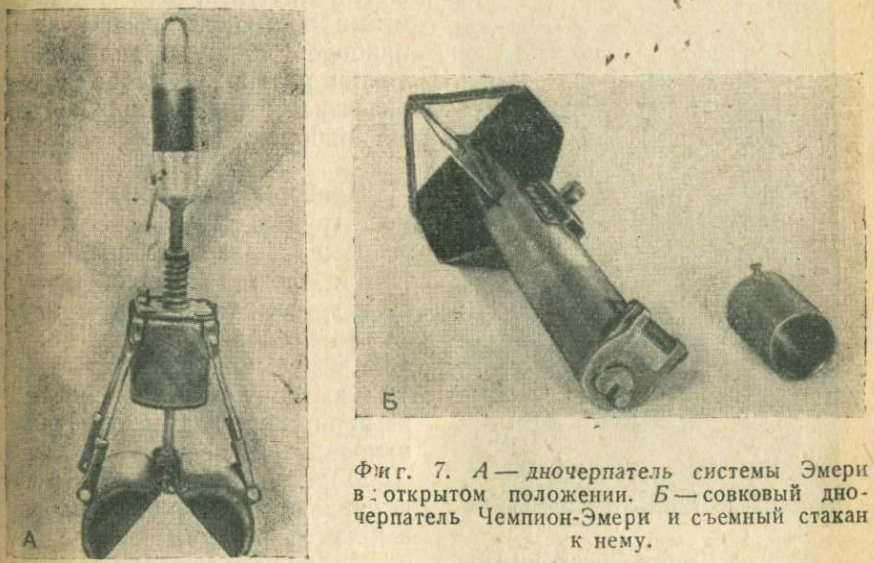
Запись современных типов магнито-стрикционных ультразвуковых эхолотов-самописцев представляет собой точный и объективный научный документ, но она не показывает истинной картины рельефа дна. Для того чтобы «прочесть» эхограмму, следует произвести ряд коррекций. Необходимо знать величину сегмента отправляемой прибором ультразвуковой волны, частоту импульсов, скорость хода судна и даже его направление, плотность воды и ряд других данных. Один и тот же рельеф дна выглядит различным образом в зависимости от абсолютной глубины. При обработке эхограммы необходимо учитывать отражение звука от крутых поверхностей и происходящее при этом общее смягчение профиля дна. На эхограмме вообще не могут быть записаны профили очень глубоких и узких долин, а также крутосклонных банок.

Знакомство с материалами эхолотных съемок Американской гидрографической службы показывает, что некоторые основные требования ведения записи и интерпретации эхограмм остаются при этих работах в полном пренебрежении. (*Прим. ред.*)

того океана получены с помощью эхолотирования, и проведенные этим методом исследования опровергли множество старых, привычных представлений, основанных на промерах недостаточной частоты, проведенных одиночными кабелепрокладочными судами океанографических экспедиций, подобных экспедиции «Челленджера».

В дополнение к сведениям по топографии морского дна, эхолотирование дает ценные указания по составу донных осадков на некоторых участках, а в редких случаях также и о мощности рыхлого слоя, лежащего на более твердом подстилающем субстрате.

Дночерпатели. Для взятия небольших проб поверхностного слоя донных грунтов разработано множество приборов [Хуг, 7]. Наиболее удобными из них следует признать дночерпатель Эмери и «совковый дночерпатель» Чемпион-Эмери. Оба эти прибора показаны на фиг. 7.



Фиг. 7. А — дночерпатель системы Эмери в открытом положении. Б — совковый дночерпатель Чемпион-Эмери и съемный стакан к нему.

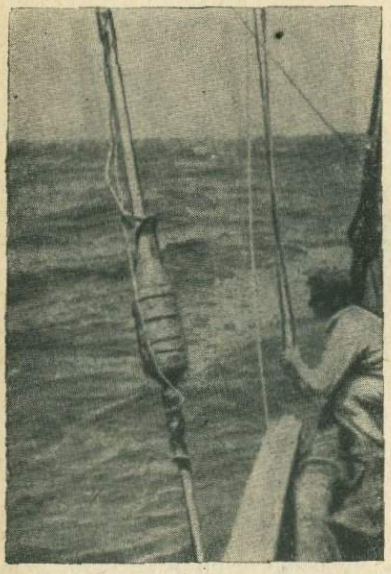
Дночерпатель Эмери удерживается в открытом состоянии чекой, проходящей через звено цепи, соединенной с челюстями. Пока натянут трос, ведущий к крепежной скобе прибора, до тех пор чека удерживает цепь в натянутом состоянии и дночерпатель остается открытым. При соприкосновении прибора с грунтом, когда натяжение троса ослабевает, чека разъединяется

с цепью и при подъеме дночерпателя груз заставляет челюсти закрываться.

Прибор Чемпион-Эмери является модификацией прибора Ивинга. Инструмент имеет захлопывающуюся крышку, удерживающуюся в открытом состоянии до тех пор, пока прибор не достигает грунта. При входе прибора в грунт крышка цилиндра захлопывается подобно мышеловке.

Этот совковый дночерпатель может применяться на ходу корабля при скорости до 18 узлов, если глубина не превышает 100 *м*. Благодаря наличию стабилизатора в задней части прибора он погружается достаточно быстро, однако получаемые с его помощью пробы очень малы. Дночерпатель Эмери дает значительно бо́льшие пробы (обычно объемом до полулитра).

Хотя этот дночерпатель и не столь пригоден, как прибор Чемпион-Эмери, для взятия проб на ходу, однако нередко и с его помощью удавалось взять пробу при ходе корабля в 3—4 узла. Если между челюстями или под крышку этих приборов попадает галька, то тонкий материал в пробе может оказаться отмытым при подъеме прибора.



Фиг. 8. Трубка Эмери-Дитца.

Приборы для взятия колонок грунта. Трубка Экмана, впервые разработанная в 1876 г., представляет собой трубу с грузом, снабженную клапаном, позволяющим воде входить через нижнюю часть трубы и выходить через верхнюю и не пропускать воду в обратном направлении.

Модификациями этой трубки являются трубки, использованные в работах «Метеора», и прибор Траска для взятия колонок грунта.

Трубка, применяемая в работах Скриппсовского института, также является модификацией трубки Экмана, разработанной Эмери и Дитцом [3]. Так как эта трубка хорошо показала себя в работе, то мы даем ее подробное описание.

Трубка, показанная на фиг. 8, состоит из сменных труб длиной от 3 до 9 *м* и диаметром от 5 до 7,5 *см*. Эти трубки соеди-

нены посредством переходной муфты и клапанного устройства с меньшей трубкой, несущей на себе необходимый груз (до сих пор наибольший применявшийся груз равнялся 220 *кг*). Клапан снабжен резиновой трубкой, не пропускающей воду вниз. Над грузом располагается трубчатый стержень, оканчивающийся стальной скобой для крепления троса.

Наконечник трубки имеет несколько больший, чем трубка, наружный диаметр и несколько меньший внутренний, чем достигается уменьшение трения как снаружи, так и внутри трубки при ее проникновении в грунт.

Ствол трубки содержит вкладыш из целлулоидной полосы, плотно прилегающей к внутренним стенкам трубки, позволяющей без труда извлекать колонки грунта.

Наконечник трубки снабжен клапаном, который предохраняет пробу от выпадения. Общая стоимость всего прибора составляет около 200 долларов.

При длине приемной части трубки Эмери-Дитца в 6 *м* были получены колонки протяженностью до 5,2 *м*. С применением девятиметровой трубки можно предполагать, что длина колонки будет больше, хотя до сих пор не встречалось необходимости в испытании трубок такой длины.

Опыты Эмери и Дитца [3] показали, что длина получаемой колонки составляет от 50 до 75% от мощности слоя грунта, пройденного трубкой, и что в получаемой колонке присутствуют все слои пройденного грунта.

Так как эффективное действие трубки Эмери-Дитца требует свободного сбегания троса с лебедки в момент подхода трубки к грунту, она не может быть использована на кораблях, для которых такое сбегание троса может оказаться опасным. Для исключения этой опасности Хворслев и Стетсон [8] разработали трубку, снабженную грузом-пилотом, подвешенным к трубке на цепи длиной около 15 *м*. При соприкосновении груза-пилота с грунтом трубка срывается с удерживающей ее на тросе защелки и проходит последние 15 *м* свободным падением.

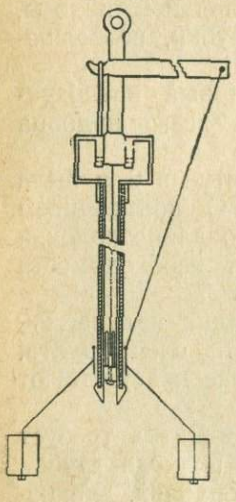
При применении достаточного груза (около 400 *кг*) трубка приобретает необходимую энергию для проникновения в грунт на должную глубину.

Немало было разработано новых конструкций для получения колонок грунта, основанных на иных принципах.

Так, например, было предложено использовать давление воды, возникающее при всасывании или вталкивании поршня в воздушную камеру, соединенную с полостью трубки. Трубка такого типа оказалась весьма удачной, насколько можно судить по отчетам Петтерсона [12], использовавшего прибор, сконструированный Кулленбергом [10].

Одна из таких трубок имеет большой сферический резервуар в верхней части, в котором перед погружением трубки создается вакуум. При достижении трубкой дна открывается вентиль, соединяющий резервуар со стволом трубки, и гидростатическое давление воды заставляет грунт войти в трубку, в то время как находящаяся в ней вода поднимается в резервуар.

Другой прибор Кулленберга (фиг. 9) состоит из тяжелой трубки, в стволе которой может скользить точно пригнанный поршень. Поршень соединен с тросом, посредством которого производится погружение трубки.



Фиг. 9. Поршневая трубка Кулленберга [10], использованная Петтерсоном [12] для получения колонок длиной до 21 *м*.

Во время погружения трубка также закреплена на тросе, но при подходе к грунту специальные, расположенные ниже трубки противовесы, соприкасаясь с грунтом, разобщают трубку с несущим ее тросом. В результате трубка свободно падает под действием своей тяжести в грунт, в то время как поршень задерживается в этот момент торможением лебедки на борту судна. В результате в стволе трубки образуется вакуум и грунт проникает в трубку под действием гидростатического давления. С помощью этого прибора были получены колонки длиной до 20,3 *м*.

Этот метод до сих пор не применялся американскими исследователями отчасти из опасения, что в трубку будет засасываться грунт не только строго по вертикали, но и из примыкающих горизонтов. Однако Петтерсон утверждает, что им были получены с помощью этой трубки колонки с ненарушенной слоистостью.

Из всех новейших сообщений можно сделать вывод о том, что трубка Кулленберга является прибором, применение которого вызовет подлинную революцию в методике получения длинных колонок донных грунтов.

Пиго [13] был предложен метод внедрения в грунт снаряда, действующего по принципу ружья. До этих опытов длина получаемых колонок не превышала 1,5—2 *м*, и с помощью трубки Пиго она была доведена до трех с лишним метров. Серия колонок, полученных при пересечении северной части Атлантического океана в 1939 г., с применением этого метода явилась крупным событием в развитии геологии. Однако в настоящее время метод Пиго не получил большого распространения, потому что приме-

нение взрывчатых веществ при морских работах сопряжено с опасностью. Кроме того, эффект действия этого прибора не сопряжен со сколько-нибудь значительным преимуществом по сравнению с методами, основанными на использовании силы тяжести.

Возможно, что в будущем будут изобретены инструменты для бурения морского дна, которые позволят проникнуть в грунт значительно глубже, чем это доныне удается.

Необходимость в новых сведениях, призванных удовлетворить интересы нефтяной промышленности, сведениях, которые могут быть получены при бурении на континентальном склоне, может вызвать быстрый прогресс в этом направлении в ближайшем будущем.

Драгирование. Драгирование морского дна дало поразительные результаты.

Познание громадных площадей обнаженного дна, сложенного коренными породами, и нахождение на глубинах в несколько тысяч метров не только окатанной гальки, но и валунов — таковы итоги применения этого метода. При драгировании важно иметь весьма прочную конструкцию крепления драги, особенно если возможна встреча с коренными породами.

Одна из самых больших трудностей заключается в том, что выступы коренного дна прорывают мешок драги, даже если он изготовлен из стальных звеньев, подобно цепи.

В Скриппсовском институте была разработана конструкция усовершенствованной драги, с жесткой рамой из гальванизированного железа, обшитой тонкими стальными листами (фиг. 10).

Дно драги закрыто решеткой, крупность отверстий которой определяется крупностью частиц, которые желательно поднять со дна. Устье драги сделано несколько на конус и имеет режущие края. Внутри драги, близ ее дна, устанавливается небольшая ловушка для тонкого материала, проходящего через решетку. Трос, на котором крепится драга, закреплен у ее днища и проходит через ослабленное звено, соединенное с прочной поперечиной в передней части драги. Если драга «заест» на скалистом грунте и не сможет оторваться от него устьем вверх, то слабое звено лопается и драга поднимается на тросе в опрокинутом виде, хотя бы она и была заклинена перед этим между камнями.

Обычно при драгировании судно останавливается и драга погружается почти до самого дна. Затем судно идет тихим ходом в желаемом направлении, вытравливая трос примерно до двойной глубины данного места. Динамометр на буферной пружине указывает величину натяжения троса, и по его показаниям

можно судить о достижении драгой дна. Если не возникает мгновенных значительных напряжений пружины, то можно думать, что драга идет в воде над дном. Слишком острый угол, образованный тросом с поверхностью воды, указывает на чрезмерную скорость хода. Если снижение хода не дает все же результата, то следует понемногу вытравливать трос, наблюдая после каждой вытравленной порции, не касается ли драга дна.

Фиг. 10. Драга для скального дна с грузом обломков.

После того как рывок буферной пружины ясно укажет на достижение драгой дна, следует непрерывно следить за величиной натяжения пружины, позволяющей судить о характере неровности дна и о наличии выступов коренных пород.

При некотором навыке наблюдение за натяжением буферной пружины может дать достаточно надежные сведения о встреченных драгой неровностях коренного дна. Если дно имеет крупные выступы коренной породы, то длительное драгирование становится невозможным — драга скоро заклинивается настолько прочно, что приостанавливает движение судна. В таком случае винт стопорится и трос медленно выбирается на лебедку. При возникновении резких натяжений троса следует выключать лебедку во избежание потери драги.

Обычно после того как трос будет выбран настолько, что примет почти вертикальное положение, колебания корабля на волне вырвут драгу со дна и она прийдет на борт с тяжелым грузом породы.

Назрела необходимость разработки метода отрыва драги со дна при ее заедании. Пока для этого не предложено никаких способов; применение же небольших количеств взрывчатого ве-

щества делает опасной работу по драгированию и оказывает весьма сомнительную помощь при подъеме драги.

Драгирование может быть применено для установления границы между областью развития рыхлых отложений на дне и областью обнажения коренных пород. Эта граница может быть установлена при драгировании на рыхлых грунтах по изменению натяжения буферной пружины. Таким же методом можно установить отсутствие выходов коренных пород на какой-либо площади.

При отсутствии таких выходов можно покрыть драгированием большие площади довольно быстро, вытравливая трос так, чтобы даже при значительном ходе корабля (около 4 узлов) драга не отрывалась от дна, несмотря на малый угол троса с поверхностью моря.

При песчаном дне драга может идти по грунту не наполняясь, но при илистом грунте трудно избежать ее заполнения. В случае наполнения драги илом натяжение становится настолько большим, что дальнейшее драгирование обычно прекращается.

Следует учитывать, что для надежного драгирования необходимо иметь на борту не одну драгу, ибо потеря ее — событие далеко не редкое.

Стетсоном была сконструирована малая драга для работы с небольших судов, состоящая из отрезка четырехдюймовой трубы длиной около 40 *см* с проволочной поперечиной в передней части и с мешком, укрепленным сзади. В передней части эта драга имеет груз, удерживающий устье ее у грунта при волочении прибора вдоль дна.

Подводное фотографирование. (см. Ивинг, Вайн и Ворцель [4]; Шипард и Эмери [15]). Одним из приборов, разработанных Ивингом, является подводная фотокамера (фиг. 11), представляющая собой камеру «*Робот*» с 35-*мм* пленкой, снабженную автоматическими устройствами для перемотки пленки и для управления затвором.

Камера помещена в водонепроницаемом медном корпусе, имеющем стеклянное окно в передней части. Корпус камеры укреплен на шесте, на котором, обычно ниже камеры, установлена также лампочка с рефлектором, дающая вспышки.

В верхней части шеста имеется парус-стабилизатор, препятствующей вращению шеста.

На пружинной защелке, укрепленной на камере, подвешен, с помощью жесткой проволоки, груз таким образом, что он достигает дна несколько ранее нижнего конца шеста.

При соприкосновении груза с грунтом защелка, освобождаясь, одновременно включает ток для вспышки и открывает синхронно затвор камеры — таков по крайней мере предполагаемый способ действия камеры.

Фиг. 11. Камера для подводного фотографирования системы Ивинга, готовая к погружению.

Однако иногда возникают осложнения в действии камеры, в результате которых заснятые участки пленки оказываются подобными неэкспонированным.

До сих пор практически не проверялись способы улучшения этого прибора, которые позволили бы производить целые серии снимков на дне без его подъема на поверхность.

В описанном простом виде прибор оказался весьма полезным в военное время для определения характера дна в связи с исследованием распространения звука, при испытании звуковой аппаратуры и при обследовании дна для целей защиты портов. Камера также применялась при обследовании затопленных подводными лодками судов и в одном случае послужила для обнаружения вражеской подлодки, уничтоженной на мелководье.

При фокусировании камеры следует помнить, что расчетное расстояние от объектива до снимаемого предмета в воде составляет всего около трех четвертей соответствующего расстояния в воздухе. Также следует при определении высоты камеры над грунтом учитывать прозрачность воды.

Для определения прозрачности в поверхностных слоях можно применять диск Секки (круглый белый диск диаметром 20 *см*).

По данным Ивинга, если диск Секки перестанет быть видимым на глубине не более 12 *м*, то можно получить удовлетворительные фотографии на расстоянии от камеры, равном половине отсчета по диску.

Однако следует помнить, что на участках сравнительно больших глубин, где имеются придонные течения и илистые частицы в грунте, вода в придонных слоях оказывается значительно более мутной, чем в поверхностных. Для определения прозрачности воды в придонных слоях можно применять измеритель прозрачности [Петтерсон, 11]. В общем, следует отметить, что прозрачность воды возрастает по мере удаления от берега. После сильных ливней поверхностные воды осветляются значительно раньше, чем придонные, так что фотографии, снятые в это время, особенно вблизи суши, могут оказаться неудачными.

Ивинг, Вайн и Ворцель [4] создали ряд остроумных приспособлений, расширяющих возможности применения камеры. Они показали, что, помещая в поле зрения объектива компас и несколько задерживая момент экспозиции после достижения шестом грунта, можно получить направление знаков ряби на дне (фиг. 12), а при отсутствии знаков ряби фиксируется направление течения в придонном слое, если поместить вместе с компасом в поле кадра простой указатель направления течения.

Фиг. 12. Знаки ряби на Джордж-банке. Обратите внимание на компас и указатель течения.

Этот же метод может быть применен для приблизительного определения на фотографии падения и простирания выходов коренных пород на дне.

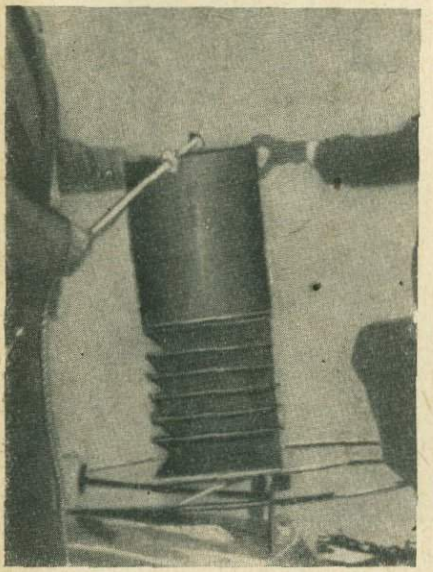
Применение цветного фотографирования позволяет дать на снимке значительно большее количество деталей, чем при применении одноцветной пленки. Особенно ценно было бы применение цветного фотографирования для определения природы живущих на дне организмов. Также многообещающим является использование цветной пленки при изучении рельефа дна. Еще более перспективным является применение стереоскопического фотографирования.

Наносоуловители. Для изучения наносов, движущихся в придонных слоях, использовался ряд наносоуловителей различных типов. Уловители конструкции Стетсона или Эмери (фиг. 13) в основных чертах различаются очень незначительно. Наносоуловитель опускается на грунт с закрытыми отверстиями, открывающимися лишь после постановки его на дно. К уловителю Эмери приспособлен компас, указывающий направление, от которого поступают наносы.

Некоторые результаты с подобными приборами были получены Реймондом и Стетсоном, а также автором и его сотрудниками, но чаще всего наносоуловители устанавливались на грунт и более не обнаруживались. Наибольшую опасность для наносо-

уловителей представляют водоросли, обволакивающие буй. Во время шторма водоросли могут сорвать наносоуловитель с места установки. Нередко также буи становятся жертвой любознательных рыболовов.

Использование для этого растительных тросов вряд ли целесообразно, так как они нередко перетираются и подвергаются разрушению различными организмами. Применение проволоки, особенно вблизи дна, не дает удовлетворительных результатов, так как образуются петли, а применение цепей значительно удорожает всю установку и требует очень больших буев и тяжелых якорей. Кроме того, цепи и якоря создают на дне особые условия, а это отражается и на работе наносоуловителей.



Фиг. 13. Наносоуловитель системы Эмери в открытом положении. При спуске и подъеме крышка опускается вниз, закрывая ячейки.

При работах с наносоуловителем вблизи берега можно предполагать, что наилучшие результаты даст применение водолазной аппаратуры и постановка прибора на грунт или в грунт без всякого буя или троса. Точное положение места установки можно получить при тщательной засечке с берега.

Приборы для изучения знаков ряби. Киндл [9] описывает два типа приборов для получения отпечатков знаков ряби на дне. Один из них дает гипсовый слепок поверхности дна, причем гипс выпускается при достижении дна прибором. Этот метод требует примерно получасового наблюдения; прибор необходимо оставлять на грунте, отмечая его положение буем. При этом буй может быть не обнаружен при попытке поднять прибор на поверхность или течения могут передвинуть прибор вдоль дна и тем нарушить его действие.

Другое приспособление для получения отпечатков знаков ряби представляет собой пластинку, смазанную вазелином, которая погружается на грунт и дает отпечатки каждой волны ряби, захватывая песок с гребней. Погружение такой пластинки на значительную глубину представляет довольно утомительную

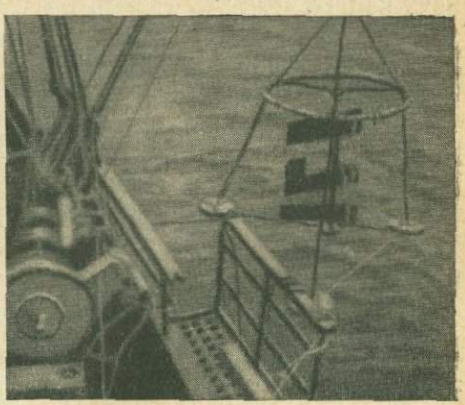
операцию, и Хуг [7] предложил пользоваться вместо пластинки пирамидой с основанием, смазанным вазелином, что содействует значительному ускорению работ.

Можно изготовить пластинку с шарнирным подвесом в ее центре таким образом, что она будет опускаться на грунт ребром и ложиться плашмя при соприкосновении с дном. Для подъема можно закрепить четыре троса по углам пластинки, так что во время подъема она будет оставаться горизонтальной.

Сведения о знаках ряби можно получать также и путем подводной фотографии (фиг. 12), хотя этот метод и требует более сложного оборудования, не всегда имеющегося при обычных работах. К тому же на тех участках, где развиваются в результате действия придонных течений наиболее типичные волны ряби, вода в придонном слое обычно бывает мутной.

Измерители течений. Измерение течений у дна океана, как и бо́льшая часть других здесь описанных работ, дает наилучшие результаты в случаях, когда применяются простейшие приборы. До сих пор электрические самописцы, измеряющие скорость течений, употребляются с успехом только при работах на малых глубинах.

Вертушка Экмана, замечательная своей простотой и надежностью, применяется уже более сорока лет. Наиболее интересные сведения о придонных течениях были получены путем приспособления для измерений именно этой вертушки, как это было сделано Стетсоном или Роджером Ревелем и Карлом Джонсоном.



Фиг. 14. Вертушки Экмана, приспособленные Ревелем и Джонсоном для измерения придонных течений.

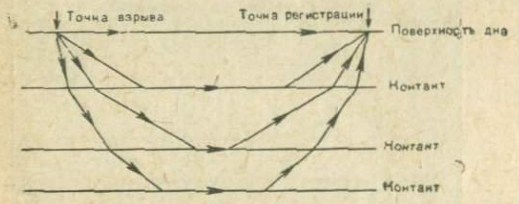
В работах Скриппсовского института применяется конструкция, показанная на фиг. 14. Три вертушки смонтированы на штанге, укрепленной на треноге, снабженной сеткой в верхней части. Тренога на своих остриях, входящих в грунт, несет тяжелые грузы. Прибор ставится на грунт либо на ходу судна, либо после его постановки на якорь. В случае дрейфа судна лебедка регулируется таким образом, чтобы возникающие натяжения не сдвигали прибор с места, а лишь стравливали с лебедки трос.

При спуске и подъеме треноги грузы своей тяжестью прижимают штангу к особым приспособлениям, препятствующим вращению вертушек, в то время как после постановки на грунт вертушки освобождаются и регистрируют движение воды.

Все вертушки снабжены компасом, и через каждые 20 оборотов в компас поступает дробинка, попадающая в канавку на южном конце стрелки и падающая оттуда в соответствующее отделение коробки компаса, против которого находится в данный момент южный конец стрелки. Таким образом, подсчитывая количество дробинок в каждом отделении, можно определить среднее направление течения, в то время как счетчик оборотов покажет число оборотов, сделанных вертушкой за все время измерения.

Сравнивая показания трех вертушек, расположенных на различной высоте над грунтом, можно судить о режиме потока вблизи дна. На основании этих показаний можно также вычислить скорости течений на различной высоте над грунтом. Кроме того, применение трех вертушек гарантирует получение данных о скорости течения даже в случае отказа одной или двух из них.

Геофизические исследования. Основными достижениями в области геофизических исследований в море мы обязаны работам Мориса Ивинга и его сотрудников [Ивинг и др., 5, 6]. Целью этих исследований является установление мощности осадков в различных участках морского дна.



Фиг. 15. Метод определения глубины положения контактов разнородных грунтов на морском дне.

Если в некоторой точке произвести взрыв, а затем записать взрывную волну на расстоянии в несколько километров от точки взрыва, то по записи можно судить о глубине поверхностей раздела в толще донных пород (фиг. 15). Это оказывается возможным вследствие того, что взрывная волна быстрее распространяется вдоль контакта неоднородных слоев, чем в толще вышележащих рыхлых осадков.

И в этой области успех был достигнут благодаря применению остроумного, но очень простого метода. Наибольшую трудность представляло помещение принимающих и записывающих волну приборов на дно моря. Ивингом был предложен метод опускания регистрирующих приборов через точные и равномерные

промежутки времени с равномерно движущегося судна. Приборы опускаются при этом на дно с приблизительно одинаковой величиной сноса. Каждый прибор снабжен наполненным маслом баллоном и грузом, удерживающим прибор на грунте. Грузы соединены с прибором таким образом, что удерживающее их приспособление освобождает груз в результате растворения в морской воде соляной пробки. После растворения пробки прибор, освободившись от груза, всплывает на поверхность с помощью масляного баллона и может быть в хорошую погоду легко обнаружен и поднят на борт вместе с записью взрыва.

Важно, чтобы результаты опытов были обработаны специалистами-геофизиками, знакомыми с методами геофизических исследований и их возможностями. В прошлом на основании некоторых записей, полученных на шельфе, были сделаны выводы, отнюдь не соответствующие ни самим записям, ни тем заключениям, которые Кинг и его сотрудники сочли возможным сделать. В результате возникло недоразумение, основанное на предположении о существовании на бровке шельфа у восточных берегов США толщи осадков мощностью до 3000 *м*, в то время как драгирование каньонов на краю шельфа показало, что там залегают коренные породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aslakson C. I. and Rice D. A., «Use of Shoran in geodetic control». *Trans. Am. Geoph. Union*, 27, 459—463, 1946.
2. Electronics, «The Loran system». November, 94—99, 1945; December, 110—115, 1945.
3. Emery K. O. and Dietz R. S., «Gravity coring instrument and mechanics of coring». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52, 1685—1714, 1941.
4. Ewing W. M., Vine A. C. and Worzel J. L., «Photography of the ocean bottom». *Jour. Optical Soc. Am.*, 36, 307—321, 1946.
5. Ewing W. M., Wollard G. P. and Vine A. C., «Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, 1821—1840, 1940.
6. Ewing W. M., Wollard G. P., Vine A. C. and Worzel J. L., «Recent results in submarine geophysics». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 910—933, 1946.
7. Hough J. L., «Bottom-sampling apparatus», in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 631—664, 1939.
8. Hvorslev M. J. and Stetson H. C., «Free-fall coring tube». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 935—950, 1946.
9. Kindle E. M., «Recent and fossil ripple marks». *Can. Geol. Surv. Mus. Bull.*, 25, 7—8, 1917.
10. Kullenberg Börje, «The Piston Core Sampler». *Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionems Skrifter. Tredje serien: Hydrografi.* Bd. 1, Häfte 2.
11. Pettersson H., «The transparency of sea water». Conseil Perm. Intern. pour l'explor. de la Mer, *Rapp. Proc. Verb.*, **101**, pt. 2, 1936.

12. Pettersson H., «Oceanographic work in the Mediterranean». *Geog. Jour.*, **107**, 163—166, 1946.
13. Piggot C. S., «Apparatus to secure core samples from the ocean bottom». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, 675—684, 1936.
14. Raymond P. E. and Stetson H. C., «A new factor in the transportation and distribution of marine sediments». *Science, n. s.*, **73**, 105—106, 1931.
15. Shepard F. P. and Emery K. O., «Submarine photography off the California coast». *Jour. Geol.*, **54**, 306—321, 1946.
16. Veatch A. C. and Smith P. A., «Atlantic submarine valleys off the United States». *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **7**, 63—69, 1939.

Глава 3

ВОЛНЫ И ТЕЧЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Недостаточное понимание природы волн и течений в океане привело ко многим ложным представлениям о причинах формирования рельефа морского дна, осадкообразования и абразии берегов. Не следует, однако, переоценивать этот недостаток наших знаний в области океанографии — науки, переживающей сейчас еще свой юношеский период.

Начало изучения волн относится еще ко времени Леонардо да Винчи, и с тех пор многие математики и физики усердно занимались этим вопросом. Естествоиспытатели и мореплаватели также принимали участие в исследованиях в этой области, но лишь недавно были предприняты решительные шаги, чтобы связать воедино теоретические выводы и материал наблюдений.

Особый толчок волновым исследованиям дали запросы десантного корпуса военно-морского флота США относительно условий проведения десантных операций. Важнейшими этапами работы явились исследования, проведенные в Скриппсовском институте под руководством Свердрупа и Мунка совместно с Отделом береговой эрозии инженерной службы армии (Beach Erosion Board), Калифорнийским университетом и Вудхоллским океанографическим институтом. Многие из этих работ еще не закончены, и в этой главе их данные будут использованы как по опубликованным уже сведениям, так и на основании рукописных материалов. В библиографическом списке, прилагаемом к настоящей главе, указаны многие из этих новейших источников.

Изучение течений стало особенно интенсивным после первой мировой войны и широко проводилось норвежскими, немецкими, голландскими и американскими исследователями. Перед второй мировой войной удалось достичь значительных успехов в понимании природы циркуляции океанических вод и приливных течений, но очень мало сведений было получено относительно придонных течений. Широкое изучение придонных течений входило в программу работ Скриппсовского института, но опубликованы по этому вопросу были только очень краткие сообщения. Небольшое число проведенных до настоящего времени наблюдений над донными течениями еще не позволяет дать теоретическое обоснование этого явления, и поэтому косвенные показатели —

данные о характере дна — могут быть сопоставлены с положениями теории с бо́льшим успехом, чем непосредственные наблюдения. Много еще нужно работать в направлении изучения волн и течений, но сейчас основная задача состоит в том, чтобы использовать значительное количество уже накопленных ценных сведений.

ВЕТРОВЫЕ ВОЛНЫ

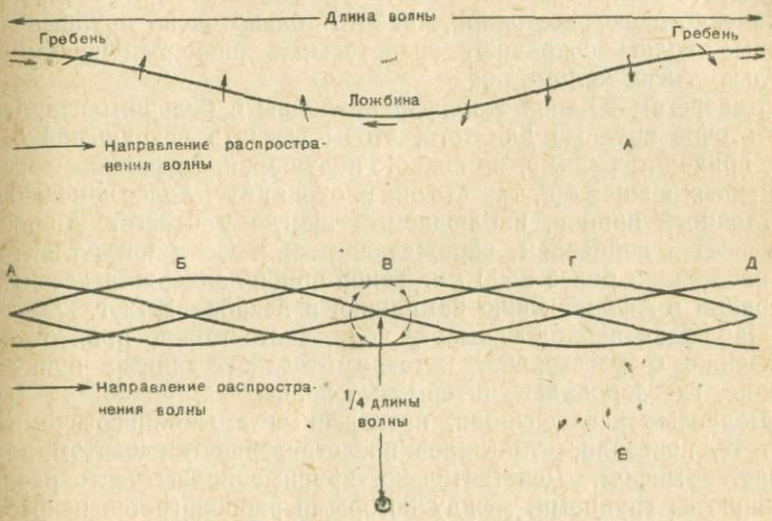
Три стадии развития волнения. Не все волны возникают благодаря ветру, но во всяком случае ветер — самая обычная причина их образования. В небольшом водоеме при штиле создается зеркальная поверхность, но на громадном пространстве океана можно наблюдать волновые движения даже в периоды *затяжных штилей. Причина этого явления заключается в том,* что волны, возникающие под действием ветра в одной области, могут распространяться на весьма значительные расстояния. В результате можно различать две стадии волнения, называемые соответственно *ветровой волной*, если волна находится непосредственно под действием ветра, и *зыбью*, если волна вышла за пределы действия шторма.

В то время как волны первого типа обладают весьма сложной и неправильной конфигурацией, зыбь по мере удаления от места своего зарождения становится все более пологой, правильной и четко выраженной. Однако когда зыбь приближается к берегу и охватывает зону мелководья, она снова становится неправильной и в зоне разрушения может превратиться в еще более беспорядочно возмущенную массу воды, чем в зоне зарождения. В этой последней зоне происходит явление прибоя волн.

Определения и параметры волны. *Длина волны* — расстояние между двумя гребнями по нормали к их простиранию; *высота волны* — вертикальное расстояние между ложбиной и гребнем (фиг. 16, *А*). *Периодом волны* называется интервал времени между прохождением через одну и ту же точку двух следующих друг за другом гребней. *Скорость волны* есть скорость продвижения ее гребня. Линии, пересекающие гребни под прямым углом, называются *ортогоналями* [1]. Движение частиц воды в волне происходит по циклоидам. Частицы вращаются по окружностям, но с каждым оборотом несколько продвигаются вперед, в направлении распространения волны. В гребне движение воды направлено вперед, а в ложбине — назад относительно общего направления волны. При приближении к некоторой точке гребня

[1] В нашей литературе линию, расположенную по нормали к гребню, принято называть «лучом» волны. (*Прим. ред.*)

частицы воды поднимаются вверх, а при приближении ложбины — опускаются (фиг. 16, *Б*). Движение частиц воды, направленное вперед под гребнем и назад под ложбиной, распространяется на всю толщу воды, в которой ощущается волновое движение. На поверхности диаметр циклоиды равен высоте волны, но он



Ф и г. 16. *А* — определения основных волновых параметров. *Б* — характер движения частиц воды в волне и изменение этого движения с глубиной.

быстро убывает с глубиной и на глубине, равной четверти длины волны, равен уже всего лишь одной десятой высоты волны, а на глубине, равной половине длины волны, волновое движение практически прекращается.

Высота ветровой волны зависит: 1) от скорости ветра, 2) от *длины разгона*, т. е. пути, *на котором ветер воздействует на поверхность* моря, и 3) от длительности ветра.

Крупнейшие волны были обнаружены в Южном океане, окружающем Антарктику. Они возникают благодаря большой величине разгона, высоким скоростям ветра и значительной продолжительности штормов в этой области.

Высота ветровой волны не превосходит определенного предела, во-первых, вследствие отсутствия достаточно обширных районов, в пределах которых поверхность океана подвергалась бы долговременному воздействию ветра, обладающего большой скоростью, и, во-вторых, благодаря тому, что гребни волн разру-

шаются силой ветра. Вероятно, высота ветровой волны редко может превосходить 16,5 *м*.

С ростом высоты волны растут ее скорость и период. Кроме того, период волны возрастает по мере увеличения расстояния, пройденного волной от места ее зарождения [Мунк, 9].

Высота волны (*зыби. — Ред.*) уменьшается при увеличении пройденного ею расстояния, так что только очень крупные первичные волны сохраняют значительные размеры, пройдя несколько тысяч километров.

К берегам Южной Калифорнии волны с большим периодом, достаточно крупные для того, чтобы вызвать разрушение берегов, приходят, видимо, из южного полушария, из районов, расположенных южнее 40°, так что они проходят путь более чем 9000 *км*.

Мощный прибой, наблюдаемый иногда у берегов Марокко, вызывается волнением, зарождающимся в Северной Атлантике, на расстоянии более 3500 *км*. Такой прибой задержал десантные операции в Африканскую кампанию, в декабре 1942 г.

Наблюдая период и высоту волн, часто можно прийти к заключению о расстоянии, которое отделяет данный пункт от района, где зародились штормовые волны.

Волновые исследования, проведенные в Скриппсовском институте, показали, что старое представление о «девятом вале» является мифом. Действительно, крупные волны часто распространяются группами, между которыми располагается некоторое количество меньших волн, но промежуток между сериями крупных волн может быть весьма различным. В некоторых пунктах побережья крупные волны могут появиться всего раз или два в день. Чаще несколько крупных волн приходят группой, перед которой и после которой набегает большое количество меньших волн. Обычно при высадке на берег через зону прибоя необходимо переждать несколько крупных волн и затем, после первой малой волны, наступает период, когда отмечается слабое волнение и создаются условия, благоприятные для высадки.

Колебания высоты волны в какой-либо точке зависят от интерференции между волнами, идущими из различных секторов одного и того же шторма, от интерференции волн различных штормов и от местных ветров. Если в одну и ту же точку одновременно приходят гребни двух или более систем волн, то результатом сложения может оказаться волна исключительной высоты. Напротив, сложение ложбины одной системы с гребнем другой даст волну небольшой высоты.

Если периоды двух волновых систем близки, то при сложении этих систем происходит чередование серии усиленных волн с серией волн ослабленных.

Если дан характер волнения в открытом море, то с помощью таблиц и графиков можно найти высоту волны при ее разруше-

нии, направление волны у берега, глубину зоны опрокидывания волны и изменение скорости и длины волны с изменением глубины [см. (1)].

Для геолога могут оказаться полезными следующие формулы:

$$c = \frac{L}{T} \ldots \quad (1); \quad L = 1{,}525T^2 \ldots \quad (2); \quad c = 1{,}525T \ldots \quad (3),$$

где L — длина волны в метрах, c — скорость волны в метрах в секунду и T — период волны в секундах. Выражения (2) и (3) являются приближенными, но точность их достаточна в практических условиях.

Разрушение волны. Особое значение при изучении динамики морских берегов имеет вопрос о преобразовании зыби или ветрового волнения в прибойный поток.

Влияние дна на волну, идущую из открытого моря, начинает сказываться приблизительно с глубины, равной половине длины волны. С дальнейшим уменьшением глубины форма волны претерпевает значительные изменения. Эти изменения определяются не трением, как обычно принято думать, а тем, что благодаря близости дна оказывается невозможным волновое движение воды во всей ее толще. Орбиты частиц воды становятся эллиптическими, а непосредственно у дна движение частиц превращается в возвратно-поступательное прямолинейное движение. Длина волны уменьшается при неизменном периоде, и тем самым уменьшается скорость ее распространения [1]. Гребни волн становятся круче, и увеличение их крутизны значительно усиливает впечатление роста высоты волны, который на самом деле довольно незначителен. Высота волн с очень большим периодом может возрасти перед их разрушением вдвое сравнительно с высотой в открытом море, но для обычных волн с малым периодом подобный рост совершенно ничтожен [2].

Волна разрушается, если скорость направленного вперед движения частиц воды в гребне оказывается большей, чем скорость распространения волны. Это происходит, когда величина угла при вершине гребня становится менее 120°.

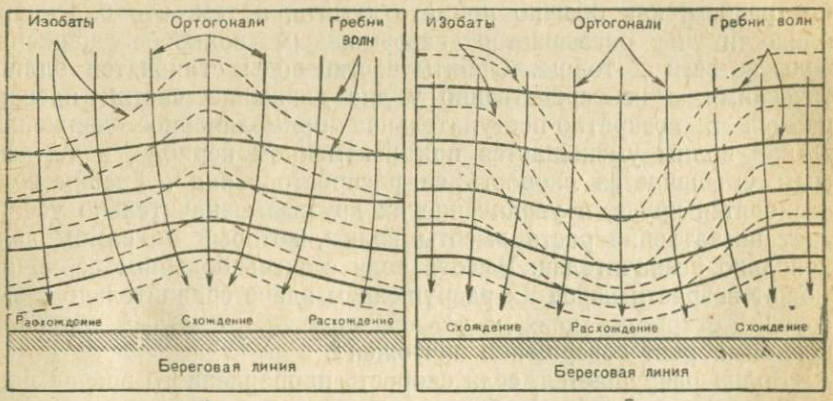
Глубина разрушения связана не только с высотой волны, но и с ее характером, и со скоростью, и с направлением ветра. Если

[1] В данном описании мы пренебрегаем эффектом рефракции волн.

[2] Исследования В. Г. Андреянова показали, что трение о дно играет весьма существенную роль при деформации волны и зависит от уклона дна и состава грунта. По наблюдениям А. А. Иванова, при подходе волны к берегу меняется, наряду с прочими элементами, и ее период. Это связано с изменением количества волн открытого моря при подходе их к берегу. Волны могут либо интерферировать между собой — и тогда их количество становится меньше, либо некоторые волны могут разделяться на две. (*Прим. ред.*)

опрокидывание волны происходит по типу «ныряющего буруна», при котором передний склон волны становится вогнутым, а гребень при опрокидывании падает почти вертикально, то глубина опрокидывания почти точно равна высоте волны в момент разрушения. Для «скользящего буруна», при котором гребень «соскальзывает» по переднему склону волны без вертикального падения, глубина разрушения превосходит высоту волны. «Ныряющий бурун» развивается обычно при разрушении правильной, длинной зыби, в то время как «скользящий бурун» является формой разрушения местной ветровой волны [1]. Ветер, дующий с суши, также способствует развитию вогнутого переднего склона волны, часто имеющего место у ныряющего буруна.

Рефракция волны. Многими авторами описывалось явление особенно мощного разрушения волны у мысов. Ою объясняется тенденцией фронта волны следовать за контуром берега и возникающим при этом сближением ортогоналей. До второй мировой войны влиянию рельефа дна на рефракцию волны уделялось сравнительно мало внимания.

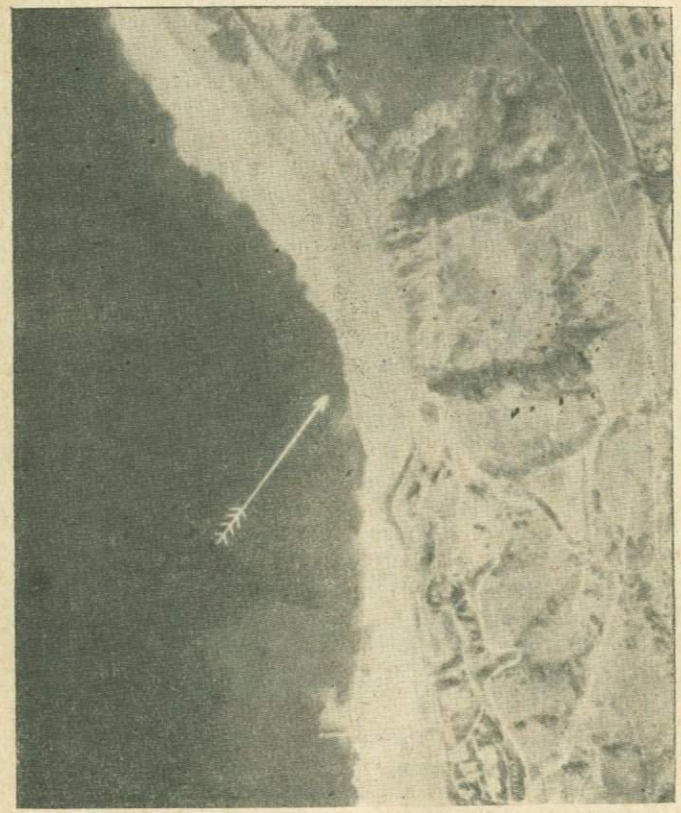


Фиг. 17. *А* — схождение ортогоналей волн над вершиной подводного каньона. *Б* — расхождение ортогоналей волн над подводным хребтом.

На фиг. 17 показано влияние рельефа океанического дна на характер волны. Волны, проходящие над подводным хребтом, тормозятся в своем движении сильнее, чем проходящие над подводной долиной. В результате возникают схождение ортогоналей

[1] С этим утверждением нельзя согласиться. Образование скользящего или ныряющего буруна зависит не от параметров волны, а от угла наклона дна. (*Прим. ред.*)

над хребтом и концентрация энергии волны у берега на продолжении оси подводного хребта. Напротив, над подводной долиной ортогонали волн расходятся, и к берегу, у основания долины, доходит меньшее количество энергии. На продолжении хребта или плоского водораздела двух подводных долин высота волны



Фиг. 18. Сужение зоны прибоя в вершине подводного каньона (ось каньона показана стрелкой).

при разрушении у берега часто бывает в десять раз больше, чем на продолжении ложа долины [Мунк и Тейлор, 10]. К северу от Ла Джолла, Калифорния, на участке, где к берегу подходят два каньона, контраст между высотой волны против вершин каньонов и между ними обычно очень резок (фиг. 18). В этом явлении существенна также и роль длины волны. Так как волна начинает «ощущать» влияние дна только при глубине не более половины ее длины, то это влияние для коротких волн проявляется

только в непосредственной близости от берега. Таким образом, при прохождении над подводными хребтами и долинами коротких ветровых волн с периодом, равным немногим секундам, разница в высотах оказывается ничтожной, в то время как при прохождении в том же районе длинных волн зыби, идущих из открытого океана, эта разница становится громадной.

Основной вид спорта на Гаваях, широко распространенный также и на других берегах, — «езда на прибойном буруне»[1] — в большой мере оказывается зависящим от рефракции волны. Берега с хорошим буруном мы встречаем там, где волна испытывает схождение ортогоналей (конвергенцию), проходя над широким затопленным рифом. Наилучшие условия для образования хорошего буруна возникают в том случае, когда волна большого периода, забурунивaясь вдали от берега, движется долгое время, не разрушаясь окончательно над мелководным участком берегового склона.

Разрывные течения (периодические «разрывы» или противотечения). Перемещение воды к берегу при волнении определяет существование и обратного оттока воды от берега. Предполагалось, что это возвращение воды в море происходит в виде придонного противотечения. В газетах можно встретить описания многих случаев, когда купающиеся гибли, увлеченные этими противотечениями. В результате создавалось впечатление о наличии опасного подводного течения, увлекающего купальщиков под воду и уносящего их в море. Однако сведения, полученные от многих работников спасательной службы, не подтвердили существования подобного течения, так же как и измерения, проведенные у берегов Южной Калифорнии. Из этого, конечно, не следует делать заключения, что течения в глубинных слоях воды всегда имеют то же направление, что и на поверхности. Существуют указания, свидетельствующие, что некоторые течения меняют с глубиной свое направление даже на обратное. Нельзя также отрицать существования медленного течения, движущегося от берега в море, но не следует думать, как это широко распространено, что существует очень сильное придонное течение, направленное в море.

С другой стороны, у всех берегов, где мы встречаем сильное забурунивание волны, несомненно существует сильное течение в сторону моря в поверхностном и подповерхностном слоях воды [Шипард, Эмери и Лафонд, 14]. Это обратное движение можно легко обнаружить на поверхности по языку мутной воды. Вода в этой зоне часто находится в интенсивном движении; в силу

[1] Этот увлекательный вид спорта описан в нескольких произведениях Джека Лондона, в частности в рассказе «Прибой Вайкики» и в «Путешествии на Снарке». (*Прим. ред.*)

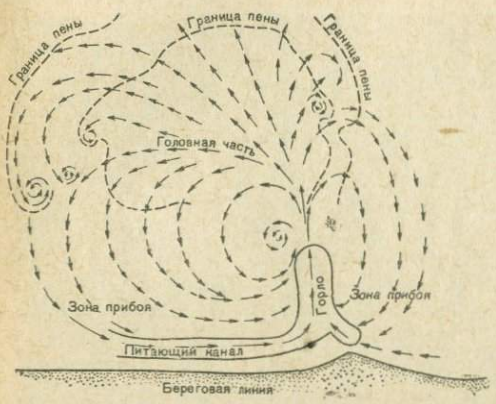
этого такие течения первоначально получили название «разрывного отлива», хотя они, разумеется, ничего общего с приливно-отливными явлениями не имеют. Впрочем, впоследствии они были названы «разрывными течениями». В разрывном течении вода движется в сторону моря со скоростями, достигающими

Фиг. 19. Разрывные течения. Следует обратить внимание на вихри в наружной зоне течений. Белые линии вдали от берега — следы проходящих судов.

в зоне прибоя 3,5 *км* в час. Даже хорошему пловцу трудно преодолеть такую скорость, особенно учитывая, что поверхность воды бывает сильно возмущена.

Характер движения воды в разрывном течении показан на фиг. 20. Вдоль берега, либо с одной, либо с обеих сторон, подходят к области развития разрывного течения «питающие течения» и поворачивают в море, образуя «горловину течения», ширина которой редко превышает 30 *м*. За зоной разрушения волны течение расширяется и вода растекается в стороны со значительным завихрением. Эта внешняя часть течения называется «головной частью» (head). Выходящая из головной части вода направляется уже к берегу. В результате плавающие пред-

меты, захваченные разрывным течением, начинают двигаться по кругу. Иногда поверхностное течение через зону бурунов оказывается настолько слабым, что движущиеся в море предметы не могут пройти через зону разрушения волны и возвращаются обратно к берегу. В этих случаях обратный отток воды идет под поверхностью и отходящая от берега вода поднимается на поверхность, пройдя зону бурунов.



Фиг. 20. Схема разрывного течения, показывающая его составные части, и движение воды, связанное с разрывным течением. Относительные скорости указаны стрелками.

Особенно распространены разрывные течения у берегов, к которым волны подходят главным образом под прямым углом. При подходе волны под острым углом к берегу разрывное течение слабо выражено, но обычно легко обнаруживается, если линия берега прерывается мысом или каким-либо искусственным сооружением, например молом, препятствующим продвижению продольного потока вдоль берега. Их многочисленность легко обнаружить при наблюдении с воздуха, особенно после сильных дождей, когда вода сильно загрязнена взвесями.

Глубина проникновения разрывных течений до сих пор еще недостаточно известна. Некоторые наблюдения в Скриппсовском институте показали, что глубина обратного движения воды возрастает с ростом высоты волны при опрокидывании. При высоте бурунов в 2,5 *м* была установлена наибольшая глубина обратного течения в 5,5 *м*. Кроме того, измерения промоин, оставляемых в песке разрывными течениями, показали, что они не развиваются на глубинах, превосходящих 1,8 *м* при низкой воде. Кажется маловероятным, чтобы разрывные течения могли во многих случаях достигать значительной глубины, так как плотность воды на больших глубинах возрастает из-за понижения температуры [1].

Пловцу, захваченному разрывным течением, не следует плыть против него к берегу и не следует допускать, чтобы оно выно-

[1] Последний фактор мог бы не иметь места в северных морях, но там различие плотностей в поверхностном и нижележащих слоях воды определяется материковым стоком. (*Прим. ред.*)

сило его за линию бурунов. Легче всего выйти из зоны действия разрывного течения, плывя параллельно берегу. Обычно пловец, находясь бережнее области разрушения волны, может, проплыв небольшое расстояние, достать дно. Порой бывает очень трудно плыть от течения в одну сторону и легко в другую. Не следует также забывать, что разрывное течение очень неустойчиво; поэтому нередко оказывается целесообразным выждать момент, когда условия для плавания будут более благоприятны. Обычно чрезмерное напряжение сил и страх, который испытывает пловец, являются причинами гибели. Лучше всего выждать ослабления прибоя и использовать движущийся к берегу бурун; последний может также оказать пользу пловцу, захваченному разрывным течением.

Глубина действия волны. При изучении донного рельефа и донных отложений важно иметь представление о тех предельных глубинах, на которых волнение еще способно оказывать эродирующее действие на дно и перемещать наносы. Во многих справочниках можно найти ссылки на термин «волновая база», на которую часто указывают как на причину, определяющую постоянство глубин в краевой зоне материкового шельфа. Как будет показано в главе 6, этот край шельфа имеет среднюю глубину 132 *м*. Однако рассмотрение действующих факторов показывает, что вопрос о глубине действия волн разрешается не так просто. Как было указано выше, воздействие волны на дно практически прекращается уже на глубине, равной половине ее длины. Так как наибольшая длина зыби открытого моря редко превышает 300 *м*, то очевидно, что даже при такой весьма длинной волне подвижность воды на глубине 132 *м* будет незначительна. Кроме того, большие длины волн на континентальном шельфе большей частью приурочены к западным берегам континентов, в областях преобладания западных ветров, и к восточным берегам в тропиках. Таким образом, край шельфа на большей части своего протяжения либо очень редко подвергается воздействию ветровой волны, либо вообще этого воздействия не испытывает.

Иногда предполагают, что граница волнового воздействия на дно совпадает с границей распространения илов, но, как будет показано ниже, обнаженные участки каменистого дна, обширные поля песка и даже галечные отложения существуют на глубинах в несколько тысяч метров. Также и знаки ряби были обнаружены на глубине в 180 *м*. На этой глубине воздействие волн, бесспорно, оказывается ничтожным, и можно не сомневаться, что в данном случае причиной образования ряби является течение. Джонсон [**6**, *76—81*] приводит показания водолазов и рыбаков, свидетельствующие, что сильное воздействие волн в районе

Британских островов может достигать глубины порядка 60 *м*. С другой стороны, он же отмечает, что волны редко оказывают какое-либо воздействие на искусственные сооружения на глубинах, превышающих 8 *м*. Значительное движение песка при штормах преимущественно ограничивается зоной с глубинами около 10 *м*, т. е. захватывает интервал глубин, характерный для участков, непосредственно примыкающих к зоне разрушения волн [1].

ТСУНАМИ (ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ)

Японское слово «тсунами» применяется для обозначения редкого типа волны, возникающей при некоторых подводных землетрясениях, так же как и при взрывных извержениях подводных вулканов. Некоторые из этих волн, обычно называемые «приливными волнами», при достижении ими берега оказываются значительно крупнее любых волн, вызванных ветром. Вода при тсунами заходит более чем на 3,5 *км* по прибрежной равнине, а волны в некоторых случаях способны подниматься на высоту до 41 *м* [Джонсон, **6**, 41], а подъем на высоту 15 *м* отмечен во многих случаях. Часто размывающее действие тсунами намного превосходит суммарное воздействие ветровых волн на протяжении промежутка между тсунами, измеряемом не одним десятилетием. Эти чудовищные волны вызывают громадные разрушения всех береговых сооружений, которые встречаются на их пути.

Гавайское тсунами 1 апреля 1946 г. Известно, что тсунами пересекают широчайшие просторы океана, но обычно предполагается, что их разрушительная деятельность возможна лишь на сравнительно небольшом расстоянии от места зарождения волн. Я убедился на собственном опыте, что подобное предположение неверно. Утром 1 апреля 1946 г., как раз в то время, когда я работал в уединенной местности на северном берегу острова Оаху над этой книгой, на Гавайские острова обрушилась волна, которая прошла дистанцию в 3700 *км*, и мне и моей супруге пришлось бежать от нее, спасая жизнь.

Это мое непосредственное наблюдение было дополнено исследованием разрушений на берегах пяти главных островов Гавайской группы [Макдональд и др., 8]. В результате были получены настолько полные сведения о природе тсунами, что этот исклю-

---

[1] Автор чрезмерно ограничивает глубину воздействия волн. Наши непосредственные наблюдения в водолазных аппаратах показали, что, например, в условиях даже Черного моря, площадь которого не особенно велика, волна перемещает гальку на глубинах до 18 *м*, а гравий — на глубинах до 30 *м*. (*Прим. ред.*)

чительный случай можно использовать для иллюстрации явления в целом.

В 2 часа пополудни по Гавайскому времени было отмечено землетрясение в районе острова Унамак Алеутской группы с эпицентром на значительной глубине. Возможно, что землетрясение было вызвано углублением дна сбросового жолоба в этом районе. Первая волна была вызвана, очевидно, встречей и всплеском двух потоков воды, устремившихся с обеих сторон в район углубления. Направление жолоба приблизительно широтное, так что с наибольшей скоростью волна должна была распространяться в северном и южном направлениях. Гаваи располагаются на пути южной волны. В результате возникшего гигантского колебания водных масс океана в этом районе за первой последовала вторая волна. Эти волны во время движения по открытому океану были неощутимы для встретившихся на их пути кораблей, так как высота их достигала всего нескольких дециметров. Они прошли до Гавайских островов расстояние около 3700 *км* приблизительно за 5 часов и, следовательно, двигались со средней скоростью 749 *км/час*. Зная величину скорости и учитывая, что интервал между приходом первой и второй волны равнялся 12 минутам, можно сделать вывод о том, что расстояние между гребнями этих двух следовавших одна за другой волн равнялось примерно 150 *км*.

Большой удачей для островитян было то обстоятельство, что первые три волны имели последовательно возраставшую высоту. Жителям прибрежных районов необходимо иметь в виду, что подобное нарастание волн — явление, обычное для тсунами. По данным двух гавайских мареографов, волны последовательно нарастали, причем один прибор отметил подобный рост от первой до четвертой волны, а другой — от первой до шестой. Подобное нарастание высоты волн подтверждается также многочисленными показаниями очевидцев. По данным наших наблюдений, отмечался последовательный рост высоты первых трех волн, о чем свидетельствуют соответственные отсчеты по мареографу, которые дают для этих волн высоты в 4, 5,2 и 5,8 *м* выше уровня прилива. Эти отсчеты можно сопоставить с отсчетами в 0,25, 0,45 и 0,70 *м* выше нормального по мареографу Гонолулу, расположенному в порту на защищенной (южной) стороне того же острова.

Для многих предвестником приближения волн явилось отступление воды от рифов и обнажение берегового склона. Некоторые местные жители, находившиеся в помещениях, пришли к заключению об отходе воды, когда необычная тишина сменила шум прибоя. Это встревожило многих обитателей островов, привыкших к постоянному шуму моря... Точно неизвестно, наступил ли отход воды перед первой волной, или первая волна была

настолько незначительна, что не привлекла внимания. Мареографы показали небольшое поднятие уровня перед первым его падением, однако для открытого берега записей не имеется. Отход воды при тсунами должен являться для жителей первым предупреждением о приближении опасной волны.

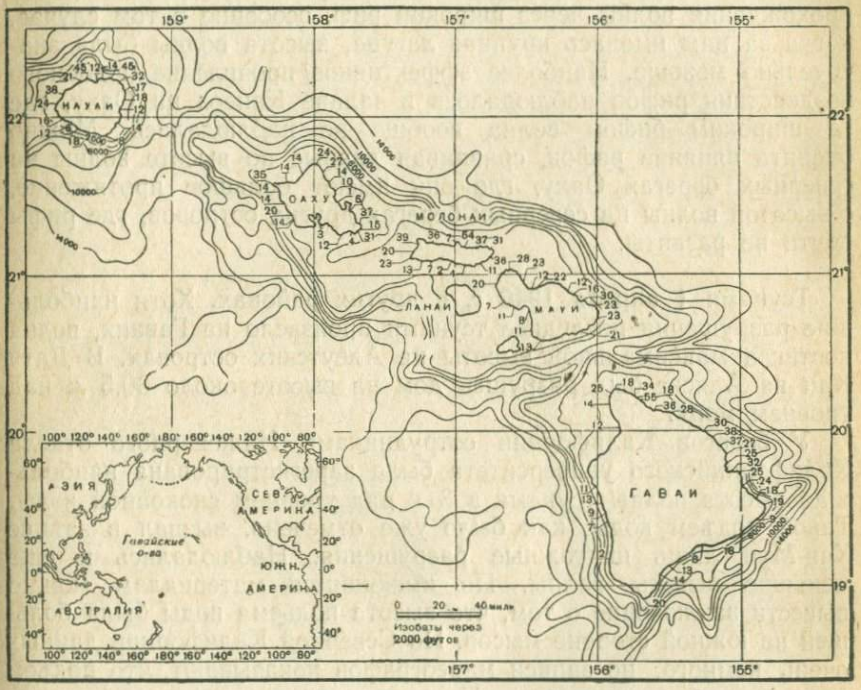
Наибольшую трудность представляет определение действительной высоты волны, подходящей к берегу. Данные, которые нам удалось собрать на островах, говорят скорее о высоте, на которую поднялась вода, вызывая разрушения или оставляя за собой обломки при отходе.

Фиг. 21. Снимок второй волны тсунами 1 апреля 1946 г. Внутри обычно тихой лагуны кораллового рифа видны крупные буруны. Снято в 18 час. 45 мин. в заливе Кавела на северном берегу острова Оаху.

При подходе к берегу волна, вероятно, не была высокой. С того места, где мы находились, можно было оценить высоту второй волны в то время, когда она разбивалась на внешнем коралловом рифе приблизительно на высоте в 5 *м*, т. е. она была не выше обычных штормовых волн. На берегу при высоте глаза над уровнем прилива в 5,5 *м* можно было видеть поверхность воды за волной, глядя поверх нее (фиг. 21).

Волна тсунами отличается от обычной тем, что она достигает берега с такой скоростью, что не теряет своей энергии, проходя над рифом. Наблюдение волн, разбивающихся около Хило на острове Гаваи, показало рост высоты волн приблизительно до 9 *м* выше уровня спокойной воды. В обоих случаях волна достигала берега, имея ту же высоту, что и в момент, когда

она разбивалась о рифы. В других случаях волна, вероятно, при прохождении по крутому склону, приобретала высоту, намного превосходящую высоту при опрокидывании. На северо-восточном берегу Гаваи наблюдалось, что высота волны при входе в долины с крутыми склонами сначала, при прохождении зоны пляжа, возрастала, а затем уменьшалась по мере продвижения



Фиг. 22. Отметки высот (в футах), достигнутых волной тсунами 1 апреля 1946 г. на Гавайских островах, определенные по следам действия волны после прохода тсунами. Следует обратить внимание на связь высоких отметок с подводными хребтами и низких отметок с мысами, окруженными большими глубинами.

волны на сушу. В одной из таких долин — долине Полулу — волна оставила плавник на высоте 16,8 *м*, а в долине на северном берегу Молокаи высшая отметка воды оказалась равной 16,5 *м*.

Наблюдалось поразительное разнообразие отметок высот волны на берегах Гавайских островов (фиг. 22). Было замечено, что высота уменьшалась по мере прохождения волны вокруг острова от северного его берега к южному. При обходе округлых островов, подобных Кауаи, падение высоты волны было

меньше, чем при огибании островов с угловатыми очертаниями, подобных Молокаи.

Другой причиной неровных высот волн является различие в подводном рельефе. Для волны тсунами, как и для обычной ветровой волны, высота ее больше при прохождении над подводными *хребтами, чем когда она следует над впадинами.* Весьма существенным оказалось и влияние коралловых рифов. После прохождения волны через широкий риф, особенно в том случае, когда за ним имелась крупная лагуна, высота волны была значительно меньше. Наиболее эффективное проявление подобного *воздействия рифов наблюдалось в заливе Канеоэ на Оаху*, где за широким рифом волна вообще не наблюдалась. Можно оценить влияние рифов, сравнивая данные по высоте волны на северных берегах Оаху, где они имеют большое протяжение, с высотой волны на северных берегах других островов, где рифы почти не развиты.

Тсунами 1 апреля 1946 г. в других районах. Хотя наибольшие разрушения последнее тсунами произвело на Гаваях, волна достигла максимальной высоты на Алеутских островах. В Датч Кап на Аляске был разрушен дом на высоте около 30,5 *м* над уровнем моря.

У берегов Калифорнии сотрудниками Инженерного отдела Калифорнийского университета была зарегистрирована наибольшая высота волны тсунами в 3 *м* над уровнем спокойной воды. Такой подъем воды, как было уже отмечено, вызвал в заливе Хав-Мун лишь ничтожные разрушения. Наблюдались и еще меньшие высоты волны. По имеющимся материалам можно вывести заключение о том, что высота подъема воды была большей на южной стороне мысов. По Северной Калифорнии данных очень немного, но записи мареографов показывают, что подъем воды там был ничтожен. Показания мареографов свидетельствуют, что у южноамериканских берегов высота подъема воды была более значительной.

Имеющиеся данные говорят о том, что волны исходили скорее от линейного возмущения, чем от точечного. Очевидно, что направление этой линии было перпендикулярным к ортогоналям волн, пришедших к Гавайским островам. Этим можно объяснить большой эффект тсунами в районе Гавайских островов.

Высота волны в заливах и на мысах. По данным Имамура [15], особенно сильное действие тсунами наблюдается в вершинах глубоких воронкообразных заливов. Однако изучение гавайских волн не подтверждает этого правила. Наблюдение за высотой волны в бухте Хило, дающей пример залива воронко-

образной формы, где можно было бы, казалось, ожидать, что явление нарастания высоты волны будет выражено особенно отчетливо, не показали роста высоты волны в вершине бухты сравнительно с ее устьем. В действительности, наиболее высокие отметки волны находятся на южной стороне залива, на полпути от входа к вершине. Изучение многочисленных данных по высотам волны тсунами 1933 г. на берегах Санрику [Токийский имперский университет, 21] приводит к выводу, что в небольших бухтах высоты волны были более значительны, чем на примыкающих к ним мысах, но в глубине заливов, значительно врезанных в сушу, высота волны была невелика. При этом наиболее значительные отметки подъема волн были зафиксированы вблизи крупных мысов, но не на их оконечностях. С другой стороны, во время последнего тсунами на выдающихся мысах северного берега Молокаи со значительными примыкающими к ним глубинами был отмечен подъем воды всего около 2 *м*, в то время как в нескольких километрах к северо-востоку он достигал 16,5 *м*. Видимо, на высоту волны одновременно оказывают влияние многие факторы.

Выводы относительно волн тсунами. Изложенные данные, относящиеся, главным образом, к последнему гавайскому тсунами, могут служить основой для некоторых общих выводов. Возможность таких выводов облегчается тем, что в данном случае изучались явления, которые имели место на берегах островов, или данные, позволяющие судить о связи между высотой волны и характером подводного рельефа на участках подхода волны к берегу. Другой достаточно изученный случай тсунами у берегов Санрику в Японии не дает такого разнообразия подводного рельефа. Однако обильные цифровые данные по высоте волны представляют и в этом случае ценный материал.

В результате изучения последнего тсунами и по другим данным можно сформулировать следующие положения:

1. Тсунами 1946 г. скорее явилось результатом движения земной коры вдоль некоторой линии, а не на каком-либо узко ограниченном участке, как, например, в случае подводного оползня.

2. Можно предполагать, что причиной данного тсунами явился сброс, имевший место на больших глубинах в районе Алеутских островов. Так как большинство прочих значительных тсунами также зарождалось в этих районах, то возможно, что и они вызывались сбросовыми явлениями.

3. Волны тсунами могут проходить тысячи километров, сохраняя достаточно энергии, чтобы подняться на десяток или более метров вверх по незащищенному берегу, стоящему на их пути.

4. Первым сигналом приближающейся волны можно считать отступание воды от берега, хотя ему предшествует слабо выраженный гребень.

5. Первая волна не является самой крупной.

6. Волны бывают относительно выше на участках подводных хребтов и ниже на участках подводных долин.

7. У выступающих мысов, окруженных значительными глубинами, высота волны незначительна.

8. Высота волны значительно уменьшается наличием ограждающих берег коралловых рифов.

9. Высота волны возрастает при входе в небольшие воронкообразные бухты, но в вершине сильно врезанных бухт, как правило, она бывает невелика.

10. Волны могут огибать без большой потери энергии округлые острова правильной формы, но значительно ослабляются при обходе вытянутых островов и островов с угловатыми очертаниями.

ТЕЧЕНИЯ В ОКЕАНЕ

Почти вся вода океанов находится в состоянии непрерывного движения. Лишь у дна глубоких бассейнов, ограниченных мелководными порогами, возможен некоторый застой воды. Везде мы встречаем движущуюся воду, текущую обычно с очень небольшими скоростями; порой, однако, скорости течений в океане достигают скорости течения реки с крутым падением. Основные течения в океане вызываются: 1) переносом воды волнением, 2) воздействием ветра на водяную поверхность, 3) разностью плотностей в океане и 4) приливообразующими силами. Иными, мало существенными причинами являются волны цунами и подводный вулканизм.

Ветровые дрейфовые течения. Ветер в конечном счете является основной причиной большинства течений в океане. Непосредственной причиной возникновения течения он является в том случае, когда дует над поверхностью воды и вызывает движение поверхностного слоя в результате трения. В открытом океане поверхностные течения отклоняются приблизительно на 45° от направления ветра благодаря вращению земли (сила Кориолиса). Отклонение направлено вправо от ветра в северном полушарии и влево в южном. С глубиной угол отклонения возрастает и становится больше 45°[1]. Однако на мелководье и у берегов дело обстоит иначе. Здесь отклонение очень незначительно и можно считать, что направление течения совпадает с на-

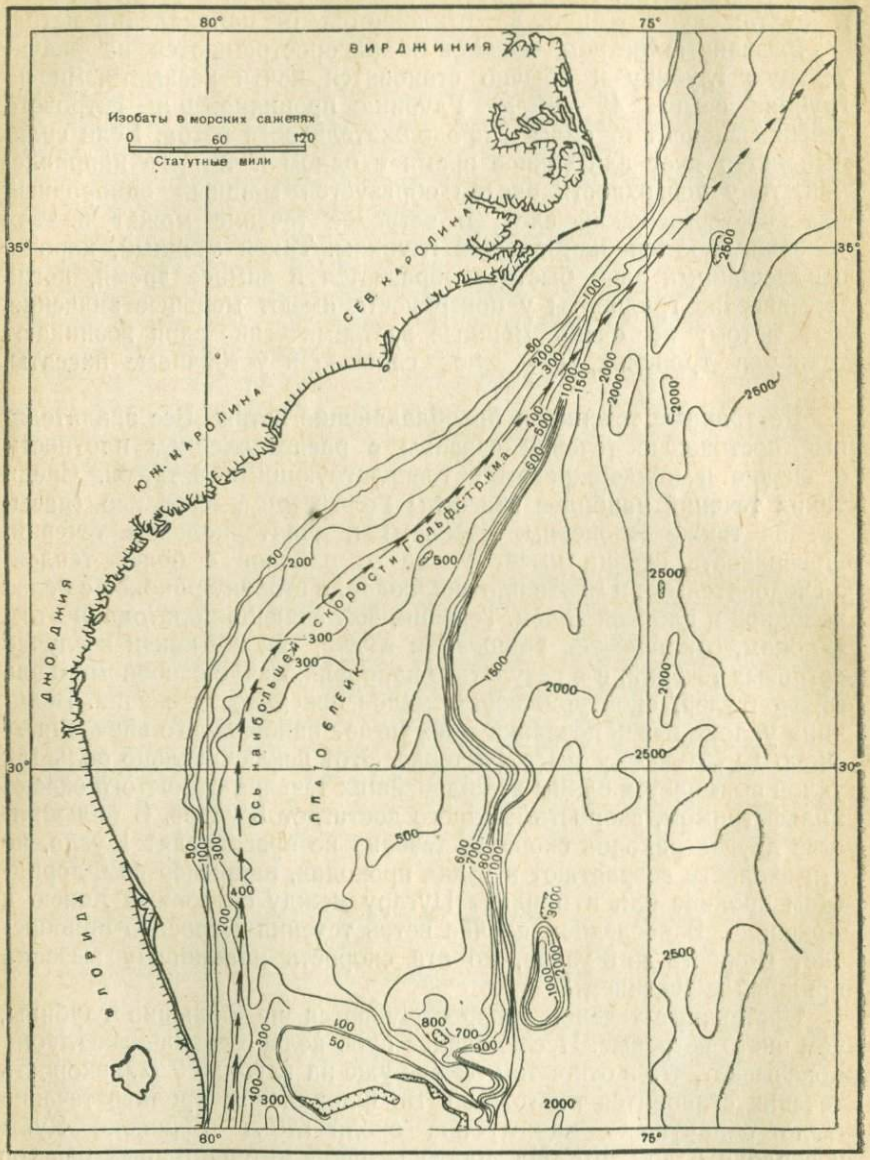
[1] Более подробно см. Свердруп и др. [20, *489—503*].

правлением ветра. Направление движения воды в узких заливах и бухтах существенно не отклоняется от направления ветра.

Вызванные ветром течения не распространяются на значительную глубину и обычно становятся почти незаметными на глубине свыше 45—90 *м*. Глубина проникновения ветрового течения *зависит от силы и продолжительности ветра. Если сильный* ветер дует длительное время в одном и том же направлении, то у поверхности океана образуется мощный однородный или изотермический слой, и ветровое течение может в этих условиях достичь наибольшей глубины. Такой мощный, хорошо перемешанный слой быстрее образуется в зимнее время, когда термические градиенты у поверхности имеют меньшее значение, *чем летом; но очень мощные изотермические слои возникают* также в тропиках, где дуют сильные и устойчивые пассаты.

Постоянные течения и преобладающие ветры. Все значительные постоянные течения связаны с распределением плотности в океане и поддерживаются господствующими ветрами. Среди таких течений наиболее известны Гольфстрим, Куросиво (*называемое также Японским течением) и экваториальные течения.* Поверхность океана имеет уклон от районов с более теплой, а следовательно, и менее плотной водой, в сторону районов с более холодной и плотной водой. Течения, возникающие благодаря этим уклонам, отклоняются вращением земли, так же как и в случае ветровых течений, и в результате направляются в основном вдоль горизонталей, оконтуривающих уклон поверхности океана. Величина уклона очень невелика и достигает наибольшего значения — около 1 : 70 000 — у мыса Гаттерас. Этот исключительно большой уклон вызывается одним из сильнейших течений открытого океана Гольфстримом, скорость которого достигает 5 узлов. В большинстве других районов скорости течений не превосходят 1 узла, но эти скорости возрастают в узких проходах, например во Флоридском проливе или в проливе Цугару между островами Хонсю и Хоккайдо. *В последнем случае ветвь течения Куросиво приобретает* скорость до 6 узлов, но эта скорость наполовину вызвана приливным течением.

Постоянные течения распространяются на большие глубины, чем чисто ветровые. Исследование проб воды с различных глубин показывает, что в открытом океане уже на глубине 925 *м* скорость течения становится ничтожной. Во Флоридском проливе течение *было обнаружено на глубине около 740 м в районе Кубы* [Свердруп и др., 20]. На плато Блейк у юго-восточных берегов Соединенных Штатов (фиг. 23) пробы грунта на глубине 925 *м*, полученные Береговой и геодезической службой США и Вудхолльским океанографическим институтом (личное сообщение Стетсона), показали отсутствие заиления. Это может указывать только



Фиг. 23. Плато Блейк и ось Гольфстрима.

на значительное течение (со скоростью 1 *см/сек* или большей), омывающее здесь плоскую поверхность дна на этой глубине. Иначе илистые частицы, взвешенные в воде океана, и малые организмы осаждались бы и образовывали бы осадок на дне. Также и у восточных берегов Японии, где Куросиво достигает скорости от 1 до 2 узлов на поверхности, имеется ряд районов, в которых даже на глубинах 900 *м* преобладает обнаженное скалистое дно.

Океанические течения сопровождаются компенсационными противотечениями. Примером такого противотечения является экваториальное противотечение. Оно вызывается нагоном океанических вод пассатами к восточным берегам континентов и возвратом части воды вдоль экватора [1]. Наиболее существенны с точки зрения геологии те противотечения, которые развиваются в районах приближения основных океанических течений к берегу. Такие противотечения существуют к югу от мыса Гаттерас, и можно думать, что ими определено образование ряда вогнутостей береговой линии на этом участке [2]. Противотечения играют важную роль в биологических процессах, так как они вызывают смену холодных и теплых вод у берега. Например, в Калифорнии, севернее мыса Консепсьон, Калифорнийское течение, идущее на юг, оказывает охлаждающее влияние на берег, в то время как к югу от мыса к берегу приносится тепло приходящим сюда противотечением. Подобные явления оказывают влияние на экологию морских организмов.

Со значительными постоянными течениями мы встречаемся в узких проливах между большими бассейнами. В результате различного испарения между бассейнами может возникнуть течение. При этом поверхностное течение направлено в бассейн с бóльшим испарением, а обратное течение осуществляется в придонных слоях пролива. Так как испарение в Средиземном море превосходит сток, то в Гибралтарском проливе возникает поверхностное течение, направленное на восток, а в Дарданеллах и Босфоре возникает течение обратного направления. В этих районах поверхностное течение значительно более мощно, чем течение в придонных слоях.

Для геолога, изучающего древние морские отложения, главные океанические течения могут представить некоторый интерес. Хотя

---

[1] Работы советского ученого В. Б. Штокмана показали, что экваториальные противотечения вызываются не нагоном вод, а неравномерностью поля пассатных ветров. (*Прим. ред.*)

[2] Эти противотечения у нас принято называть «индуцированными течениями». Они могут оказывать влияние на изменения контура берегов, сложенных рыхлыми породами, но лишь в процессе совместного действия с волнами. Чаще же волны создают выступы и вогнутости берега самостоятельно, и уже эти последние порождают индуцированные течения, как это хорошо можно видеть на примере северного берега Азовского моря. (*Прим. ред.*)

маловероятно, чтобы течения заходили во внутренние моря, они могли все же быть весьма значительными вдоль края материков, если только эти пути не были замкнуты. Существование течений могло привести к отсутствию отложений тонких осадков на значительных площадях, как это, например, в настоящее время имеет место на плато Блейк. Возможно, что течения имели некогда достаточную мощность, чтобы образовать морские конгломераты, широко распространенные даже на глубинах более 100 *м* [1].

Придонные компенсационные течения. Подъем уровня моря у какого-либо препятствия в результате нагона воды ветром вызывает горизонтальный градиент давления, распространяющийся вдоль дна на всем пути движения воды. Согласно Россби [13], этот градиент вызывает движение воды в придонном слое, направленное в сторону выравнивания, возникшего на поверхности искажения уровня моря. При этом развиваются течения в виде гигантских вихрей с горизонтальной осью, могущие существовать в течение длительного времени и достигать скорости, достаточной для перемещения частиц тонкого песка даже на значительных глубинах. Турбулентность таких течений определяет возникновение подъемной силы для частиц грунта, в то время как итоговое перемещение может осуществляться какими-либо более устойчивыми и слабыми течениями.

Приливные течения. Приливообразующие силы создают течения, которые могли играть существенную роль в распределении осадков в доисторических морях. Приливные течения можно считать наиболее мощными движениями морской воды. Во многих районах скорость таких течений достигает 5—6 узлов. По данным таблицы течений Береговой и геодезической службы США, наибольшей скорости подобные течения достигают в проливах Сеймура между островом Ванкувер и Британской Колумбией, где во время сизигийных приливов наблюдаются скорости до 12 узлов. В тех же районах еще две станции дают близкие к приведенным скорости течений, соответствующие примерно скорости горных потоков и несомненно способные вызвать активную эрозию коренного дна.

Приливные течения отличаются от ветровых очень малым падением скорости с глубиной, за исключением непосредственно прилегающего ко дну слоя. Измерения в проливе Золотых Ворот показали, что на высоте около метра над поверхностью дна скорость равняется примерно половине поверхностной. Это падение скорости, вероятно, является результатом трения о дно.

[1] С этим утверждением автора нельзя согласиться. Нигде в открытом море течения не достигают такой силы, чтобы перемещать гальку. Это может иметь место только в узких проливах. (*Прим. ред.*)

Так как приливная волна имеет исключительно большой период, вызывающий однозначно направленное течение в продолжение примерно 6 часов, и так как морская вода имеет довольно устойчивую плотностную стратификацию, приливные течения в придонных слоях могут достичь существенной скорости только вдоль изобат склонов или на плоских участках. Если они следуют по оси подводного каньона или узкой и короткой долины, то при продвижении вверх по уклону эти течения должны преодолевать существующее распределение плотности. С другой стороны, приливные течения достигают наибольшей скорости там, где они приходят в контакт с внешним краем материкового шельфа, и над банками и подводными возвышенностями [Флеминг и Ревель, 4, *134—136*].

Скорости приливных течений весьма различны в разных районах, и причины этих различий вполне понятны. Существует два типа приливных колебаний уровня. Прогрессивная приливная волна имеет ложбину и гребень, распространяющиеся в определенном направлении по поверхности моря; стоячая приливная волна сохраняет неизменное в горизонтальном направлении положение гребня и ложбины. В первом типе наибольшие скорости развиваются в гребне и в ложбине волны. Здесь в полную и малую воду течение движется с одинаковой скоростью (если отбросить привходящие факторы), но в противоположных направлениях. Такой тип приливных течений характерен для открытого океана и присущие ему скорости незначительны. Движение частиц воды в приливном течении открытого океана совершается по эллипсам и обычно даже в моменты кульминации прилива или отлива идет с довольно малыми скоростями. Прилив со стоячей волной развивается в частично замкнутых бассейнах, классическим примером которых является бухта Сан Франциско. Здесь максимальные скорости развиваются примерно в середине прилива, направляясь в бухту при приливе и выходя из нее в отлив. Точки наибольших скоростей соответствуют узлам стоячей волны, а наименьшие скорости получаем в пучностях, т. е. в точках поднятия и падения уровня. С другой стороны, подъем и падение уровня достигают наибольшей величины в пучностях и наименьшей — в узловых точках. Поток, идущий из бухты Сан Франциско, превосходит по скорости поток, следующий в бухту, благодаря наличию ряда рек, впадающих в залив (см. Карту приливных течений бухты Сан Франциско Береговой и геодезической службы США). Хотя наибольшей силы приливное течение достигает в проливе Золотых Ворот, но и в большинстве остальных точек бухты оно имеет значительные скорости, особенно в каналах.

Возможно, что некоторые внутренние моря, в которых осаждались древние отложения, ранее соединялись с океаном

узкими проливами и подвергались действию приливных течений, подобно заливу Сан Франциско или Внутреннему Японскому морю, в котором течения достигают еще большей мощности. Изучение возможного действия приливных течений может оказать геологу помощь в анализе истории осадкообразования по данным изучения древних морских отложений.

Течения, вызываемые внутренними волнами[1]. Внутренние волны, называемые также *граничными волнами*, возникают при колебательных движениях водных масс, образующихся при относительном движении слоев различной плотности. Эти волны совершенно не проявляются на поверхности моря. Впервые это явление было теоретически исследовано Стоксом в 1847 г., но не находило практического применения в океанографии до тех пор, пока Экман [3] не использовал теорию Стокса для объяснения явления «мертвой воды», наблюдаемого в Арктике. Это явление выражается в том, что в ряде случаев парусные суда при слабом, но достаточном для продвижения ветре не могли, однако, продвигаться вперед. Согласно Экману, медленно движущийся корабль создавал при своем движении внутреннюю волну у основания тонкого слоя воды пониженной солености, образовавшегося у поверхности в результате таяния льда.

Повторные измерения температур на постоянных глубинах также показали присутствие таких волн в океане. При этих измерениях было обнаружено, что изотермы колеблются вверх и вниз с амплитудой около 30 *м*. Методика измерений, проводившихся перед второй мировой войной, позволила обнаружить лишь волны с большим периодом — в несколько часов и больше. Изобретение батитермографа, позволяющего вести измерение температур до глубины 300 *м* со скоростью опускания и поднимания инструмента, позволило обнаружить внутренние волны и с коротким периодом до 5 минут [Уффорд, 22]. Длина таких волн различна, но не превосходит нескольких десятков километров.

Течения, связанные с внутренними волнами, изменяют свою скорость с глубиной. Они отсутствуют полностью на глубинах, где частицы находятся в положении максимального вертикального отклонения. Эти течения движутся в противоположных направлениях выше и ниже уровня наибольших отклонений. Максимальные скорости возникают на уровнях выше и ниже того уровня, на котором амплитуда вертикального перемещения изменяется с наибольшей скоростью. В придонном слое подобные течения имеют сравнительно небольшие скорости, не превосходящие доли узла. Лек [7] описал для Индонезии течения, достигающие на средних глубинах 44 *см/сек*, которые, возможно, обя-

[1] Подробнее см. Свердруп и др. [20, 585—602].

заны своим происхождением внутренним волнам. Наибольший эффект внутренние волны должны иметь на подводных возвышенностях и хребтах. Благодаря своему небольшому периоду некоторые из них могут действовать в подводных каньонах и коротких долинах.

Течения, связанные с цунами. Общий характер цунами был описан выше, но здесь следует сказать несколько слов о течениях, связанных с этими волнами большого периода. Хотя цунами и образуют мощные течения вдоль берега на мелководье, но их сила быстро убывает с глубиной. В длинных волнах, типа стоксовских волн, горизонтальные донные скорости под гребнем волны при наибольших кратковременных своих значениях могут быть определены из формулы:

$$Q = \frac{CH}{2h},$$

где Q — скорость придонного течения,
C — скорость волны,
H — высота волны и
h — глубина воды.

Эта формула пригодна лишь для тех случаев, когда высота волны значительно меньше глубины. Для получения скорости волны можно пользоваться формулой

$$C = \sqrt{gh},$$

где g — ускорение тяжести. Применяя эти формулы к крупному цунами, подобному таковому 1 апреля 1946 г., мы находим следующие максимальные скорости течений на разных глубинах:

Глубина, *м*	Скорость, *см/сек*
9	95
18	62
180	11
550	4,5
910	3

Эти цифры показывают, насколько мало способны волны больших периодов вызвать эрозию на больших глубинах. Лишь игнорируя факты, можно допустить, что подобные волны являются причиной образования подводных каньонов — ведь известно, что в каньонах волны больших периодов вообще не могут быть эффективными.

Суспензионные течения. *В водохранилищах с впадающими* в них реками известны течения, возникающие в результате поступления взвесей речного стока. Эти течения часто называют также «плотностными течениями». Они могут продвигаться вдоль дна бассейна вплоть до выхода из него. Иногда подобные течения обнаруживаются на промежуточных глубинах вдоль слоя более плотной воды. Однако воды рек, впадающих в океан, несмотря на насыщенность их взвесями, оказываются, по данным наблюдений, легче, чем соленая вода океана, и текут по поверхности последней, вынося бóльшую часть этих взвесей в море. Четкую границу таких поверхностных течений можно без труда наблюдать после сильных дождей у берегов, подобных калифорнийским, где непосредственно в океан впадает большое количество рек. Такая граница ясно видна также у устьев крупных рек, как, например, Миссисипи или Амазонки. Взвешенные частицы выносятся этими течениями в открытое море на сотни километров и таким путем материал может доставляться в области действия постоянных океанических течений.

Часть более грубых взвесей, выносимых реками, может выпасть из поверхностного течения еще на небольшом расстоянии от берега и вызвать суспензионное течение в придонном слое, особенно при наличии волн или течений, способных удерживать этот материал во взвешенном состоянии близ дна. Кроме того, возможно возникновение суспензионных течений и в тех сравнительно редких случаях, когда илы залегают на столь малых глубинах, что могут быть взмучены волновыми движениями воды. Стетсон и Смит [17] показали, каким образом возникающие при этом течения могут вызвать перенос значительных количеств материала на большие глубины. Как указывают эти исследователи, течение движется вниз по склону до тех пор, пока не достигнет слоя воды с плотностью, препятствующей их дальнейшему опусканию, после чего они распространяются по поверхности этого более плотного слоя, теряя свою скорость и вместе с ней и нагрузку. Чтобы обнаружить подобные течения, можно, вероятно, использовать измерения температур на склоне или в подводных каньонах после прилива, так как эти течения должны приносить теплую воду с верхней части склона в нижнюю холодную зону. При наличии данных такого рода можно будет рассматривать суспензионные течения как возможный агент переноса тонких осадков вниз по подводному склону и в глубокие впадины. Однако такая возможность не должна быть истолкована в защиту последователей Дэли [2] и суспензионным течениям никоим образом не следует приписывать образование больших подводных каньонов на морском дне (см. главу 9).

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ДОННЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ

Производство длительных серий наблюдений над придонными течениями можно рекомендовать людям спартанского нрава, которые купаются в ледяной воде, чтобы получить наслаждение при выходе из нее. Только тот, кто испытал томительное однообразие качки на море в свежую погоду, может представить себе, что переживает наблюдатель придонных течений. Пыл, охватывающий исследователя, который приступает к работе и ждет ее первых результатов, скоро иссякает и тогда все его помыслы связываются с перспективой возвращения на сушу.

Течения, обнаруженные в нескольких метрах над дном, были измерены рядом норвежских экспедиций [Свердруп и др., **20**, *576—580*, *659*]. Первое измерение в непосредственной близости от дна было сделано Стетсоном [16] с помощью вертушки Экмана, подвешенной на треноге. Наиболее полные наблюдения над придонными течениями были проведены отрядом Скриппсовского института у берегов Калифорнии и в Калифорнийском заливе. Во многих из этих наблюдений был использован вариант прибора Экмана, предложенный Ревелем и Джонсоном (фиг. 14), с тремя вертушками, расположенными одна над другой на высотах 20, 48 и 84 *см* над поверхностью дна. Бо́льшая часть полученных данных еще не опубликована, если не считать коротких сообщений Ревеля и Шипарда [12], Шипарда, Ревеля и Дитца [15] и Ревеля [11].

С помощью трех расположенных друг над другом вертушек удалось установить, что непосредственно над поверхностью дна нет ранее предполагавшегося ламинарного пограничного слоя. Дно можно рассматривать как шероховатую поверхность, и средние скорости изменяются с удалением от дна по логарифмическому закону. Во время одного прилива Ревель и Флеминг нашли следующие средние скорости:

Высота над дном в *см*	Скорость в *см/сек*
126	26,3
51	21,6
21	15,6

Такое распределение скоростей показывает, что мы должны рассматривать дно как шероховатую в гидродинамическом смысле поверхность.

Работы у берегов Калифорнии и в Калифорнийском заливе были проведены в шести различных обстановках: 1) в подводном каньоне, 2) на материковом шельфе, 3) на материковом склоне, 4) в подводных впадинах и котловинах, 5) на подводных хребтах и банках и 6) на седловине между двумя банками. Хотя полученные сведения и очень ценны, особенно учитывая их уникальность, они еще недостаточны для каких бы то ни было обобщений.

Течения в подводных каньонах. Измерения были проведены в пяти каньонах на глубинах от 42 до 790 *м*. На больших глубинах были получены только отдельные отсчеты, но на малых глубинах проведены серии наблюдений на якорных станциях в течение периодов от 8 до 36 часов. Течения были измерены на трех глубинах в каньоне Ла Джолла — на 42, 236 и 558 *м*. Несмотря на то что на более мелководных станциях было сделано значительно больше отсчетов, все же наибольшая скорость в 23 *см/сек* была обнаружена на наиболее глубокой станции, на высоте 125 *см* над дном. Несколько бóльшая скорость — 26,8 *см/сек* — была наблюдена на глубине 91 *м* близ вершины каньона Монтерей, но на высоте 2 *м* над поверхностью дна. Для каньона Коронадо наибольшее полученное значение скорости из четырех измерений равно 20,8 *см/сек* на глубине 797 *м* и на высоте 125 *см* над поверхностью дна.

Все эти величины близки к скорости в пол-узла. Если рассматривать скорости придонных течений в каньонах с точки зрения их возможного эрозионного действия, то можно прийти к выводу, что они недостаточны, чтобы вызвать размыв коренных пород, в которые врезаны каньоны. Однако при такой скорости возможен перенос во взвеси частиц размером около 0,5 *мм*.

Гармонический анализ длительных серий измерений в трех каньонах не показал связи наблюдавшихся течений с приливами, хотя все измерения были проведены в период, когда высота приливов была максимальной. Преобладали течения, приуроченные к осям каньонов, причем они изменяли свое направление (вверх и вниз по склону) через сравнительно короткие и неправильные интервалы.

Течения, измеренные Стетсоном [16] в каньонах у берегов Новой Англии, дали наибольшую скорость 11 *см/сек* на высоте 28 *см* над дном. Пять измерений, проведенных Стетсоном с учетом направления течений, недостаточны для суждения о характере их связи с приливными движениями. Любопытно, однако, что одно из измерений, проведенное через 2 часа 21 минуту после высокой воды, показало направление течения вниз по каньону, а измерение, проведенное через 1 час 55 минут после низкой воды, дало то же самое направление. Это подтверждает, хотя и не доказывает, отсутствие связи течений с приливом, и подобный вывод вполне соответствует результатам более многочисленных измерений у берегов Калифорнии.

Течения на континентальном шельфе. Придонные течения измерялись в течение периодов от 14 до 21 часа на шельфе у берегов Ла Джолла и в двух местах в заливе Санта Моника. Эти измерения, проведенные большими и длительными сериями с помощью треноги и большей частью посредством нескольких

расположенных одна над другой вертушек, показали, что скорость течений во время измерений была очень невелика. Лишь немногие из них дали скорость свыше 10 *см/сек*, и максимальная скорость в 15,9 *см/сек* была измерена верхней вертушкой на высоте 84 *см* над поверхностью дна. Одна из серий в заливе Санта Моника дала только переменные скорости. Другие серии показали большее постоянство, но неизменно низкие максимальные величины. У Ла Джолла направления течений были столь изменчивы, что трудно говорить о какой-либо их связи с приливными движениями. У залива Санта Моника одна серия, однако, бесспорно обнаружила приливные течения, с поворотом по часовой стрелке примерно на 180° в половину лунного периода.

У внешнего края Джордж-банки у берегов Новой Англии Стетсон измерил течения на глубине около 141 *м*. Обнаруженные скорости были невелики и близки к скоростям в близлежащем каньоне. По пяти измерениям была получена наибольшая скорость в 12,8 *см/сек*. Полученные результаты, хотя и недостаточны для надежной корреляции, показывают все же отсутствие связи с приливом, несмотря на то, что на мелководном участке банки приливное течение и наблюдается.

Течения на континентальном склоне. К сожалению, течения были измерены всего в одной точке склона на глубине примерно 350 *м* в районе возвышенностей Палос Вердес близ порта Лос Анжелос. Скорость обнаруженного здесь течения превысила все подобные показатели, измеренные у берегов Южной Калифорнии. Наибольшая скорость достигала 36,7 *см/сек*, и, кроме того, был получен второй отсчет в 34,8 *см/сек*. Эти скорости соответствуют приблизительно трем четвертям узла и равны наибольшим измеренным скоростям поверхностных течений в водах Южной Калифорнии, если не считать течений в проливах между островами и в прибойной зоне у берега. Обнаруженные у Палос Вердес течения были переменными, как и в большинстве других случаев. Наименьшая скорость в 2 *см/сек* была получена примерно за час до измерения максимальной величины. Наличие на дне в этом районе илистых отложений является загадочным, поскольку в других районах со значительно меньшими скоростями мы находим обнаженное коренное дно.

Течения во впадинах и ложбинах. В работах Скриппсовского института впадины подвергались наиболее полному исследованию. Были проведены измерения в бассейнах и впадинах на глубинах от 400 и до 2000 *м*. Бо́льшая часть наблюдений в котловинах была проведена в Калифорнийском заливе и не была проанализирована. В общих чертах можно сказать, что наименьшая скорость течения имеется в наиболее глубоких котловинах в центре

Калифорнийского залива. Довольно значительные величины скорости были обнаружены в узкой V-образной ложбине в западной части залива. Здесь, на глубине приблизительно 1000 *м*, было измерено течение со скоростью 25 *см/сек*. Немного бóльшие скорости были получены в мелководной котловине между Тибуроном и островами Анхель-де-ла-Гуарда. В котловине Санта-Крус у берегов Южной Калифорнии, при глубине около 1920 *м* в самой котловине и 1000 *м* на пороге, скорости изменялись от 8,4 до 14,6 *см/сек*. Это — глубочайшая из котловин Южной Калифорнии, и предполагалось, что в ней будут обнаружены лишь ничтожные скорости. При измерениях были использованы две вертушки, причем нижняя вертушка дала бóльшие скорости, нежели верхняя, что указывает на существование значительной турбулентности. В трех случаях направление течения прогрессивно изменялось по часовой стрелке, что может указывать на связь с приливными течениями, хотя возможно, что тут имело место и случайное совпадение. Во впадине Сан-Педро, имеющей глубину в центре 915 *м* и на пороге 680 *м*, получены несколько бóльшие скорости — максимальная 17,7 *см/сек* и минимальная 7,1 *см/сек*. Эти значения превышают все средние значения скоростей, найденные на шельфе, в каньонах и на банках у берегов Южной Калифорнии.

Течения на хребтах, банках и порогах. Судя по обнажениям коренных пород, обычных на подводных хребтах и банках в различных частях океана, надо полагать, что к ним приурочены течения со значительными скоростями. Это предположение было подтверждено недельными измерениями в Калифорнийском заливе. Здесь, на склонах подводной возвышенности, были обнаружены течения со скоростями около 50 *см/сек* в непосредственной близости дна. С другой стороны, серии измерений, проведенных Ревелем на Сорокамильной банке и банке Санта-Барбара, дали величины скоростей, редко превышавшие 10 *см/сек*. Максимум на весьма скалистой Сорокамильной банке, при глубине от 250 до 300 *м*, был 15,6 *см/сек*. Эта величина была измерена верхней вертушкой, на высоте 84 *см* над поверхностью дна, в то время как нижняя вертушка, на высоте 20 *см* от дна, показала скорость всего 9,4 *см/сек*. На банке Санта-Барбара (глубина от 180 до 230 *м*) наибольшая скорость, показанная верхней вертушкой, была 11,1 *см/сек* и наименьшая, отмеченная нижней вертушкой, была 7,8 *см/сек*.

Два измерения на седловине близ острова Сан-Клементе, на глубине 760 *м*, дали течения со скоростью 8,7 *см/сек* и несколько сомнительную величину 24 *см/сек*.

Заключение по наблюдениям над придонными течениями. Хотя проведенных измерений придонных течений еще далеко

недостаточно для каких-либо обобщений, однако некоторые соображения уже могут быть высказаны. Наиболее существенно то, что скорость течений не дает тенденции к уменьшению с ростом глубины. Кроме того, течения не указывают на какую-либо зависимость их от рельефа. Обычно скорость течений достаточна, чтобы перемещать илистые и даже песчаные частицы вдоль дна. Течения слишком слабы, чтобы их можно было рассматривать как фактор создания значительных эрозионных форм на дне, хотя и не исключается вообще возможность эрозии течениями, особенно приливными. В изученных районах нет указаний на связь течений с приливными явлениями, за исключением одного случая на шельфе и одного на банке у берегов Калифорнии. В целом, придонные течения представляются результатом гигантских вихрей, возникающих при циркуляции на материковом склоне или при действии внутренних волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Breakers and Surf, «U. S. Navy Hydrog. Office», H. O. 234, 1944.
2. Daly R. A., «*The floor of the ocean*». *Univ. of North Carolina Press*, 99—157, 1942.
3. Ekman V. W., «On dead water», in Norwegian North Polar Exped., 1893—1896, *Scient. Results*, 5, No. 15, 1904.
4. Fleming R. H. and Revelle Roger, «Physical processes in the ocean», in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 48—141, 1939.
5. Imamura A., Theoretical and applied seismology. Maruzen, Tokyo, 125, 1937.
6. Johnson D. W., «Shore processes and shoreline development». John Wiley and Sons, 1919.
7. Lek Lodewick, «Die Ergebnisse der Strom- und Serienmessunger», in Snellius Expedition, 1929—1930, 2, pt. 3, 1938.
8. Macdonald G. A., Shepard F. P. and Doak Cox, «The tsunami of April 1, 1946, in the Hawaiian Islands». *Pacific Science*, 1, 21—37, 1947.
9. Munk W. H., «Increase in the period of waves travelling over large distances». *Trans. Am. Geoph. Union*, 28, 198—217, 1947.
10. Munk W. H. and Travlor M. A., «Refraction of ocean waves: process linking underwater topography to beach erosion». *Jour. Geol.*, 55, 1—26, 1947.
11. Revelle Roger, «Current measurements near the sea bottom». *Assoc. Oceanogr. Phys. Proces-Verbaux*, No. 3, 114—115, 1940.
12. Revelle Roger and Shepard F. P., «Oceanic observations of the Scripps Institution in 1939», 85—87 and 150—159, 1943. Published as mimeographed edition by Scripps Institution.
13. Rossby C. G., «On the mutual adjustment of pressure and vertical distribution in certain simple current systems». *Jour. Mar. Res.*, 1, 239—263, 1937.
14. Shepard F. P., Emery K. O. and La Fond E. C., «Rip currents; a process of geological importance». *Jour. Geol.*, 49, 337—369, 1941.
15. Shepard F. P., Revelle R. R. and Dietz R. S., «Ocean bottom currents off the California coast», *Science*, 89, 488—489, 1939.
16. Stetson H. G., «Current measurements in Georges Bank Canyons». *Trans. Am. Geoph. Union*, 216—219, 1937.

17. Stetson H. C. and Smith J. Fred, «Suspension currents and mud slides». *Am. Jour. Sci.*, 35, 1—13, 1938.
18. Sverdrup H. U. and Munk W. H. «Theoretical and empirical relations in forecasting breakers and surf». *Trans. Am. Geoph. Union*, 27, 828—836, 1946.
19. Sverdrup H. U. and Munk W. H., «Empirical and theoretical relations between wind, sea, and swell». *Trans. Am. Geoph. Union*, 27, 823—827, 1946.
20. Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H., «The Oceans», Prentice-Hall, Inc., 1942.
21. Tokyo Imperial University, «Papers and reports on the tsunami of 1933 on the Sanriku coast, Japan». *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Supplement I, 1934.
22. Ufford C. W., «Internal waves in the ocean». *Trans. Am. Geoph. Union*, 28, 85, 1947.

Глава 4

КЛАССИФИКАЦИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Может показаться, что классификация морских берегов не входит в задачи геологии моря. Однако в действительности подобная классификация тесно связана с этой дисциплиной, так как проблема происхождения и истории развития различных типов берегов неразрывно связана с теми разделами геологии моря, объектом которых является океаническое ложе.

Определения и основные положения. *Береговая линия* может быть определена как линия, по которой соприкасаются суша и море. *Берег* — это зона, заключенная между средним или нижним уровнем сизигийного отлива и границей переноса песка волной в сторону суши [1]. *Побережье* — широкая зона с неопределенными границами, примыкающая к берегу со стороны суши. Побережье включает морские клифы и поднятые террасы, так же как и примыкающие к берегу низменности. Для практических целей не имеет смысла классифицировать в отдельности берега, береговые линии и побережья. Береговая линия смещается вверх и вниз, и линия высокой воды, которая используется Джонсоном [1, *159*] как граница, отделяющая берег от побережья, в действительности является зоной, достигающей местами нескольких километров ширины, в зависимости от высоты прилива, направления ветра, высоты прибоя, влияния сейш и уклона берега и побережья. Во время ураганов вода может подниматься более чем на 5 *м* над средней высотой воды, а при действии тсунами (приливных волн) более чем на 30 *м*. Также и смена направления ветра может привести к изменению уровня воды на несколько метров. Кроме того, существует столько взаимосвязанных черт у берега и побережья, что практически классифицировать их независимо друг от друга невозможно [2]. Таким образом, классификация будет включать как берег, так и побережье, и при рассмотрении различ-

[1] Согласно определению Отдела береговой эрозии инженерной службы армии.

[2] В статье «Новая классификация морских берегов» [Шипард, 6] автор включает во многих местах в классификацию термин «побережье». Старые схемы, например схема Джонсона [1, *159—192*], также включают классификацию побережий.

ных их типов мы будем основываться на особенностях того и другого элемента, руководствуясь критерием целесообразности *в каждом отдельном* случае.

При разработке классификации берегов и побережий следует исходить из формирующих их процессов. В широко применяемой классификации Джонсона [**1**, *159—192*] сделана попытка провести генетический принцип, как это видно даже по терминам: *берег погружения, берег поднятия, нейтральный берег* (дельты, аллювиальные равнины, зандровые равнины, вулканы, коралловые рифы и сбросовые берега) и *сложный берег.*

Критика старых классификаций. К *сожалению*, классификация Джонсона пригодна скорее для преподавания элементарной геологии, чем для исследования берегов мирового океана. Полевые исследования показали, что практически все берега одновременно имеют черты как берегов погружения, так и берегов поднятия и, таким образом, все они должны быть отнесены, по Джонсону, в раздел «сложных». Краткое рассмотрение истории изменений уровня мирового океана сразу же показывает нам и причину одновременного существования на всех берегах признаков поднятия и погружения. Мы знаем, что в ледниковую эпоху уровень океана стоял значительно ниже и, таким образом, при таянии ледников все берега оказались погружающимися. Далее, достаточно убедительные данные свидетельствуют, что на протяжении последних нескольких тысяч лет уровень мирового океана понизился на величину от 1,5 до 9 *м*[1]. В результате даже наиболее стабильные берега, которые, по Джонсону, следовало бы отнести к нейтральным, являются в действительности одновременно и берегами поднятия и берегами погружения.

В классификации Джонсона мы встречаемся и с рядом других трудностей. Например, дельты, относящиеся к нейтральным берегам, в действительности являются районами преобладающего погружения, возможно, в результате действия возрастающей нагрузки выносимых и отлагаемых рекой наносов [Руссель, 3].

Другим примером недоразумений, возникающих в литературе в результате применения старых классификаций, может служить обычная оценка берега, как поднимающегося, по признаку его прямолинейности или по наличию перед ним бара. Во многих

[1] Это утверждение основано на распространении поднятых коралловых рифов (см. главу 10). Однако его нельзя распространять на все побережья мира. На берегах материков и, в частности, на большинстве берегов морей СССР господствуют незначительные современные погружения. Укажем в дополнение, что Гутенберг, изучивший показания мареографов всего мира за последние 100 лет, нашел, что уровень мирового океана поднялся за это время примерно на 10 *см*. (*Прим. ред.*)

районах поднятия приводят в действительности к усложнению очертаний берега, так как в море, даже у прямых берегов, существуют формы (элементы) расчлененного подводного рельефа — возвышенностей, долин и т. п. Бары же, как известно, обычно образуются перед погружающимися дельтами. Далее, как показывает анализ процесса развития береговой линии в зрелую стадию, сделанный самим Джонсоном, волны и продольные течения выравнивают береговую линию и, следовательно, прямолинейность контура береговой линии является не следствием поднятия, а результатом процессов развития берега при стабильном его положении относительно уровня моря. В других работах указан ряд иных трудностей применения старых классификаций [Шипард, 6, 7].

Предлагаемая классификация. Значительно легче критиковать старые классификации, чем создать новую. Защитники старых систем обычно склонны придираться к малейшему несовершенству новой классификации. Табл. 1 переработана по сравнению с ее первоначальным видом, для того чтобы избежать некоторых недостатков определений, указанных Лэкки [2].

Основной чертой новой классификации является попытка исключить путаницу в применении терминов «поднятие» и «погружение» и стремление положить в основу процессы, в результате воздействия которых берег достиг своего современного состояния. Предлагаемые принципы могут оказаться полезными при изучении истории происхождения берега путем исследования карт или аэроснимков. Бóльшая часть иллюстраций здесь взята именно с аэроснимков, так как карты были использованы для иллюстрации типов берегов в предыдущей работе [Шипард, 6].

Поскольку многочисленные участки берега не испытали существенных изменений с тех пор, как установился современный уровень моря, то естественно называть такие берега «первичными», а берега, в значительной мере переработанные волнами и течениями, *относить ко «вторичным». В первой группе дальнейшее* подразделение можно провести по процессам, которые в основном определили конфигурацию побережий, а во второй группе — по характеру аккумуляции, вызываемой волнами и течениями, или абразии [1].

При пользовании данной классификацией необходимо учитывать, что между первым и вторым типами содержится еще большое количество промежуточных видов берегов. В некоторых случаях берег можно классифицировать как по одной, так и по другой группе. Классификация построена таким образом, что она

[1] Здесь и во многих местах ниже автор применяет термин «эрозия берегов». Мы везде заменили его термином *абразия*. (*Прим. ред.*)

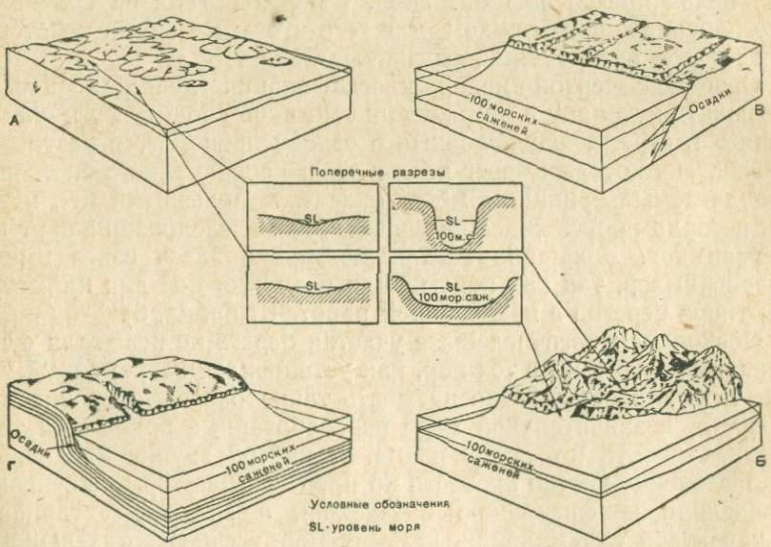
без особого труда может быть применена к большинству берегов как при изучении их по данным полевых исследований, так и на основании карт или аэроснимков. Десять лет пользования данной классификацией при педагогической работе показали, что большинство ее подразделений легко применяется и легко усваивается студентами при работах с береговыми картами и аэроснимками.

КЛАССИФИКАЦИЯ БЕРЕГОВ[1]

I. Первичные или юные берега. Конфигурация определяется действием неморских факторов.

А. Берег сформирован субаэральной эрозией и затоплен в период таяния ледников или в результате погружения.

1. *Берега затопленных речных долин* (риасовые берега, обычно с мелководными эстуариями; дендритовое или решетчатое расчленение определяется структурой суши) (фиг. 24, *А*).



Фиг. 24. Блок-диаграммы различных типов берегов. *А*—затопленные речные долины. *Б*—затопленный ледниковый рельеф. Обратите внимание на различие профилей в типах *А* и *Б*. *В*—приглубый сбросовый берег. *Г*—складчатый берег, отличимый по деформации слоев вдоль берега.

2. Затопленные ледниковые берега с глубокими эстуариями, имеющими котлообразные депрессии. Сюда включаются фиорды и широкие ледниковые троги, подобные заливу Св. Лаврентия, бухте Фунди, Скагерраку и Белому морю (фиг. 24, *Б*).

[1] Более полную характеристику типов берегов см. у Шипарда [6].

Б. Берега, сформированные субаэральной аккумуляцией.

1. Берега, сложенные речными отложениями:
   а) Дельтовые берега, характеризуемые речными протоками, низменностями и выпуклостью береговой линии (фиг. 25).
   б) Затопленные аллювиальные равнины, характеризуемые малым уклоном прибрежной равнины и относительно прямой береговой линией.

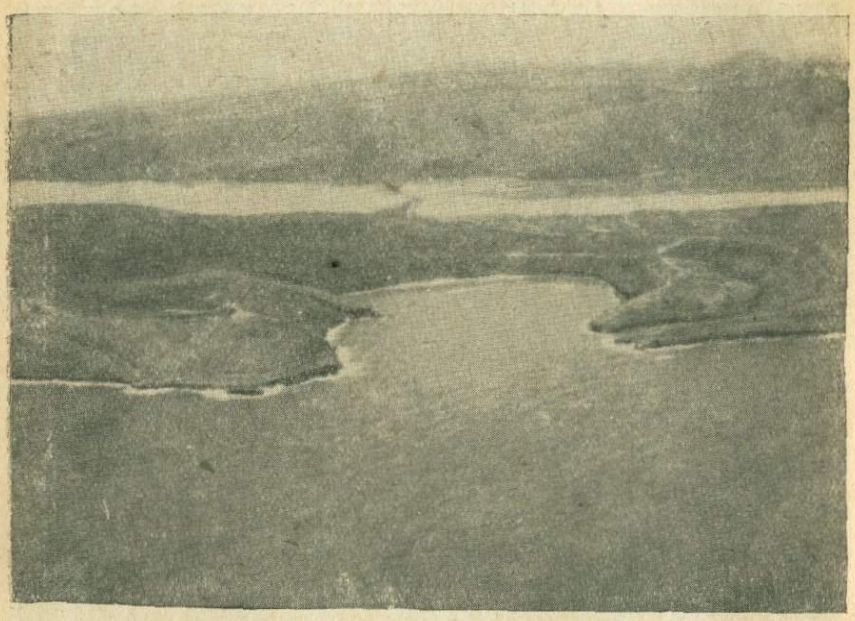
Фиг. 25. Дельтовый берег (средний план). На переднем плане — коралловый берег. Аэрофото южного берега о-ва Молокаи (Гаваи).

2. Берега, сложенные ледниковыми отложениями:
   а) Частично затопленные морены, трудно распознаваемые без полевых исследований.
   б) Частично затопленные друмлины, определяемые по эллиптическим очертаниям островов, сложенных рыхлым материалом без признаков коренных пород.
3. Берега, сложенные эоловыми отложениями: надвигающиеся на море песчаные дюны, хорошо различимые на некоторых аэроснимках.

4. Берега, окаймленные растительностью; мангровые берега могут быть хорошо видны на аэроснимках, сделанных с малой высоты.

В. Берега, сформированные вулканическими процессами.

1. Берега с современными лавовыми потоками, характеризуемые выпуклостью береговой линии, сходством уклонов надводной и подводной части.



Фиг. 26. Пример берега, образованного вулканическим провалом или взрывом (юго-восточный берег о-ва Оаху, Гавай).

2. Берега, образованные вулканическими обрушениями или взрывами, сформировавшими заливы в вулканических островах. Характеризуются вогнутостью береговой линии в сторону вулкана (фиг. 26).

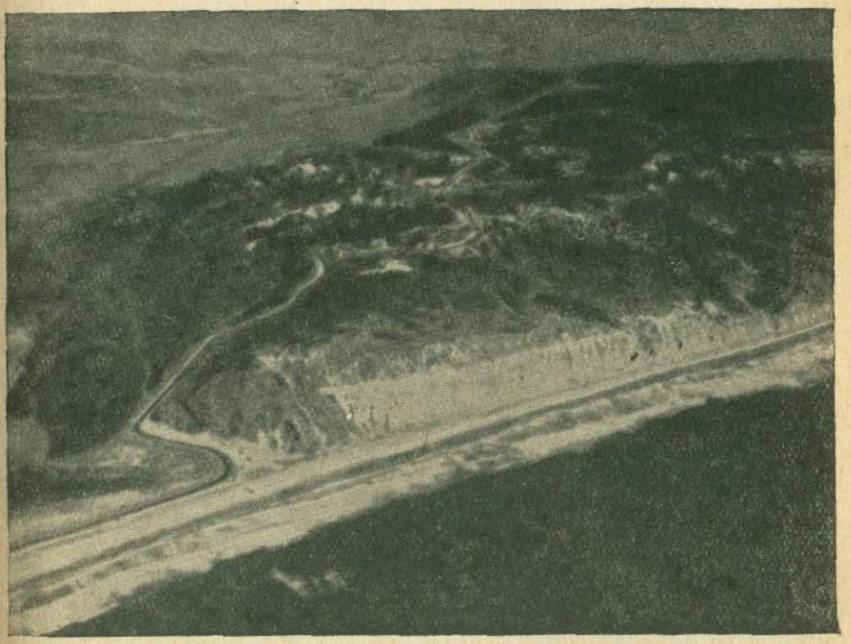
Г. Берега, сформированные тектоническими движениями (тектонические берега).

1. Сбросовые берега, характеризуемые прямолинейностью береговой линии, отсутствием шельфа, приглубостью и крутым уклоном дна, являющимся продолжением уклона надводной части (фиг. 24, *В*).

2. Берега, созданные складчатостью. Для надежного определения необходимы полевые исследования (фиг. 24, *Г*).

II. Вторичные или зрелые берега, конфигурация которых в первую очередь определяется действием моря.

А. Абразионные берега.



Фиг. 27. Клиф, выровненный абразией (Сан-Диего, Торрей-Пайнс парк).

1. Клиф выровнен волновой абразией. Сюда относятся клифы, выработанные в однородном материале, выработанные на контакте мягких и более стойких наклонных слоев (изоклинальных) и вдоль сбросовых и складчатых берегов с наличием бенча, выработанного волнами у подножья клифа. Обычны висячие долины (фиг. 27).
2. Клиф изрезан волновой абразией. Характеризуется наличием останцов (кекуры), выдающихся мысов и маленьких заливчиков, в противоположность глубоковрезанным эстуариям, типичным для затопленных речных долин (фиг. 28).

Б. Берега, сформированные морской аккумуляцией.

1. Берега, выровненные созданием пересыпей у устьев эстуариев. Легко определимы на картах и аэроснимках по дендритовому

расчленению лиманов, отделенных от океана песчаными пересыпями (фиг. 29)[1].

2. Берега, выдвинутые отложением наносов волнами или течениями, часто находимые на наветренной (относительно течения или волн) стороне мыса или мола; легко могут быть найдены на картах

Фиг. 28. Берег, усложненный благодаря абразии (к северу от Сан-Симона, Калифорния).

или аэроснимках (фиг. 30) по необычной ширине пляжа на участке аккумуляции. Песчаная коса может быть построена на подветренной стороне острова в результате перемещения песка вдоль обоих берегов острова (фиг. 31)[2].

---

[1] Термин *лиман* вставлен редактором, так как автор явно имеет в виду лиманные берега, прекрасно развитые, в частности, на севере и северо-западе Черного моря. (*Прим. ред.*)

[2] В этом разделе описываются аккумулятивные формы, которые могут быть весьма разнообразны, но свойственны почти любому из типов берегов, выделяемых автором. Для выделения их в виде особого типа нет достаточных оснований. (*Прим. ред.*)

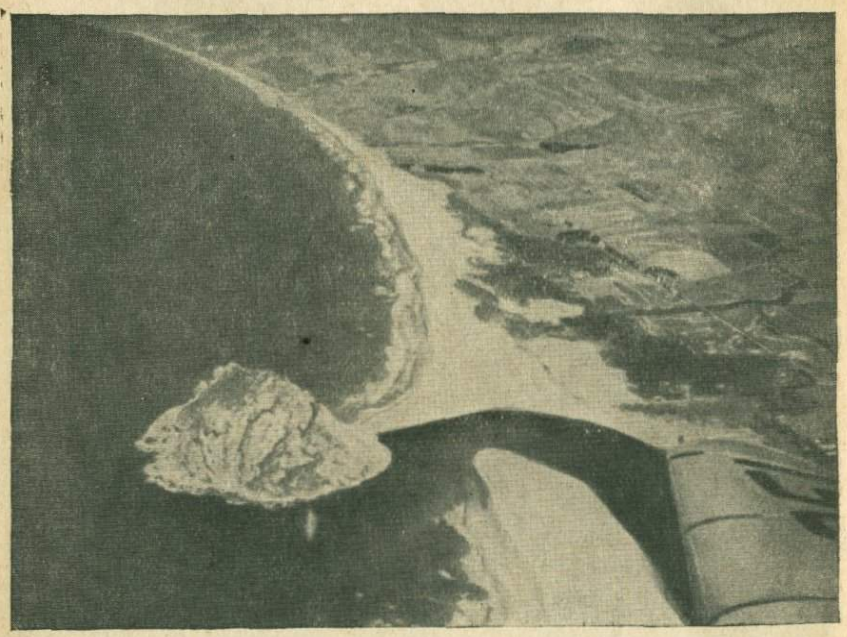
3. Берега с барами и продольными косами (фиг. 30), легко определимые по картам или аэроснимкам. Могут быть как прямолинейными, так и вогнутыми в сторону океана.
4. Коралловые берега (фиг. 25), сформированные отложениями кораллов или известковых водорослей, окаймляющих сушу, и частично обнажающиеся в низкую воду. Обычно обозначаются на картах широкими отмелями и указанием на нахождение кораллов.

Фиг. 29. Бар, созданный поперек эстуария в Дель Мар, Калифорния.

Обсуждение классификации. Классификация, возможно, нуждается в дополнениях, и несомненно, что некоторые исследователи обнаружат в ней существенные пропуски. Причину исключения из схемы берегов погружения и поднятия мы уже обсуждали (стр. 86). Районы, имеющие бесспорные черты недавнего погружения, независимо от местных колебаний уровня, могут обычно быть отнесены к берегам с затопленными речными долинами. Опущены в классификации «морские абразионные равнины» и «морские аккумулятивные равнины», но этот пропуск сделан вследствие большой трудности распознавания подобных равнин и получения доказательств того, что примыкающая

к равнине береговая линия действительно образована в результате поднятия.

При попытках применения классификации к береговым картам важно обратить внимание на абсолютные глубины. Так, например, для различения фиордовых берегов от затопленных речных долин существенно присутствие на карте глубин порядка 150



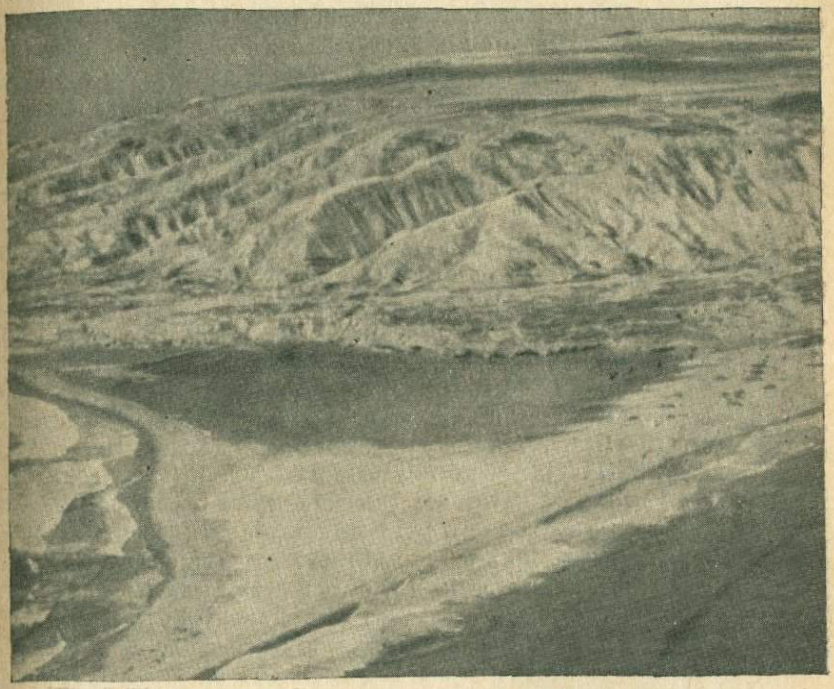
Фиг. 30. Берег, выдвинутый отложением наносов волнами и течениями (средний план). На переднем плане — параллельная берегу коса.

и более метров. Эти глубины характерны для фиордового берега, но никогда не обнаруживаются в эстуариях (редким исключением является эстуарий Конго). При определении сбросового берега следует также обратить внимание на существование глубин в 150 и более метров в пределах полосы шириной до 1,6 *км* и прямолинейного, не изрезанного берега. Такой признак может считаться вполне надежным указанием на сбросовый тип берега. Берег, следующий по линии древнего сброса, обычно будет иметь мелководную платформу непосредственно у уреза воды, хотя в других отношениях он будет аналогичен обычным сбросовым берегам [1]. Иногда можно смешать со сбросовым берегом берег

[1] Примером первого в морях СССР может служить Мурманский берег Баренцова моря, примером второго — южный берег Крыма. (*Прим. ред.*)

ледниковый, так как ледниковая эрозия дает прямую береговую линию с непосредственно примыкающими к берегу большими глубинами у бортов фиордов и ледниковых трогов [Шипард, 4, 5].

Сбросовые берега, выделяемые по их прямолинейности и отсутствию перед ними шельфа, весьма обычны. Такие берега мы



Фиг. 31. Юго-восточная оконечность острова Сан-Николас в Южной Калифорнии. На снимке видна коса, образовавшаяся в результате перемещения песка вдоль обеих сторон острова под воздействием преобладающих северо-западных ветров.

находим в Восточной Африке, в западной Мексике (особенно на западной стороне Калифорнийского залива), на тихоокеанском побережье Южной Америки, на южном побережье Кубы и в ряде других районов.

Крупные подразделения классификации. Предложенная выше классификация предназначена для описания ограниченных участков берегов. При изучении происхождения подводного рельефа важно, кроме того, иметь возможность выделить значительные

однородные протяжения побережий, не зависящие от деталей строения берегов. Ниже предлагается классификация для типов побережий континентов.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОБЕРЕЖИЙ

1. Побережья с молодыми горами (т. е. с горами, возникшими в третичный или четвертичный период суммарной продолжительностью 50 миллионов лет). Эти молодые горные сооружения включают большинство горных цепей, окружающих Тихий океан, почти все сооружения Средиземного моря и горы северных берегов Испании[1]. К этому типу относятся берега с узкой (порядка нескольких километров) прибрежной низменностью.
2. Побережья с древними горами, т. е. с горами, созданными ранее третичного периода. Сюда относятся берега Норвегии, большей части Британских островов, Бретани, Южной Африки, южной Индии, южной Бирмы и Малайского полуострова, западной Австралии и Бразильского нагорья. Включаемые в эту группу берега также имеют узкую прибрежную равнину.
3. Побережья с широкой прибрежной равниной. Сюда относятся дельтовые и предгорные аллювиальные равнины. В эту группу следует отнести бо́льшую часть восточных и южных берегов США а также и берега, примыкающие к устьям крупнейших мировых рек (Ла Плата, Амазонка, Ориноко, Рейн, Конго, Нигер, Инд, Ганг, Брамапутра, Янцзы, Хуанхэ и Юкон). К этому же классу следует отнести почти все северные берега Советского Союза[2].
4. Ледниковые побережья, т. е. районы, которые были покрыты льдом во время ледникового периода или несут ледяной покров в настоящее время. Эта группа может быть подразделена далее на берега молодые и древние и побережья подвергавшихся оледенению ледниковых равнин, но с точки зрения изучения подводного рельефа дальнейшее подразделение несущественно и, кроме того, редко встречаются непосредственно примыкающие к берегу гляциальные равнины.

Можно выделить и ряд других типов, в частности вулканические побережья и побережья плоскогорий. Однако такие побережья не имеют широкого распространения; к тому же тип вулканического побережья может рассматриваться как разновидность типа 1 настоящей классификации, а тип побережья плоскогорий, соответственно, как разновидность типа 2.

---

[1] Вряд ли можно отнести к этой группе северное побережье Испании, так как там молодые горные сооружения подходят к морю на весьма ограниченном протяжении. (*Прим. ред.*)

[2] Не все берега севера СССР можно отнести к этому типу. К нему не относятся побережья Мурмана, Таймыра и Чукотского полуострова. Кроме того, прибрежные равнины частью являются структурными, а не только дельтовыми и предгорными. (*Прим. ред.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. Johnson D. W., «Shore processes and shoreline development». John Wiley and Sons, 1919.
2. Lucke J. B., «Marine shorelines reviewed». *Jour. Geol.*, 46, 985—995, 1938.
3. Russell R. J., «Quaternary history of Louisiana». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, 1223—1230, 1940.
4. Shepard F. P., «Fundian faults or Fundian glaciers». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 41, 659—674, 1930.
5. Shepard F. P., «Saint Lawrence (Cabot Strait) submarine trough». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 42, 853—864, 1931.
6. Shepard F. P., «Revised classification of marine shorelines». *Jour. Geol.*, 45, 602—624, 1937.
7. Shepard F. P., «Classification of marine shorelines: A reply». *Jour Geol.*, 46, 996—1005, 1938.

Глава 5

ПЛЯЖИ И ДВИЖЕНИЕ ПЕСКА ВДОЛЬ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Немногие явления природы дают нам столь обманчивую картину постоянства и устойчивости, как морские пляжи в тихий

Фиг. 32. Бумер-пляж в Ла Джолла (Калифорния) в типичном состоянии для летнего периода (наверху) и для зимнего (внизу). Некоторая часть песка зимой может быть передвинута вдоль берега в правую часть снимка.

солнечный день. Ведь в ближайшую же зиму при могучем воздействии штормовых волн этот же пляж может исчезнуть пол-

ностью. Песок будет удален до последней песчинки, и на пляже останутся только валуны или выступающие обнаженные останцы коренных пород (фиг. 32). Однако такая перемена отнюдь не *означает окончательной ликвидации пляжа*. На следующее лето он может восстановиться полностью и вплоть до осени выглядеть столь же вечным и надежным, как и ранее. Не все пляжи проходят подобный цикл. Некоторые существуют без значительных изменений в течение многих лет. Однако и в этом случае впе-

Фиг. 33. Терминология, применяемая при описании берегов.

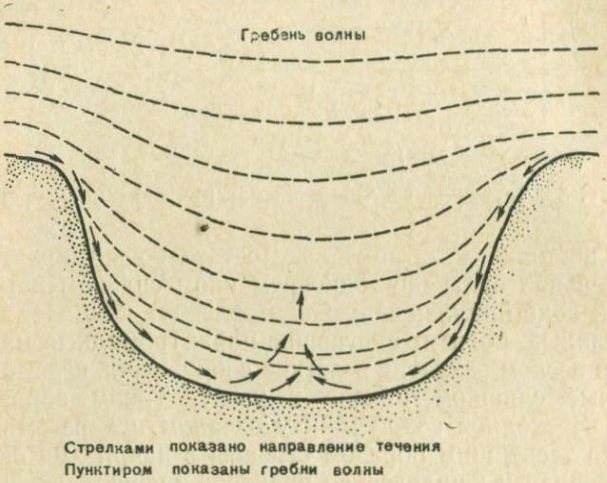
чатление постоянства обманчиво. Достаточно возникнуть шторму исключительной силы при одновременном сильном ветре с моря и высокой воде прилива — и океан овладеет *наиболее широкими* из этих пляжей, похитит слагавшие пляж громадные массы песка и вместе с песком захватит и летние сооружения, неосмотрительно построенные слишком близко к урезу. Таким образом, пляж является переходной зоной между океаном и берегом и изменения пляжа теснейшим образом связаны с капризами океана.

Инженерная и юридическая практики требуют, чтобы все элементы берега *имели четкие определения*. На фиг. 33 указаны многие термины, применяемые для обозначения элементов как надводной части береговой зоны, так и подводного берегового склона. *Плоские надводные ступени* (*flat-topped berm*), *терраса отлива* (*low-tide terrace*), *откос пляжа* (*beach scarp*), *подводный вал* или *бар* (*bar*) и *ложбина* перед ним (*trough*) могут отсутствовать на многих пляжах. Береговые ступени и валы могут быть *более многочисленными*, чем показано на схеме, и весь берег может состоять из серии террас. Побережье за собственно берегом или пляжем может *иметь и клиф или покрытую растительную* террасу без заметного клифа, или серию песчаных дюн, спускающихся к пляжу [1]. На многих участках можно также встретить на верхней границе пляжа искусственные защитные стенки.

[1] Автор не дает общего определения понятия пляжа. В нашей литературе пляжем принято считать площадь накопления наносов в зоне берегового перемещения, т. е. пространство между линиями опрокидывания волны и максимального заплеска. Термин «пляжевые ступени» предлагается нами взамен термина «бермы», применяемого автором. (*Прим. ред.*)

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ПЛЯЖЕЙ НА БЕРЕГУ

У многих берегов пляж слабо выражен или отсутствует полностью. В общем, можно сказать, что пляжи значительно шире и сильнее развиты у отмелых, *низких берегов*, чем у *скалистых*, абразионных, имеющих активный современный клиф; у некоторых низких берегов пляж тянется непрерывно на громадные расстояния. Обычно в подобных случаях берег является почти прямым и представляет собой бар, отделенный от суши мелководными лагунами. Этот тип пляжа, весьма обычный для Мексиканского залива и юго-восточных побережий Соединенных Штатов, может



Ф и г. 34. Схема продольных течений в заливе.

быть назван «пляжем на баре». У берегов гористых и холмистых районов *пляжи располагаются преимущественно в вершинах* заливов, и особенно у устьев рек, впадающих в эти заливы. Такие пляжи можно назвать «бухтовыми пляжами» [1]. У абразионных, мелкоизрезанных берегов, в мелких бухточках, можно найти небольшие скопления песка, называемые «карманными пляжами» [2].

Перечисленные выше условия являются наиболее обычными для образования пляжей, но можно встретить пляж и у прямолинейных отрезков *абразионного берега с хорошо развитым клифом* и даже у скалистых мысов. Тот факт, что пляжи обычны в заливах и сравнительно редки на мысах, легко объясним из

[1] Автор приводит здесь термин «crescent», что в дословном переводе будет обозначать «месяцеобразный пляж». *(Прим. ред.)*

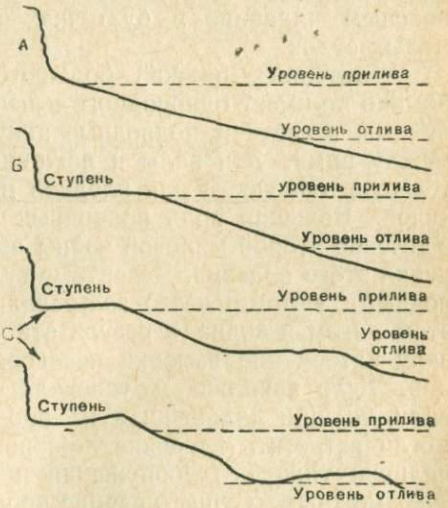
[2] «Карманные пляжи» могут быть образованы не только песком, но и галькой. В американской литературе термин *beach* без указания материала обычно подразумевает песчаный пляж. *(Прим. ред.)*

рассмотрения схемы рефракции волны и течений, возникающих при косом подходе волны к берегам бухты (фиг. 34). Схождение ортогоналей волны у мысов усиливает абразионную деятельность волнения. Течения, возникающие у берегов мыса, перемещают наносы в направлении вершин прилегающих бухт, а расхождение ортогоналей волны в вершинах бухт ослабляет действие волнения на поступающие к вершинам массы наносов.

Существование пляжей большого протяжения у низменных берегов можно частично объяснить обилием в таких районах песка, являющегося продуктом деятельности рек, образовавших низменности. Процесс поступления песка на пляж мы рассмотрим в другом месте.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛЯЖА

Профили пляжа. В основном можно различать три простейших типа профиля пляжей (фиг. 35). Наиболее узкие пляжи имеют ровный уклон от берега в море. На фиг. 35 мы видим, что тип «А» имеет, собственно, только среднюю зону берега с постепенно уменьшающимся в сторону моря уклоном. Тип «Б» имеет в дополнение к наклонной средней зоне еще внутреннюю зону. Если в типе «А» волна обычно действует на всей ширине пляжа, то в типе «Б» пляж лишь редко полностью заливается волной. В результате подобного различия тип «Б» привлекает летом толпы купающихся и аккумулятивная терраса оказывается местом, где многие «энтузиасты», желающие украсить свою кожу загаром, получают жестокие солнечные ожоги. Тип «Б» может иметь столь широкую террасу, что у ее внутреннего края нередко строятся здания, иногда, правда, с печальными последствиями.



Фиг. 35. Типы профилей пляжа.

Тип «Б» может не иметь надводную аккумулятивную террасу, но он всегда обладает подводной террасой, обнажающейся только при отливе. Эта отливная терраса также представляет интерес для купальщиков. При высоком или среднем приливе волны как бы «перепрыгивают» через внешний край террасы, образуя сколь-

зящий бурун — идеальные условия для упражнения в «езде на буруне» [1]. Действие террасы подобно в этом случае действию рифов на знаменитом пляже Вайкики. Если на отливной террасе имеются продольные депрессии, то при приливе могут возникнуть опасные явления: питающие струи разрывных течений или обычные продольные течения.

Береговой склон, подводные валы и выходы коренных пород. Большинство пляжей значительного протяжения, примыкающих к низменным побережьям, имеют на дне песчаное продолжение в виде подводного берегового склона, уходящего на большие расстояния во внешнюю зону берега. Бухтовые пляжи обычно также имеют песчаную внешнюю зону, хотя на небольшом расстоянии от уреза здесь можно встретить и выходы коренных пород. На «карманных пляжах», напротив, песчаные шлейфы редко глубоко вдаются в сторону моря и обычно обрамлены выходами коренных пород, нередко обнажающимися в низкую воду. При значительном прибое присутствие таких останцев делает опасным плавание в бухточках и затрудняет подход к берегу малых судов.

У песчаных пляжей большого протяжения внешняя зона обычно не имеет однородного и непрерывного уклона. На профилях мы встречаем подводные аккумулятивные валы и ложбины между ними. Эти валы и ложбины также представляют значительную опасность для пловцов и затрудняют подход к берегу судов. Большая роль подводных валов в десантных операциях в течение второй мировой войны вызвала многочисленные наблюдения этого явления. Десантные суда, подходящие к берегу с подводными валами, часто застревали на них, разворачиваясь при этом лагом к волне, в результате чего при разбивании волны на валу катера или шлюпки переворачивались или заливались водой. Если экипажи и успевали благополучно высадиться на валу, то при дальнейшем их продвижении вброд к берегу они могли встретить глубокие ложбины, преодолевать которые, при наличии тяжелого вооружения и обмундирования, оказывалось невозможным. Существование продольных ложбин на подводном склоне, так же как и на отливной террасе, влечет за собой, кроме того, возможность возникновения мощных и опасных течений. Эти течения, в свою очередь, создают многочисленные глубокие промоины на дне, представляющие опасность для купальщиков.

Исследование профилей подводных валов показало их тесную связь с высотой разрушения волны. Глубина над гребнями валов обычно соответствует средней высоте волны при опрокидывании в среднюю воду. Понятно, что для малых волн глубина над

[1] См. примечание к стр. 60. (*Прим. ред.*)

гребнем будет больше, чем высота буруна, а для очень крупных волн несколько меньше, чем высота волны при разрушении. Изменение высоты буруна не вызывает немедленного изменения глубины над гребнями, но постепенно такое изменение глубины происходит.

У некоторых берегов, особенно у имеющих пляжи с очень пологим уклоном, можно встретить серию подводных валов и на возрастающих глубинах подводного склона. Вероятно, это частично объясняется тем, что крупные волны, разрушаясь, создают внешние валы; в период же более слабого волнения, который затем наступает, образуются на меньших глубинах менее значительные валы. Ниже мы рассмотрим сезонные изменения подводных валов.

Размер частиц наносов и уклон пляжа. Крупность частиц наносов, слагающих пляжи, может быть весьма различна. Хотя изменение крупности может быть и очень плавным, но на многих пляжах можно увидеть отчетливо выраженные зоны грубого и тонкого материала. В табл. 1 даны средние размеры частиц, позволяющие выделить типы наносов на пляже.

Таблица 1[1]

Тип пляжа	Средний диаметр частиц в *мм*		Уклон пляжа в градусах
Очень тонкий песок (алеврит)	0,06	$<0,1$	—
Тонкий песок	0,12	0,1—0,25	2
Средний песок	0,25	0,25—0,5	4
Крупный песок	0,5	0,5—1,0	8
Гравий	2,0	1,0—10,0	12
Галька	64,0	10,0—100,0	20
Валуны	256,0	$>100,0$	—

Установлено, что уклон внешней и средней зон пляжа тесно связан с крупностью слагающего их материала. В общем, можно сказать, что чем грубее материал, тем круче уклон образованной им поверхности. Хотя нередки и исключения, но многочисленные измерения, проведенные Инженерным отделом армии и отрядами Скриппсовского института, показали, что в среднем уклоны пляжей колеблются в пределах, указанных в правом столбце табл. 1. Эти уклоны связаны с процессом отложения материала. В про-

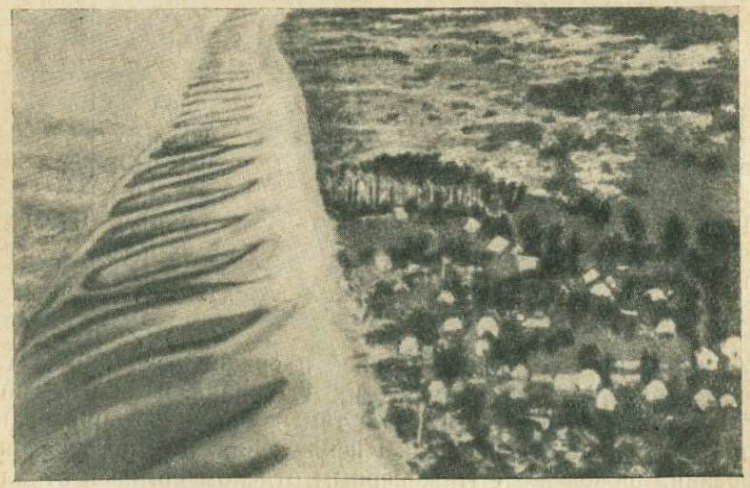
[1] В табл. 1 мы вставили добавочный столбец с указанием градаций размеров частиц соответствующих наименований, принятых в СССР (разработана Государственным океанографическим институтом). (*Прим. ред.*)

цессе размыва бровки аккумулятивной террасы пляжа временно могут возникать и значительно бóльшие уклоны, не учитываемые в данной таблице.

Крупность материала влияет также и на уклон ступеней аккумулятивной террасы. При тонком и, частично, среднем песке ступени обычно или горизонтальны, или имеют очень слабый уклон в сторону моря или суши. Ступени, сложенные грубым песком или гравием, напротив, имеют уклон в сторону суши. Хотя подробные данные отсутствуют, имеются указания, свидетельствующие, что уклон в сторону суши прямо пропорционален крупности материала.

Отливная терраса встречается у основания склона средней зоны на пляжах, сложенных песком различной крупности. Однако на основании имеющихся данных можно думать, что чаще такая терраса встречается на пляжах, сложенных тонкозернистым песком. Некоторые пляжи, сложенные галькой и валунами, также имеют песчаную отливную террасу, переходящую по направлению к берегу в галечниковый или валунный склон.

Пляжевые фестоны. Другим элементом, усложняющим десантные операции, являются пляжевые фестоны (фиг. 36). Они состоят



Фиг. 36. Аэроснимок пляжевых фестонов вдоль берега Панамы.

из коротких, поперечных относительно линии уреза хребтиков, переходящих в острые мысы. Пляжевые фестоны часто, но не всегда, можно найти на внешнем крае надводной террасы пляжа. Они более обычны на пляжах, сложенных грубым песком.

В тонкозернистом песке фестоны получают превышения над ложбинами всего в несколько сантиметров, в то время как в гравии или грубозернистом песке их относительные высоты могут достигать более метра.

Детальное описание пляжевых фестонов дано Джонсоном [*7, 457—486*]. Джонсон пришел к выводу, что фестоны образуются в условиях подхода волны к пляжу по нормали и разрушаются при косом подходе волны. Наблюдения в Южной Калифорнии подтверждают это положение. Однако, с другой стороны, Джонсон пишет, что пересечение двух систем волн не допускает развития фестонов, в то время как наблюдения в Южной Калифорнии показали, что нередко можно встретить фестоны на мысах, где наблюдается пересечение двух систем волнений. Можно думать, что фестоны образуются и при нормальных к урезу ортогоналях и при пересекающихся ортогоналях двух систем волнения, ибо и в том и в другом случае продольное перемещение наносов вдоль берега исключается. Фестоны у Санта Моника и у Ла Джолла развиваются полнее во время низких приливов, чем во время высоких. Образование фестонов можно приписать действию обратного потока заплеска, вырабатывающего на пляже миниатюрные русла на более или менее постоянном расстоянии одно от другого и формирующего хребты между этими руслами при надвигании волны [1].

Волна, подходящая под косым углом к урезу, при достаточной ее силе быстро разрушает всю серию фестонов. Малые фестоны, образующиеся на пляжах из тонкого песка, могут быть разрушены одной-единственной волной, подошедшей к урезу под косым углом после серии нормально шедших волн [Иванс, 4]. С другой стороны, хорошо выраженный ряд фестонов на крутом пляже может пережить значительный период действия косых волн.

ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ ПЛЯЖА

Общие соображения. Пляж переживает циклические изменения, среди которых особенную роль играют изменения годового цикла [Шипард и Лафонд, 11]. В наиболее населенных областях северного полушария зима является штормовым периодом, в то время как летом наблюдаются обычно небольшие волнения. В период годового цикла происходит разрушение пляжей в течение штормового сезона и восстановление их в пору слабых волнений. Двухнедельный цикл, имеющий меньшее значение,

[1] Наши работы показали, что фестоны образуются не только в фазу размыва пляжа, но и в фазу аккумуляции. В обоих случаях происходит резкая дифференциация материала по крупности. Аккумулятивные фестоны зарождаются в виде куч наиболее крупных частиц. Фестоны иногда вырезаются также в низких глинистых клифах. (*Прим. ред.*)

связан с изменением высоты прилива. В высокий прилив надводные террасы пляжа могут быть значительно разрушены, в период малых приливов они вновь выдвигаются в море. Возможны и иные циклы развития пляжа в районах, где штормы равномерно распределяются во времени. Обычно во время шторма пляж разрушается, тогда как восстановление его идет в периоды последующей тихой погоды.

Процесс размыва пляжей. Полное уничтожение пляжа происходит в результате исключительно крупных волнений и исключительно высокого уровня моря, либо при высоком приливе, либо при действии сильных нагонных ветров и, в редких случаях, при действии тсунами. Первые признаки разрушения пляжа можно наблюдать на его ступенях. Набегающие волны поднимаются на такую высоту, что обратный сток приобретает достаточную скорость для сноса песка. Край ступени может разрушаться или в результате отступания всей средней зоны пляжа, без особого изменения уклона, или путем образования у бровки ступени размываемого откоса. Можно отметить, что в первом случае разрушение пляжа идет под воздействием местных штормов с волнами малого периода, в то время как во втором случае размыв вызывается крупными волнами большого периода. Образование откоса можно также считать обычным явлением в первую стадию разрушения пляжа, в начале сезона крупных волнений. При дальнейшем срезании ступеней откос исчезает и вырабатывается новый уклон пляжа, отвечающий условиям равновесия в данную фазу волнения.

Отступание пляжа идет быстрее в грубых наносах, чем в тонком или среднем песке. Быстрое разрушение ступени из грубого песка становится понятным, если пройти по пляжу и убедиться, насколько менее плотен грубозернистый песок сравнительно с тонкозернистым.

В период крупных волнений может исчезнуть и отливная аккумулятивная терраса. Движение воды вверх и вниз по всему пляжу стремится выработать единый уклон во всей зоне осушки. С другой стороны, период сильных штормов и мощного разрушения волны может привести к преобразованию пологого однообразного уклона внешней зоны берега в зону развития подводных валов и ложбин. Сотни профилей, заснятых у берегов Южной Калифорнии от пляжа в море, показали, что подводные валы и ложбины значительно резче выражены в штормовой зимний период, чем в сезон преобладания тихой погоды и умеренных волнений. Непосредственно после действия крупной волны валы еще слабо выделяются в рельефе склона, но через несколько дней они достигают своего наибольшего выражения в рельефе. Валы имеют тенденцию перемещаться при длительном действии штор-

мов в направлении моря, так что, несмотря на возрастающие относительные размеры, они оказываются в разгар штормового периода на больших глубинах.

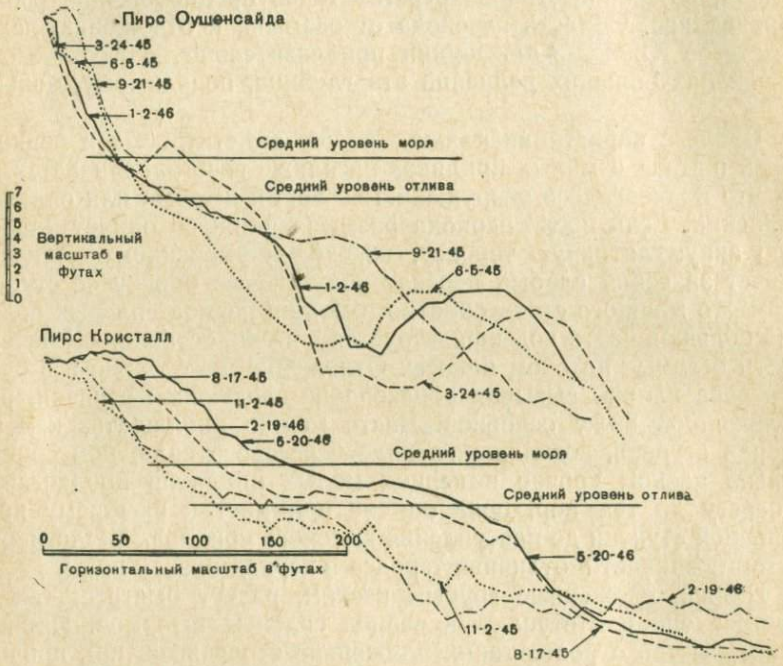
В период зимних штормов у берегов Калифорнии часть подводного склона, лежащая мористее области развития валов, становится менее глубоксй. Мы еще не располагаем данными, позволяющими утверждать, что песок, уносимый с пляжа, отлагается непосредственно на примыкающей части подводного склона, но для некоторых берегов такое предположение вполне справедливо. Область перехода от размыва к отложению лежит у берегов Южной Калифорнии приблизительно на глубине 4 *м*. В районах больших волнений эта глубина, повидимому, больше.

Процесс нарастания пляжа. Можно отметить, что в периоды тихой погоды и малых приливов на пляже восстанавливается все то, что подвергалось разрушению во время шторма или сильного волнения. Если после периода размыва пляж сохраняет надводную аккумулятивную террасу, переход к умеренному волнению влечет за собой слабый перекат волны через бровку ее ступени и вместо мощного стока обратно в море в период сильных волнений бо́льшая часть воды фильтруется в песок, оставляя на поверхности несомые потоком наносы. Отложение идет также и в средней зоне пляжа, вызывая образование следующей ступени, расположенной ниже основной. Часто можно наблюдать, как эта вторая ступень, возникшая в виде берегового вала, при сравнительно низком уровне в период малых приливов продвигается к берегу до тех пор, пока она не примкнет к внешнему краю основной ступени до наступления высокого прилива. Аналогичным путем возникает и отливная терраса в период низкой воды.

Пляжи, сложенные грубым песком, растут быстрее; так же быстрее они и отступают в период сильных штормов. Причина более быстрого роста таких пляжей не столь ясна, как причина их быстрого размыва. Весьма показательно, что автомобиль может без особых опасений преодолевать пляжи, сложенные влажным тонкозернистым песком; однако езда по участкам пляжа, где преобладает грубозернистый песок, чревата опасностями.

Песок, отлагающийся в период тихой погоды, может поступать на пляж частично с подводных валов, которые в летний период, видимо, продвигаются к берегу. Однако итоговый баланс песка в зоне подводных валов оказывается положительным; очевидно, имеет место поступление песка вверх с подводного берегового склона, лежащего мористее зоны подводных валов. Продолжение мористее области развития подводных валов показывает углубление склона в период тихой погоды. Очевидно, песок движется из этой зоны к берегу.

Полный цикл изменений пляжа показан на профилях на фиг. 37. Здесь продемонстрированы результаты промеров у берегов Южной Калифорнии. Профили выбраны из числа промеров, повторявшихся периодически с интервалом от одного дня до сезона и покрывающих период не менее одного года. К сожалению, бóльшая часть промеров была проведена с пирса, где производство их было значительно облегчено, поскольку при этом не приходилось преодолевать на шлюпке зону прибоя. Возможно,



Ф и г. 37. Иллюстрация сезонного цикла изменений на примере южнокалифорнийского берега.

что изменения, наблюдавшиеся с пирса, не вполне типичны из-за влияния на движение воды свай, но измерения в Ла Джолла и в Оушенсайд (Калифорния) показали и на свободных участках берега в основном ту же тенденцию. Одна из тем плана Скриппсовского института предусматривает сбор более полного материала по этому вопросу.

Объяснение перехода от размыва к аккумуляции. Описание процессов на подводной части пляжа достаточно объясняет смену размыва аккумуляцией, но изменение направления движения песка на подводном береговом склоне требует дополнительного

разбора. Само явление летней аккумуляции и зимнего размыва представляется несколько загадочным. Чтобы яснее представить себе смысл этой загадки, представим себе, что два пляжа, которые мы назовем «А» и «Б», подвергаются соответственно в зимнее время действию волны в 2 и 4 *м* высотой, а в летнее — в 1 и 2 *м* и что песок на обоих пляжах имеет одинаковую крупность. Каким образом может произойти аккумуляция песка на пляже «Б» волной высотой 2 *м* в летнее время, когда такой же высоты волна на пляже «А» вызывает в зимнее время размыв? Это не чисто гипотетический случай, ибо именно такое положение мы имеем соответственно на некоторых пляжах Центральной и Южной Калифорнии. На первый взгляд загадка может показаться неразрешимой, однако после некоторого размышления мы приходим к выводу, что решение ее может существенно помочь нам в объяснении причины перехода от размыва к аккумуляции. Если мы будем рассматривать один из упомянутых гипотетических пляжей, то мы увидим, что мористее зоны разрушения волны течения в придонном слое будут изменяться таким образом, что при прохождении высоких волн итоговый перенос материала будет идти в сторону моря, а при прохождении малых волн — в сторону суши. Однако это объяснение не пригодно для зимнего размыва на пляже «А» и летней аккумуляции на пляже «Б». Ясно, что нельзя для всех случаев считать критической одну и ту же высоту волны перед разрушением. Нужно учесть другой фактор, а именно уклон дна. Влияние этого фактора еще недостаточно выявлено, и окончательные итоги можно будет подвести лишь в ходе дальнейших работ, предпринимаемых Скриппсовским институтом.

Возможны различные решения этого вопроса, например предложенные Грантом [5]. Из опытов в бассейне, проведенных Отделом эрозии берегов [2], известно, что прямое движение колебательной волны при прохождении ее гребня происходит быстрее, чем обратное, при прохождении ложбины через ту же самую точку. Для каждой данной волновой ситуации прямая скорость, направленная в сторону движения волны, может оказаться как раз достаточной для перемещения частиц наноса определенной крупности, в то время как при прохождении ложбины обратная скорость окажется недостаточной для сдвига в обратном направлении частицы, осевшей на дно после прохождения гребня. Таким образом может произойти продвижение наноса в сторону берега. Однако при подходе волн равной высоты к пляжам различного уклона их действие не будет одинаковым, так как на пляже с бо́льшим уклоном частицы песка будут испытывать и большее сопротивление при своем поступательном движении вверх. При достижении известного критического уровня сила тяжести частиц может превысить силу, вызывающую их движение вверх по

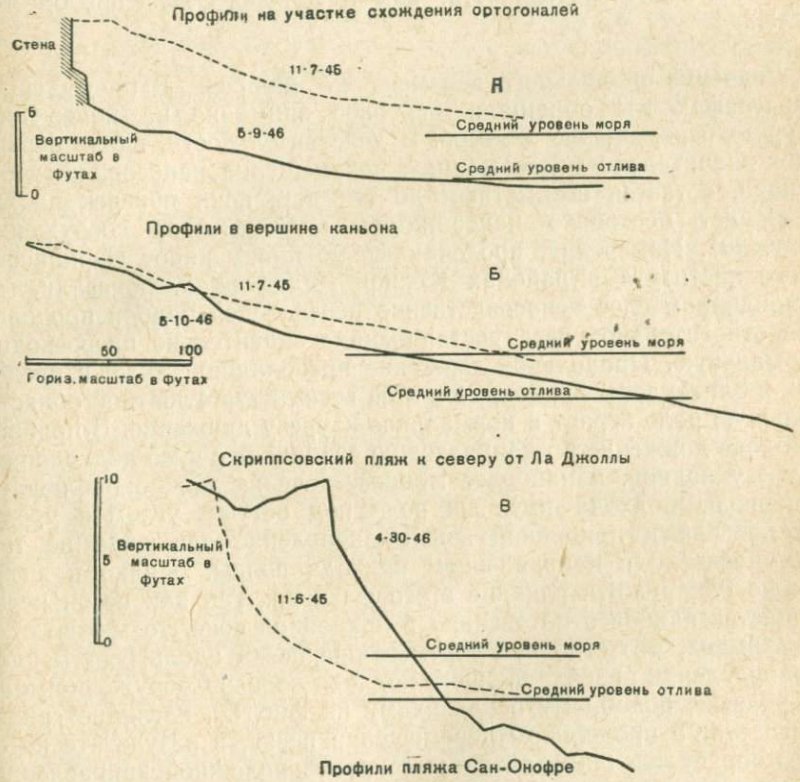
склону. Таким образом, чем больше волнение, тем больше наноса находится во взвеси и тем значительнее будет влияние силы тяжести частиц на крутом склоне.

Если материал остается постоянно во взвешенном состоянии и дно горизонтально, то наносы будут двигаться в направлении итогового перемещения воды. Известно, что близ поверхности воды перемещение масс воды в сторону распространения волнения незначительно. Возможно, что в придонном слое итоговое перемещение воды идет в обратном направлении. Таким образом, в случае если волны достаточно велики, чтобы удерживать нанос непрерывно во взвеси, перенос песка будет идти в сторону моря. Следовательно, не только высота разрушающейся волны определяет условия, которые должны иметь место на различных пляжах, чтобы наносы данной крупности находились непрерывно во взвешенном состоянии. В противном случае в районах, где величина волны всегда выше критической, песок двигался бы постоянно в море.

В разрешении этой загадки нам могут помочь разрывные течения (см. главу 3). Роль их следует признать особенно значительной в случаях, когда вода и у дна и на поверхности будет двигаться к берегу. При этом песок будет перемещаться к берегу как под действием больших скоростей, возникающих при прохождении гребня волны, так и в результате общего переноса масс воды. Однако движущаяся к берегу вода должна каким-то образом вернуться в море, и единственным фактором, компенсирующим ее перемещение к берегу, оказываются разрывные течения. Вода, отходящая от берега в виде разрывных течений, движется со значительно бо́льшими скоростями. В периоды крупных волнений разрывные течения должны выносить в море от берега большие количества наносов. Если в это же время между зонами действия разрывного течения материал подается к берегу, то он движется мощными продольными течениями вдоль уреза до тех пор, пока не попадет в разрывное течение, и в конце концов будет вынесен в море. Так как разрывные течения обнаруживаются за зоной разрушения волны в период крупных волнений, то выносимые ими наносы выпадают на значительной глубине, где отлагаются на дне до тех пор, пока уменьшение волнения не приведет к затуханию разрывного течения.

Хотя разрывные течения и изменяются прямо пропорционально высоте волны при разрушении [Шипард и др., **12**, *356*] они развиваются далеко не везде в одинаковой мере. Можно предполагать, что для одинакового размыва на различных участках берега необходимо действие различной высоты волны. В таком случае разрывные течения, так же как и уклон дна, могут объяснить загадку о пляжах «А» и «Б». Если приведенное рассуждение правильно, то при достаточной величине волны разрывные и про-

дольные течения оказываются доминирующим фактором; при их участии пляж, так же как часть прилегающей к пляжу внешней зоны, размывается и материал переносится на большие глубины внешней зоны, за область разрушения волны. С другой стороны, если разрывные течения оказываются недостаточно развитыми, то доминирующим фактором становится перенос материала к берегу и пляж нарастает. Роль прочих действующих при этом факторов еще нуждается в дальнейшем изучении.



Фиг. 38. Различие сезонного размыва и аккумуляции между участком схождения ортогоналей волны (*А*) и вершиной подводного каньона (*Б*). *В* — анормальный цикл развития пляжа.

В качестве иллюстрации роли разрывных течений в изменениях пляжа можно указать на район к югу от Ла Джолла (фиг. 38, *А* и *Б*). На этом участке, в результате существования здесь подводных каньонов, наблюдается схождение ортогоналей у точек, лежащих на расстоянии от 1000 до 1300 *м* к северу от каньона. По обеим сторонам от зоны схождения наиболее раз-

виты разрывные течения, и наносы переносятся к ним продольными прибрежными течениями. Промеры по профилям на пляже показали, что на этом участке в период умеренных волнений наблюдается быстрый рост пляжа при ничтожном развитии разрывных течений, в то время как в штормовой период тут идет еще более быстрое разрушение берега при участии мощных разрывных течений. С другой стороны, пляж против головы каньона испытывает очень незначительные изменения, идущие, однако, в той же последовательности, как и в зоне схождения ортогоналей.

Значение продольного перемещения наносов. В предыдущих параграфах мы обращали основное внимание на поперечное к урезу перемещение наносов. В действительности, вдоль берега идет значительно более мощное перемещение наносов, которое, однако, остается незаметным до тех пор, пока поперек пляжа не будет построено какое-нибудь искусственное сооружение (фиг. 30). Измерения, проделанные по плану работ Скриппсовского института в районах Южной Калифорнии, показали, что в придонном слое непосредственно перед зоной прибоя продольная относительно уреза составляющая значительно превосходит нормальную. Продольное движение преобладает также в пределах и ближе зоны прибоя, но в этой весьма турбулентной области большую роль играет и нормальное к урезу движение. В прибойной зоне движение по направлению совпадает с косо подходящей к урезу волной, и наиболее мощные течения можно наблюдать в периоды подхода крупных волн под острым углом к урезу. За пределами прибойной зоны направление движения не так тесно связано с направлением подхода волны, однако и здесь можно обнаружить влияние этого фактора. Так как песок перемещается наиболее интенсивно в прибойной зоне, то можно сделать вывод, что основное перемещение песка вдоль берега идет в направлении преобладающего подхода волны. Сооружение мола на участке, подобному показанному на фиг. 30, наглядно свидетельствует о продольном перемещении песка, в результате которого образуется широкий пляж с противоположной направлению течения стороны препятствия. При изменении направления подхода волн аккумуляция песка происходит по обе стороны прохода в порт, на внешних сторонах ограждающих его молов.

Циклы аномального развития пляжа. В бухте Сан-Онофре, в Южной Калифорнии, был встречен пример перехода от размыва к аккумуляции не в конце штормового периода, а в конце периода умеренных волнений. Этот необычный случай был изучен на южной стороне бухтового пляжа. Измерения показали здесь (фиг. 38, *Б*) наибольший размыв надводной части пляжа в конце

периода умеренных волнений, а максимальное его нарастание было отмечено к концу весеннего периода крупных волнений. Полностью объяснить такой ход процесса невозможно, но можно предположить, что течения вдоль данного берега меняют свое направление в различные сезоны, так как летом здесь преобладают южные волнения, а зимой — северо-западные. В результате зимой возможно движение песка к югу, вызывающее рост пляжа в том случае, если разрывные течения не развиваются до значительной силы. Процесс аккумуляции в этом случае носит тот же характер, как и в случае сооружения мола поперек течения (фиг. 30). Отсутствие разрывных течений в данном случае можно объяснить конфигурацией скалистой гряды, располагающейся перед пляжем. Летом южные волнения перемещают песок к северу.

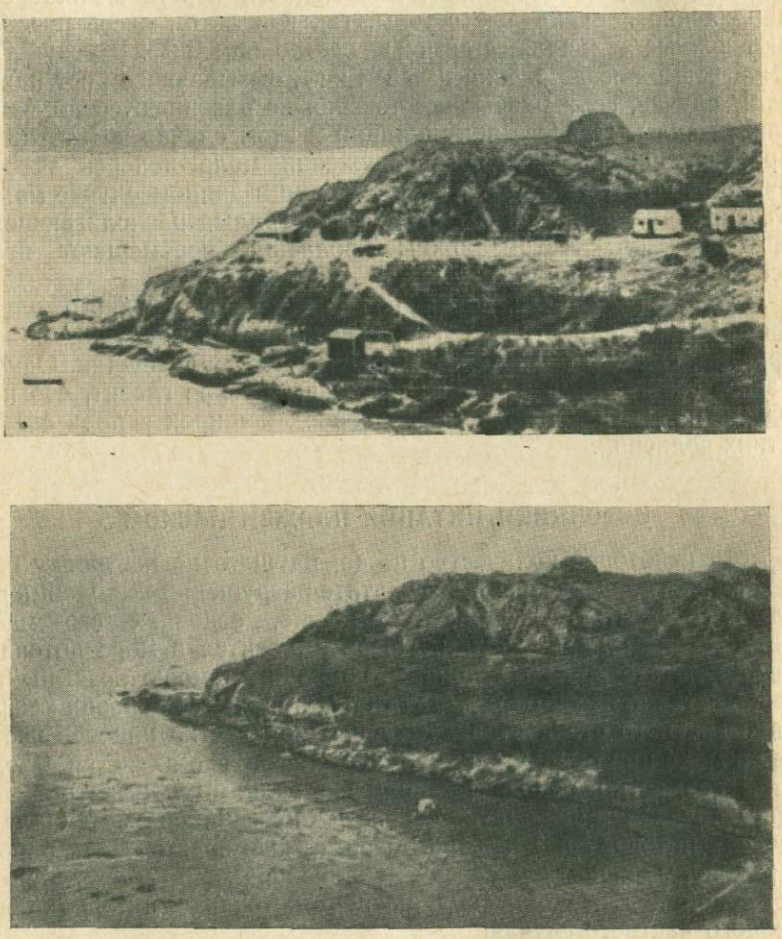
Отмечались случаи, когда по мере размыва одного пляжа одновременно нарастал другой, соседний. Такие случаи можно, вероятно, связать с фактором продольного перемещения. Однако и здесь сохранялось основное правило, которое гласит, что надводный пляж узок в штормовой период и широк в пору слабых летних волнений.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ПЛЯЖЕЙ ПЕСКОМ

Хотя некоторое количество песка, идущего на постройку пляжей, может образоваться в результате разрушения выходов пород под поверхностью океана, несомненно, основная его масса поступает на пляжи с суши. Песок выносится в море потоками и в результате эрозии склонов выходящих к морю возвышенностей. Частично песок образуется также в процессе абразии клифов и плоскостного стока с них. Большое количество наносов поступает в море при оползании участков клифов, что является результатом совместного действия подмыва волнами и выветривания. Относительная роль двух основных источников материала — выноса потоков и абразии берега — изменяется от района к району. Однако нижеследующие соображения могут помочь в решении вопроса о преобладающем источнике материала для каждого частного случая:

1. Сравнение старых фотоснимков скалистых берегов с современным их состоянием свидетельствует о чрезвычайно ничтожных изменениях (фиг. 39). Хотя арки и отдельные останцы часто разрушаются, в целом основная часть коренного берега отступает очень медленно. Это в особенности справедливо для берегов, сложенных твердыми породами. Как показал Джонсон [8, *184—195*], даже ледниковая штриховка, образовавшаяся много тысяч лет назад, сохраняется в настоящее время ниже современного уровня моря.

2. Абрадируемые клифы, сложенные рыхлыми или слабо сцементированными породами, отступают со средней скоростью около 30 *см* в год. Многие случаи, приводимые Джонсоном [7, 8]



Фиг. 39. Снимок скалистого берега близ Сан-Луи, Калифорния, показывающий отсутствие заметных изменений за период в 50 лет (верхний снимок — 1895 г., нижний — 1945 г.).

и другими авторами, были обследованы в работах Скриппсовского института. Отступание таких берегов дает достаточно песка для образования пляжей только в том случае, если песок является существенной составной частью пород клифа.

3. Многие реки впадают в глубоко врезанные заливы и отлагают выносимый ими материал в вершинах этих заливов, так что к берегам открытого моря может попадать лишь небольшая часть речных наносов. Однако во время паводка значительное количество песка может быть перенесено непосредственно через подобные эстуарии и добавлено, таким образом, к запасам песка на открытом берегу. Также и приливные течения могут вынести из залива большие количества отложений эстуария.

4. При впадении потоков непосредственно в океан они почти всегда выносят большие количества песка. В таких районах вынос песка реками является основным источником пляжевого материала. Это справедливо во всяком случае для берегов Южной Калифорнии [1]. С другой стороны, в некоторых районах водные потоки настолько слабы и течение их настолько замедленно, что они не выносят в океан ничего, кроме илистых и глинистых частиц, и пляжи таких районов должны получать песок из других источников.

Значение твердого стока с суши для питания берегов наносами было показано Грантом и его сотрудниками. Произведенные ими измерения у гористых берегов Южной Калифорнии выявили прямую зависимость ширины некоторых пляжей от количества атмосферных осадков, выпавших в предшествовавшую зиму. При большом количестве осадков в зимнее время горные потоки выносят значительное количество песка, который затем подается на пляжи в течение лета.

Песок, вынесенный в океан, не всегда продвигается к берегу и поступает на пляж. Часть тонкого песка может быть вынесена мощной струей впадающей реки настолько далеко в море, что действие волн оказывается уже слишком слабым для возвращения его к берегу. Сильные разрывные течения могут возникать вблизи мест поступления песка к берегу и при их действии песок также может выноситься столь далеко в океан, что уже не возвращается к берегу. Чем сильнее волнение, тем больше шансов, что песок будет приведен в движение на значительных глубинах. Джонсон [7, *93*] приводит случаи, когда галечниковый и щебневый балласт выгружался за 10—15 *км* от берега, на глубинах 15—35 *м*, и затем был обнаружен на берегу.

ПОСТОЯННАЯ УБЫЛЬ ПЕСКА С ПЛЯЖА

Очевидно, что пляжи должны иметь более или менее постоянный расход песка, иначе при регулярном поступлении новых масс песка с берега они непрерывно увеличивались бы в размерах.

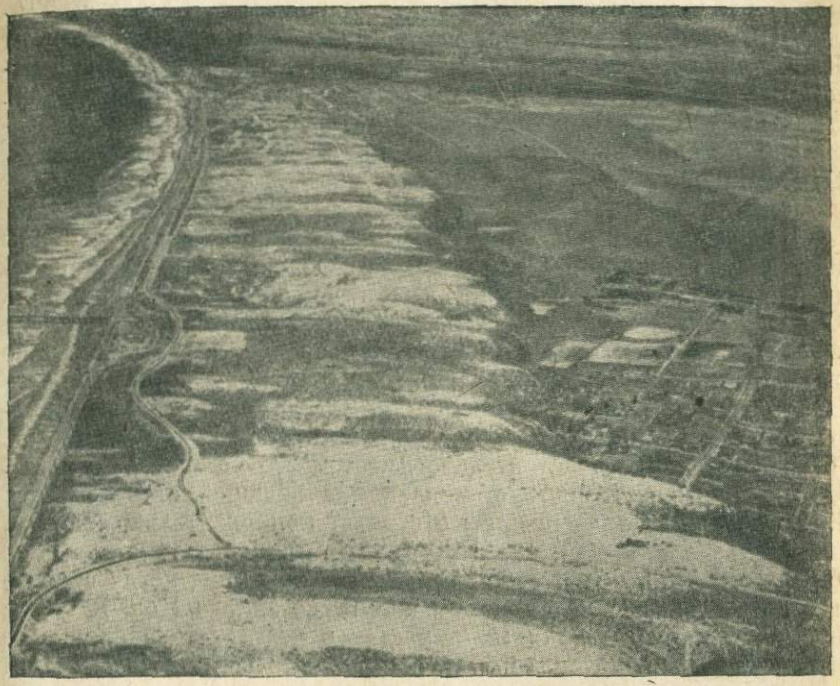
[1] Некоторые из таких рек имеют короткие эстуарии, но в половодье возникает такой мощный поток, что песок переносится через эстуарий непосредственно в океан.

По старым фотоснимкам нам известно, что многие пляжи почти не изменили своих размеров; в связи с этим встает вопрос о возможных путях выноса песка. Можно предположить, что песок может быть унесен волнами и течениями в такие районы, откуда возвращение его при нормальном волнении окажется уже невозможным; песок может быть перенесен ветром в глубь побережья и образовать береговые дюны, и наконец, если он окажется очень тонким, не исключена возможность уноса его ветром.

Движение песка в море доказывается многими признаками, из которых наиболее существенным представляется отсутствие или небольшое развитие пляжей на стороне скалистых мысов, вдоль которой следуют прибрежные течения. Возможно, что значительная часть песка, обходящего мыс, выносится далеко в море, откуда уже не может быть возвращена действием волнений. На встречной стороне мысов обычно развиваются значительные разрывные течения, которые могут выносить большие количества песка настолько далеко, что он уже не может быть перемещен к берегу волнами. Значительная расчлененность рельефа берегового склона и особенно близость к берегу подводных каньонов могут способствовать значительной потере песка. Если песок выносится к краю такой депрессии, то далее он стремится скользить вниз по склону, и движению его обратно к берегу будет препятствовать сила тяжести. Как будет показано ниже, материал, отлагающийся в вершине каньона, не остается там продолжительное время. Во многих местах пляжи непосредственно примыкают к участкам, которые можно назвать зонами действия сточных течений в вершине подводного каньона. Это подтверждается на примере двух каньонов вблизи Скриппсовского института. Третий вид доказательств, правда, довольно сомнительной ценности, дают нам песчаные пробы грунта с внешней части шельфа, с материкового склона и даже из примыкающих к склону со стороны океана депрессий. Этот песок обычно вполне соответствует по крупности песку пляжей и хорошо отсортирован. Однако не следует забывать, что этот песок, возможно, отложился на дне в те времена, когда либо уровень океана был ниже, либо дно его было поднято на большую высоту. Некоторое количество песка может быть снесено в море также и ветрами, особенно там, где сильные ветры дуют с суши.

Перенос песка в сторону суши можно наблюдать почти на любом берегу с преобладающими морскими ветрами, если только песок мелок. Один из лучших в мире примеров этого явления дает район Ланд в юго-западной Франции. Здесь дюны, в настоящее время в значительной мере покрытые лесом, занимают площадь около 10 000 *кв. км* и пополняются песком, повидимому, сдуваемым с местных пляжей. Эти пляжи, в свою очередь, имеют исключительно богатые источники питания песком в виде выноса

рек, стекающих с Пиренеев, и этот песок, вероятно, концентрируется продольными течениями в изгибе между направленной к северу береговой линией Франции и идущей к западу береговой линией Испании. Берега Калифорнии и Нижней Калифорнии дают много аналогичных примеров меньшего масштаба. Дюны



Фиг. 40. Снос песка с пляжа в результате дефляции и перемещения дюн в сторону суши у *южного мыса залива* Санта Моника, Калифорния.

продвигаются на многие километры по широким долинам рек этих районов и частично по низменности Лос Анжелоса (фиг. 40). Передвижение этих дюн частично задержано растительностью, но новые порции песка непрерывно поступают на них с прилегающих пляжей. Эти данные показывают, что перемещение песка в сторону берега имеет место только в районах сравнительно низких берегов. У морских клифов и береговых обрывов песок может собираться ветром в значительные скопления, но обычно возвращается в море действием волн или дождевых потоков во время сильных ливней. Во многих случаях выносимый в сторону суши песок отлагается в долинах и возвращается образующимися при сильных дождях потоками, так что здесь мы имеем завершенные

циклы переноса песка. В других районах песок может быть перенесен и отложен в пустыне, подобной Сахаре, где он оказывается окончательно превращенным в континентальные отложения.

Убыль песка в результате истирания, вероятно, не очень существенна, хотя она значительна в тех случаях, когда карбонатные пески перемещаются совместно с кварцевыми. Рэссел и Тейлор [10], исследуя речные пески Миссисипи, перенесенные от Каира до устья, не выявили сколько-нибудь отчетливых признаков окатывания, но отметили некоторое раздробление песчинок. Указанные исследователи нашли, что песчинки очень незначительно истираются, когда размер их колеблется в пределах от 0,147 до 0,208 *мм*.

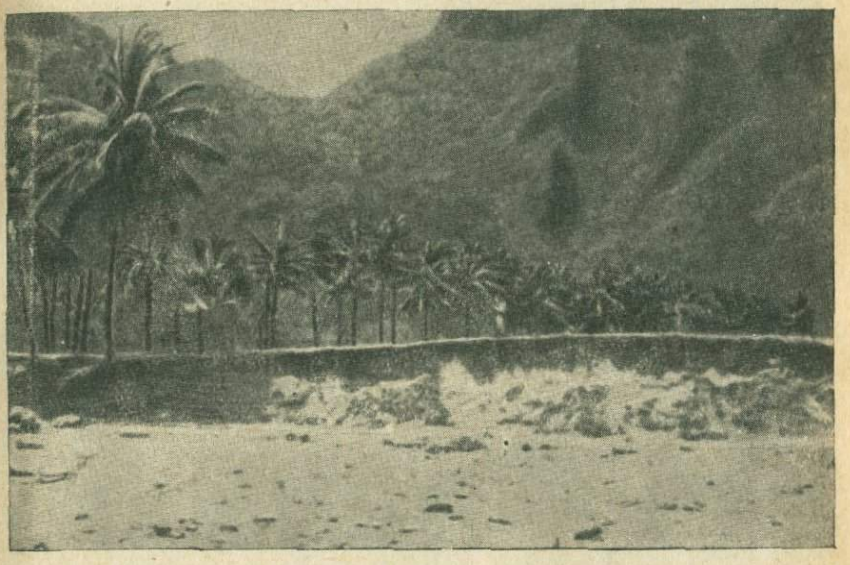
Вековые изменения пляжей. Вышеописанные сезонные циклы изменений пляжа не давали никаких указаний на итоговые изменения, переживаемые пляжами за многие годы их существования. Обычно геологи считают, что океан непрерывно наступает на сушу и разрушает ее, если этому не препятствуют какие-либо тектонические факторы или выдвижение дельт. Если бы это предположение оказалось правильным, то мы должны были бы обнаружить постепенное отступание пляжей на большинстве берегов. Такое отступание действительно имеет место на многих берегах. Оно, например, твердо установлено на внешней стороне мыса Код, где аллювиальный клиф отступает приблизительно на метр в год [Джонсон, 8, *400*]. Вдоль этого мыса пляжи отступают вместе с берегом, хотя, конечно, это отступание кончится, когда сравнительно узкий мыс будет срезан вплоть до залива Код. В то же время некоторые пляжи мыса растут в результате продольного переноса части материала, абрадируемого на так называемом «хребте» мыса [Джонсон, 8, *458—465*].

Однако в Южной Калифорнии некоторые пляжи, за которыми мы ведем постоянные наблюдения, выросли за последние десятилетия. Этот рост, вероятно, является результатом заполнения небольших эстуариев, после чего выносимый реками материал смог поступать непосредственно в океан [Грант и Шипард, 6]. Другие однозначные и непрерывные изменения, наблюдающиеся на некоторых пляжах, объясняются инженерными работами и будут рассмотрены в главе 12.

Сравнение старых карт и старых фотоснимков пляжей Южной Калифорнии с современным их состоянием показало, в общем, небольшое изменение в характере пляжей, и в большинстве случаев эти изменения можно приписать инженерным работам. Если вообще возможно равновесие поступления песка на пляж с его сносом природными процессами, то итоговое изменение пляжа может быть ничтожно в течение сотен лет.

РАЗРУШЕНИЕ ПЛЯЖЕЙ ВОЛНАМИ ТСУНАМИ И УРАГАНАМИ

Как тсунами, так и ураганы вызывают особый вид разрушения берегов, который скорее можно связать с исключительным поднятием уровня воды, чем с необычайной силой воздействия волн. Во время тсунами вода часто поднимается очень сильно и разрушающая деятельность определяется в основном или смывом материала потоками воды, стекающими вниз по склону, или действием обычных ветровых волн, которые при поднявшемся уровне



Фиг. 41. Расширение пляжа и образование клифа в результате действия волны тсунами 1 апреля 1946 г. у северного берега Кауаи, Гавайские острова. О масштабе явления свидетельствует фигура человека, стоящего на бровке клифа.

могут достигать участков берега, совершенно не обработанных еще волновой абразией и не приспособившихся к ней. В этих условиях, понятно, разрушение идет очень быстро. Песчаные дюны и земляные насыпи, расположенные за пляжем, могут оказаться срезанными, и образуется новый, сильно расширенный пляж с абразионным клифом за ним (фиг. 41). При этом профиль пляжа, расположенного перед размытыми участками, оказывается очень мало измененным. Много подобных примеров было встречено после гавайского тсунами 1 апреля 1946 г. Во время действия этой волны на пляжи было выброшено громадное количество кораллов, принесенных с соседних рифов. После спада воды на

пляжах были обнаружены обломки кораллов, достигающие 3 *м* в поперечнике. В ряде мест, где волны достигали высоты более 10 *м*, береговая линия отступила и оказалась изрезанной (фиг. 42), особенно на склонах долин, где наибольшей силы достигал сточный поток при действии волн. Здесь песчаный пляж был местами полностью уничтожен, оставив после себя массы валунов и гальки.

Тсунами, пришедший к берегам Санрику (Япония) в 1933 г. и причинивший большие разрушения, также вызвал значительное

Фиг. 42. Образование маленькой пещеры в устье долины Пололу на Гавайских островах во время тсунами 1 апреля 1946 г. На месте смытого песчаного пляжа остались только валуны (слева на первом плане). Подъем воды достигал 16,5 *м* у гряды дюн.

продвижение пляжей в сторону суши [Токийский университет, 13]. На фотографиях можно было видеть, что целые районы, где ранее располагались города, были превращены в пляжи, ограниченные со стороны суши свежим морским клифом.

Ураганы не поднимают уровень на такую высоту, как тсунами, но зато сопровождаются значительно более сильным действием ветровых волн. В 1900 г. в Гальвстоне волны, перейдя через защитную стенку, разрушили часть города. В 1938 г. у берегов Род Айленда и Массачусетса ураган вызвал подъем уровня моря приблизительно на 4 *м* [Николс и Мартстон, 9], а ураган 1944 г.

на мысе Код вызвал подъем уровня на 3,5 *м* [Шот, 3]. Действие подобных штормов весьма сходно с действием гавайского тсунами. Клифы были отодвинуты в сторону суши, пляжи расширены, но в нижней своей части пляжи были скорее увеличены, чем размыты. С другой стороны, ураган 1938 г. вызвал значительное отступание береговой линии вдоль некоторых баров, окаймляющих берега, и создал во многих местах новые промоины в теле этих баров. Однако большинство подобных изменений имело лишь временный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beach Erosion Board, Interim Report of the Board. Office of the Chief of Engineers, U. S. Army, 1933.
2. Beach Erosion Board, A study of progress in oscillatory waves in water, Tech. Report No. 1, Office of the Chief of Engineers, U. S. Army, 1941.
3. Chute N. E., Shoreline changes caused by hurricane of September, 1944, Bull. 9. *Mass. Dept. of Public Works in cooperation with the U. S. Geol. Survey*, 1946.
4. Evans O. F., «Classification and origin of beach cusps». *Jour. Geol.*, **46**, 615—627, 1938.
5. Grant U. S., «Waves as a sand transporting agent». *Am. Jour. Sci.*, **241**, 117—123, 1943.
6. Grant U. S., and Shepard F. P., «Changes along the California coast». *Proc. Geol. Soc. Am.* for 1936, 75—76, 1937.
7. Johnson D. W., «Shore processes and shoreline development». John Wiley and Sons, 1919.
8. Johnson D. W., «New England-Acadian shoreline». John Wiley and Sons, 1925.
9. Nichols R. L. and Marston A. F., «Shoreline changes in Rhode Island produced by hurricane of Sept., **21**, 1938». *Bull. Geol. Soc. Am.* **50**, 1357—1370, 1939.
10. Russell P. D. and Taylor R. E., «Roundness and shape of Mississipi River Sands». *Jour. Geol.*, **45**, 225—267, 1937.
11. Shepard F. P. and LaFond E. C., «Sand movements along the Scripps Institution pier, California». *Am. Jour. Sci.*, **238**, 272—285, 1940.
12. Shepard F. P., Emery K. O. and La Fond E. C., «Rip currents; a process of geological importance». *Jour. Geol.*, **49**, 337—369, 1941.
13. Tokyo Imperial University, «Papers and reports on the tsunami of 1933 on the Sanriku coast, Japan». *Bull, Earthquake Res. Inst.* Supplement 1, 1934.

Глава 6

МАТЕРИКОВАЯ ПЛАТФОРМА (ШЕЛЬФ); РЕЛЬЕФ И ОТЛОЖЕНИЯ

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Мелководные морские террасы, окаймляющие материки, получили название *материковых шельфов*. Эти шельфы являются прибрежными равнинами океана и в действительности в большинстве мест являются прямым продолжением равнин соседних материков. Подобно береговым равнинам, они имеют много неровностей, в большинстве случаев незначительных по высоте. Шельфы, так же как и прибрежные равнины, прорезаются лишь редкими неглубокими долинами, но они имеют больше гряд и котловин.

Кроме того, внешние части шельфов изборождены значительным числом глубоких каньонов.

Термин *материковый шельф* используется здесь только по отношению к тем террасам, которые имеют несомненную связь с материками.

В некоторых случаях этот термин применяется к внешним плато или расчлененным поверхностям с глубинами, значительно превышающими 200 *м*, но во всяком случае не столь большими, как океанические. Для таких пространств предлагается термин *континентальный бордерленд*. Край материкового шельфа находится обычно на глубинах, меньших 200 *м*, но в некоторых местах терраса простирается и к бóльшим глубинам. В таких случаях кажется целесообразным сохранять название шельфа, даже если глубина внешнего края террасы достигает 350 или 550 *м*. Это название применяется также к необычно глубоким шельфам, примыкающим с внешней стороны к областям современного оледенения, на которых жолобы и котловины могут достигать глубин 550 или даже 650 *м*, хотя бóльшая часть такой области бывает значительно мельче.

О материковых шельфах написано мало, и большинство опубликованных статей основано лишь на местных данных. Так как шельфы являются чертой, характерной для всего земного шара, то при их изучении необходимо основываться на сведениях самого широкого масштаба. Поскольку лишь немногие районы были исследованы со взятием проб грунтов и с применением всего комплекса морских геологических исследований, недостающие сведения должны быть получены с гидрографических карт,

дополненных там, где это возможно, информацией из специальных источников. Карты содержат множество данных относительно топографии шельфа и исключительно большое число отметок о характере дна.

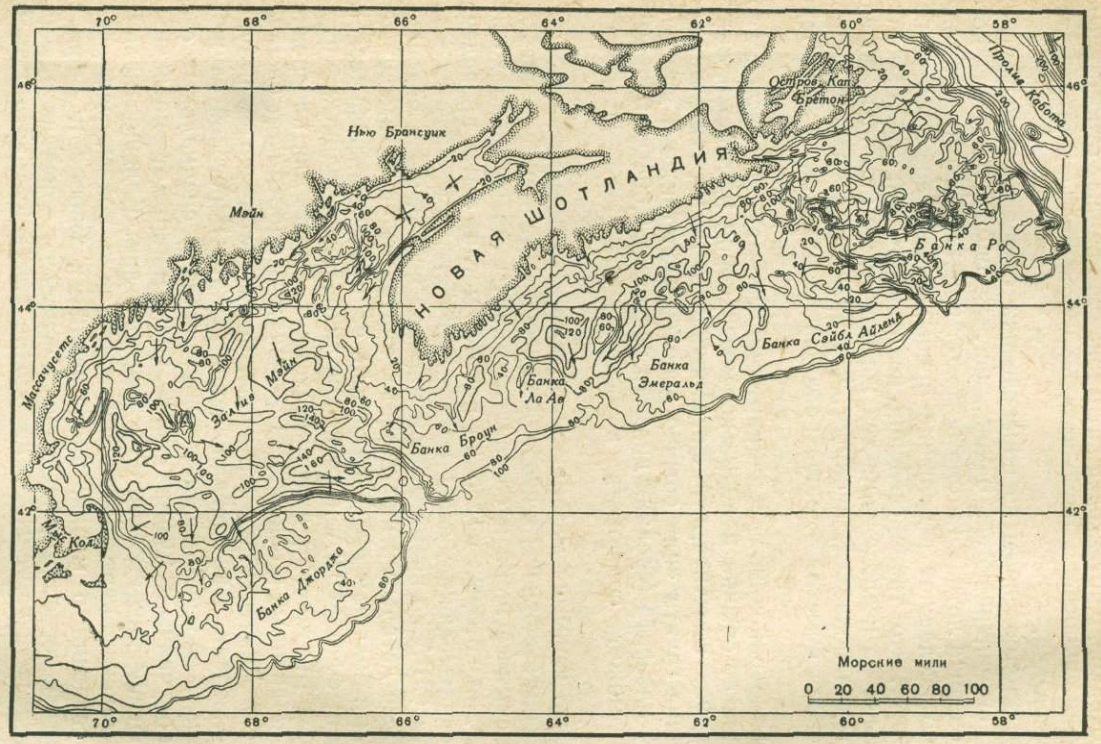
Последние основаны на определениях офицеров-гидрографов, которые ограничиваются, однако, беглым осмотром смазанного салом донышка лота, к которому может пристать грунт, или даже визуально исследуют небольшие пробы, принесенные дночерпателем. Ясно, что такие сведения не столь точны, как было бы желательно, но исследования тех же районов с помощью новейших методов показали, в общем, что предшествовавшие гидрографические отметки дают правильную картину характера дна.

Изучение районов, где на карте обозначено каменистое дно, обнаруживает обычно наличие коренных пород или, реже, валунов. Следует отметить, что фигурирующее на картах условное обозначение грунта «ил» обычно используется также и для обозначения алеврита (средний диаметр частиц от 0,004 до 0,06 *мм*), который может содержать в себе и заметное количество песка.

С целью изучения материковых шельфов мною и моими коллегами были вычерчены в изобатах тысячи карт шельфов чуть ли не всего земного шара и составлены карты донных отложений районов, для которых подобная работа могла быть проведена. Листы, охватывающие зоны военных действий и составленные для флота США во время второй мировой войны, были основаны на наиболее детальных иностранных картах из числа имевшихся в наличии в большом книгохранилище архива Гидрографического управления флота США и на неопубликованных данных, представленных Британским адмиралтейством. Карты для побережий США, выполненные в основном Стетсоном — работником Океанографического института в Вудхолле, были составлены в результате использования как опубликованных карт Береговой службы США, так и неопубликованных оригиналов и специальных сведений, полученных путем сбора информации от различных океанографических институтов и частных лиц. Большое количество германских карт, захваченных в конце войны, дало еще больше сведений о морях, прилегающих к Европе и Африке. В результате те данные, на которых основаны описания различных частей шельфа, если и не вполне точны, то зато весьма многочисленны.

ОПИСАНИЕ МАТЕРИКОВЫХ ШЕЛЬФОВ

Вопрос о происхождении материковых шельфов удобнее рассматривать на основе краткого описания основных особенностей



Фиг. 43. Рельеф шельфа у берегов Новой Англии и Новой Шотландии. На карте видны большие глубины вблизи берега и банки во внешней зоне. Стрелками показано предполагаемое движение льдов на поверхности шельфа. Контуры изобат генерализованы, сечение изобат через 20 морских саженей.

Изобаты через 5 морских саженей

Морские мили

1 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9

43° 10'

42° 50'

69°00

40

20'

Котловина Трукстон

Поднятие Трукстон

Котловина Дэвис

Поднятие Дэвис

Котловина Кейш

Котловина Аммен

Поднятие Аммен

Фиг. 44. Детали сложного ледникового рельефа, обнаруженного Береговой и геодезической службой США в проливе Мэйн.

Зак. 2168. Ф. Шипард.

шельфов, расположенных у берегов различных материков. Для удобства читателей большинство из них изображено на одной карте (I). Описание ведется от восточных берегов Северной Америки по ходу часовой стрелки. Арктические и антарктические зоны описываются особо.

Восточные берега Северной Америки. Вдоль побережья Лабрадора шельф имеет ширину около 130 *км* (I). Она возрастает к югу от залива Мелвил более чем до 160 *км*. Немногочисленные имеющиеся промеры показывают, что шельф имеет неровную поверхность со впадинами, жолобами и холмами. Возле Ньюфаундленда ширина шельфа составляет в среднем около 400 *км*. К северу глубины большей частью колеблются между 180 и 450 *м*. К юго-востоку от Ньюфаундленда внешняя часть шельфа имеет массу неровных банок, известных в целом под наименованием Большой банки. Этот район славится своими рыбными промыслами. Хотя глубины на этой банке в среднем составляют около 55 *м*, ближе от нее к берегу имеется много мест с глубинами свыше 180 *м*. Еще бóльшие глубины, порядка 180—550 *м*, находятся в жолобе пролива Кабота, ведущем из столь же глубокого залива Св. Лаврентия и протягивающемся через весь шельф (фиг. 43). Возле мыса Кап Бретон и Новой Шотландии продолжается широкий шельф с наибольшими глубинами во внутренней части и с рядом банок вблизи его наружного края. Одна из этих банок поднимается над уровнем моря, образуя остров Сейбл Айленд. От Новой Шотландии до мыса Код ширина шельфа значительно возрастает, потому что здесь большая излучина берега образует залив Мэйн. В этой части сохраняется тот же тип рельефа, что и к северу. Во внутренней части шельфа находится залив Мэйн, с его жолобами, котловинами и поднятиями, которые напоминают залив Св. Лаврентия. Мэррей [15] показал всю сложность рельефа на дне залива Мэйн на составленных им картах с изобатами, материалом для которых послужили детальные промеры Береговой и геодезической служб США. Одна из этих карт воспроизведена на фиг. 44. На внешней части шельфа Банка Джорджа с ее отмелями сравнима с Большой банкой, но она у́же последней. За отмелями Банки Джордж поверхность шельфа сравнительно гладкая; исключением является лишь неровный край шельфа.

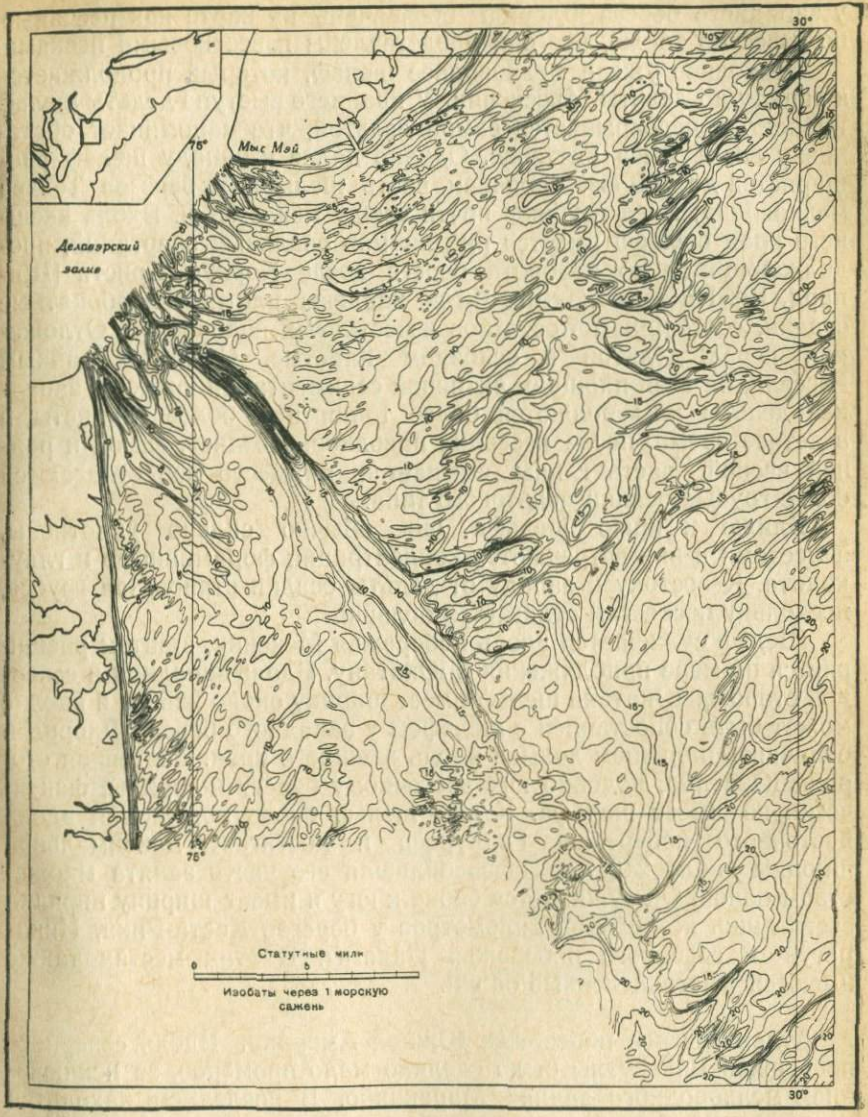
В этой зоне сложного рельефа, протягивающейся от Ньюфаундленда до залива Мэйн, характер дна следует определенному типу (фиг. 45). На банках преобладает песчаное дно, хотя во многих местах участки дна сложены гравием и валунами. Внутренние впадины и жолобы покрыты илистыми отложениями, но дночерпатель и здесь обнаруживает много валунов, смешанных с илом. Внутренняя зона вдоль берега имеет скалистое или

валунное дно; гребни, поднимающиеся над внутренними впадинами, также описаны как каменистые.

К югу от мыса Код начинается новая провинция шельфа. Внутренние впадины и внешние банки исчезают, и шельф становится относительно плоским. Однако промеры показывают, что там имеется много мелких холмов и гребней (фиг. 46). Удлиненная долина с рядом котловин пересекает шельф возле Нью-Йорка [Витч и Смит, 27, рис. 5]. Немного подобных долин имеется на земном шаре. Более короткие долины отмечаются у Делавэрского и Чезапикского заливов. К югу шельф сужается до того, что почти исчезает у мыса Гаттерас, где через все его пространство протягивается береговой аккумулятивный выступ. Несмотря на сужение, край шельфа сохраняет примерно ту же самую глубину (около 110 *м*) от Банки Джорджа и до точки в 160 *км* от мыса Гаттерас. В окрестностях мыса шельф становится значительно мельче. К югу от мыса Гаттерас (фиг. 23) шельф расширяется до 110 *км* и затем суживается к югу от Джексонвилла (Флорида) и фактически исчезает к югу от Палм-Бич, где Гольфстрим прижимается к берегу. От мыса Гаттерас до Палм-Бич шельф обрывается на глубинах от 36 до 55 *м*, без уменьшения их в каком-либо определенном направлении, исключая район Палм-Бич, где шельф вообще отсутствует.

Характер дна к югу и северу от мыса Код, так же как и его рельеф, резко различны. В частности, хорошую информацию об этом районе дали исследования Стетсона [25]. Песок является преобладающим осадком шельфа. Алеврит и глина находятся в некоторых заливах, только алеврит — на внешнем шельфе к югу от острова Марты Виньярд и Нантукета; однако внешний край шельфа имеет песчаные отложения или смесь алеврита и песка. Согласно Стетсону, в пробах, взятых по размерам, пересекающим шельф к югу от острова Марты Виньярд, сохраняется один и тот же средний размер зерен. Пятна гравия находятся во многих местах на этом шельфе [Шипард и Коуп, 21, лист 4].

У мыса Гаттерас по мере увеличения расстояния от берега осадки становятся грубее, и кварцевый песок внутреннего шельфа сменяется обломками ракушек и известковыми оолитами на внешнем шельфе. Содержание карбоната кальция возрастает к югу, и на крайне узком шельфе Флориды возле Палм-Бич залегают исключительно известковые осадки. За южным окончанием Флориды шельф появляется вновь. Следует отметить, что он сразу же становится широким и тянется вдоль западного побережья полуострова, сохраняя ширину около 240 *км*. Бóльшая часть этого шельфа имеет глубину менее 70 *м*, но склон от глубины 75 *м* до 100 *м* пологий. Край шельфа выражен нечетко. Осадки шельфа



Фиг. 46. Типичный рельеф шельфа у восточных берегов США, южнее области оледенения. Обратить внимание на небольшие долинки и впадины на шельфе, выходящие из Делавэрского залива.

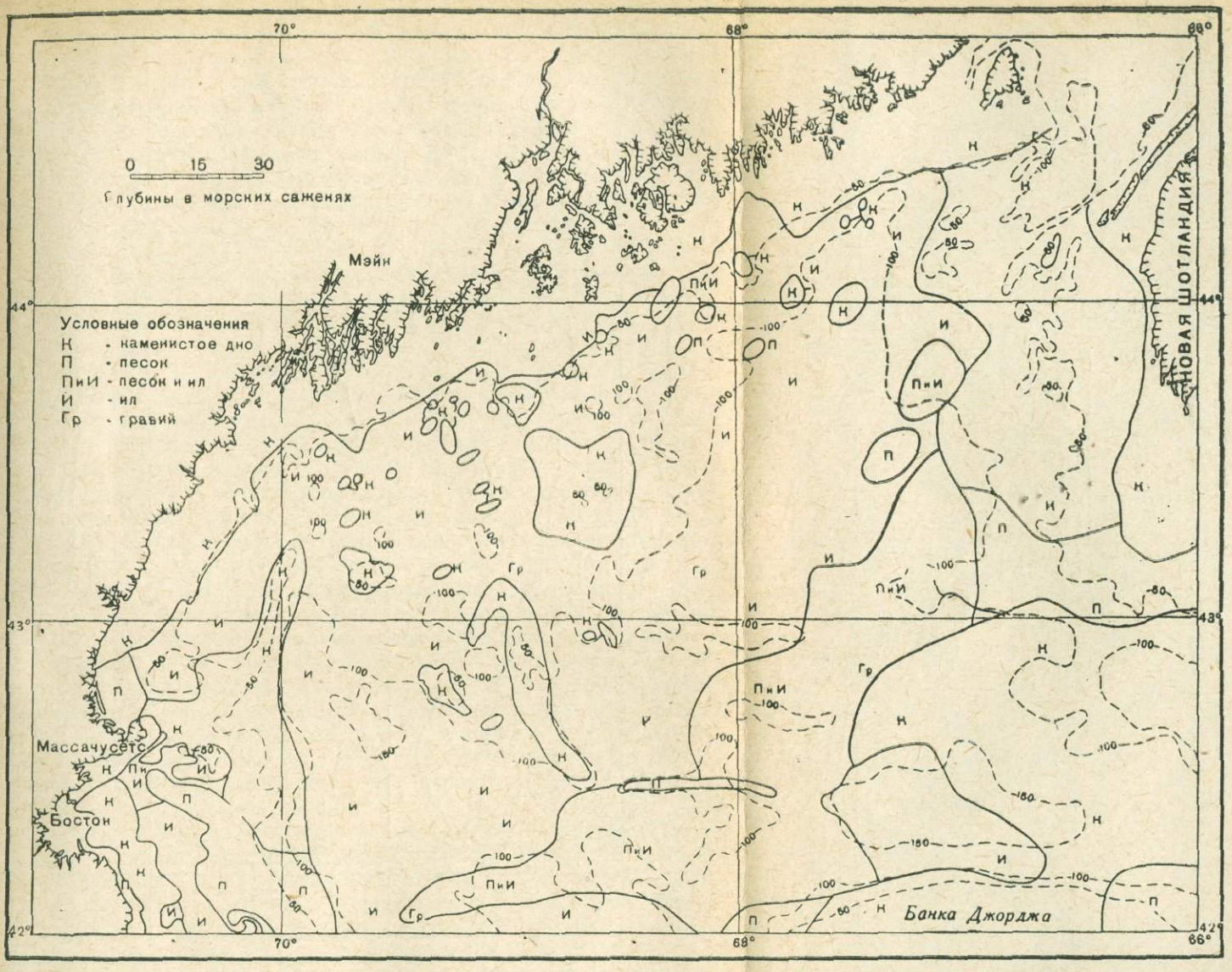
у западного берега Флориды обозначены на карте как песчаные, но известно также, что они представлены известковыми песками.

Несколько уже и мелководнее шельф, который продолжается к западу до дельты Миссисипи. У крайнего выступа дельты шельф полностью перекрывается самой дельтой, что напоминает обстановку возле мыса Гаттерас. Однако далее к западу шельф расширяется до 160 *км*. Бо́льшая часть шельфа у берегов Техаса мелководна, имея глубины почти всюду менее 65 *м*. Вдоль внешнего края шельфа имеется ряд холмов овальных очертаний, продолжающихся до поворота берега возле Корпус Кристи [Шипард, 19]. На этих холмах были найдены плотные карбонатные осадки, состоящие из остатков известковых водорослей. Отложения перед дельтой в основном илистые. Согласно данным Рэссела, на всей площади активной седиментации южнее и западнее дельты илы являются более тонкими и более глинистыми в летнее время, после весенних паводков. Позднее, зимой и ранней весной, часть глины смывается и вместо нее отлагаются более грубые осадки дельтового типа.

Ближе к краю шельфа они обычно сильно уплотнены, а местами в них встречаются концентрации фораминифер и глауконита. К востоку и западу от дельты осадки становятся грубее, поскольку песка там отлагается больше.

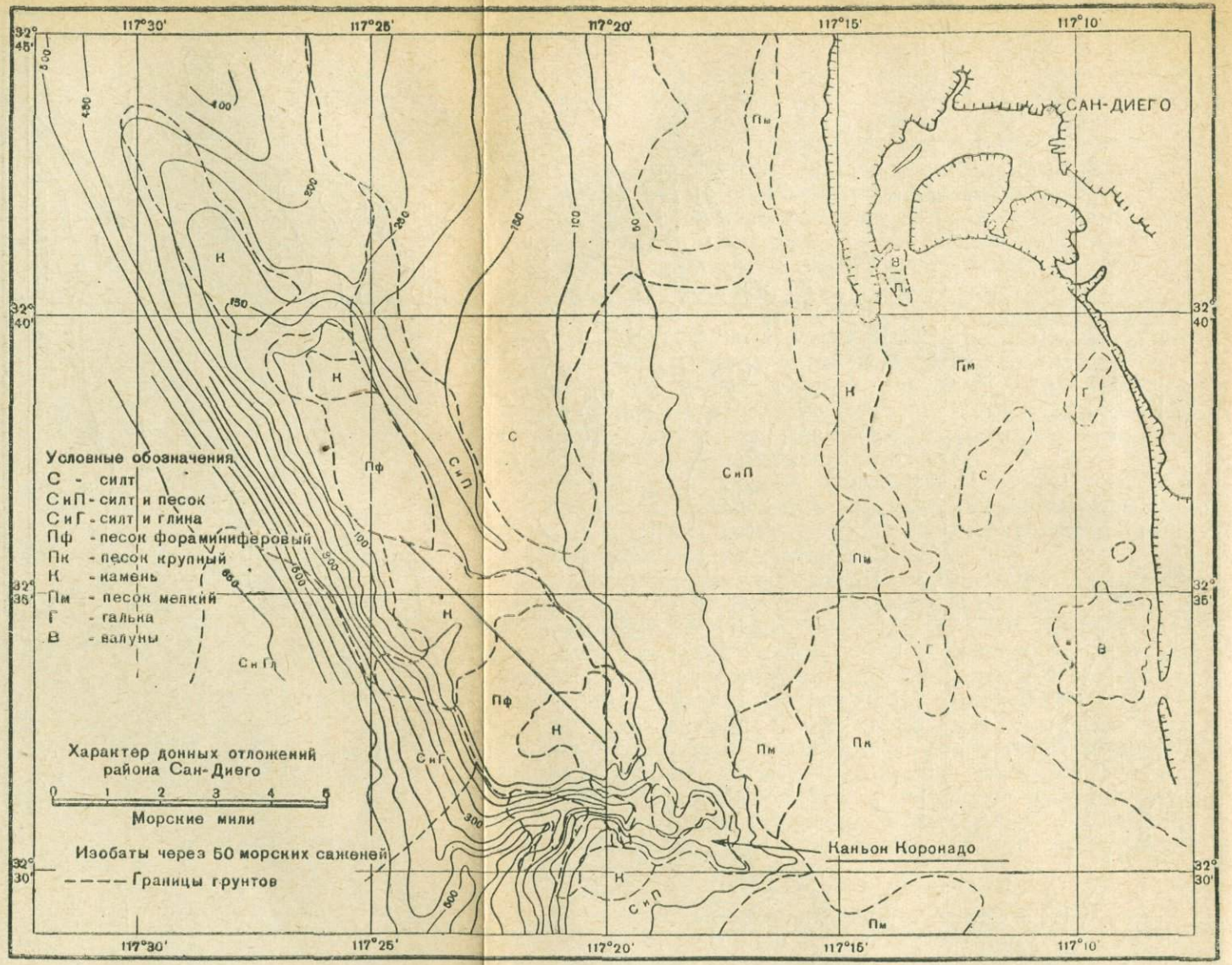
Шельф суживается вдоль побережья Мексики, а затем расширяется по мере приближения к Юкатану. Вдоль западной и северной стороны Юкатана шельф имеет ширину около 225 *км* и вполне может быть сопоставлен с шельфом у западного берега Флориды, отличаясь наличием холмов вдоль внешнего края. Восточная сторона Юкатана, подобно юго-восточному берегу Флориды, фактически не имеет шельфа. К югу шельф вновь появляется вдоль восточного побережья Гондураса и достигает максимальной ширины около 240 *км*. Здесь бо́льшая его часть занята множеством банок. Он суживается снова к югу и имеет ширину порядка всего лишь нескольких километров у берегов Коста-Рики, Никарагуа и северного побережья Панамы. В этих местах также имеются многочисленные банки.

Атлантическое побережье Южной Америки. Вдоль северного побережья Венецуэлы было сделано мало промеров, за исключением мелководного залива Маракаибо. В последнем находится мелководный бассейн, вытянутый с севера на юг; глубины бассейна равны в среднем 16 *м* в западной и до 36 *м* в восточной части. Отложения залива Маракаибо большей частью илистые, но имеется песчаная зона вдоль берега и у входа в залив, где, кроме того, отмечается гравий. Лучше исследован район острова Тринидад с узким неровным шельфом в северной части и с широким и ровным — вдоль южной оконечности острова. Перед устьем



Фиг. 45. Типы дна в проливе Мэйн. Границы грунтов нанесены Стетсоном для Комитета национальной обороны и опубликованы на специальной карте 1106А во время войны Береговой и геодезической службой США. Участки гальки и камня располагаются в области распространения илов.

Зак. 2168. Ф. Шипард.



Фиг. 47. Карта донных отложений района Сан-Диего.

расширяется (здесь его ширина колеблется в пределах от 300 до 550 *км*). К югу от залива Сан-Хорге шельф становится также значительно глубже, большей частью превышая 90 *м*, но в то же время глубины там не достигают 150 *м* и имеют место внутренние впадины глубиной от 18 до 110 *м*, особенно вокруг полуострова Вальдес. Согласно картам, течения вдоль берега являются сильными в большей части этой области и приливы в некоторых местах имеют амплитуду около 12 *м*. Приближаясь к Патагонии, шельф становится более неровным, и на нем имеются здесь места с глубинами более 180 *м*, особенно с внутренней стороны Фолклендских островов. Около мыса Горн немногочисленные промеры показывают большие глубины близ берега.

К югу от Ла Платы шельф почти полностью покрыт песком или гравием. Местами близ берега отмечены песок и ил (в заливе Сан-Хорге).

Дно залива Сан-Матиас покрыто песком и гравием, что может свидетельствовать о сильных течениях, действительно отмечаемых в этом районе, хотя вблизи залива Нуэва дно илистое, несмотря на течения. Южнее, вблизи южной оконечности Аргентины, возрастает неоднородность осадков шельфа [Мэтьюз, 4], которые здесь сходны с несортированным материалом в заливе Мэйн. Эта южная оконечность американского материка была некогда покрыта ледниками.

Тихоокеанское побережье Южной Америки. Вдоль расчлененного западного побережья Южной Америки ледникового типа шельф большей частью узок и очень неровен как по ширине, так и по глубине. В некоторых фиордах вдоль побережья Чили глубины достигают 1,6 *км*. Берег выравнивается к северу от 42° ю. ш., но там имеются только отдельные участки шельфа с глубинами большей частью свыше 90 *м* и с крутым уклоном от берега. Шельф более четко выражен к северу от границы Перу, но крутизна склонов у берега сохраняется до 7° ю. ш. Наибольшие глубины внешнего края шельфа вдоль западного побережья Южной Америки достигают почти 180 *м*. Таким образом, они сравнимы с соответствующими глубинами у восточного побережья, на участке к югу от Рио де Жанейро, и превышают глубины на краю шельфа у Атлантического берега Северной Америки. От 14 до 6° ю. ш. шельф имеет ширину в среднем около 50 *км* и у 3° ю. ш. в заливе Гваякиль расширяется до 65 *км*. В последнем дно преимущественно песчаное. Имеется мало данных, характеризующих дно в различных пунктах у тихоокеанского берега Южной Америки. Однако Ниверсон [16] описывает отдельные образцы осадков вдоль побережья Чили. Он находит, что некоторые из них показывают увеличение крупности материала в сторону моря, а некоторые — в сторону берега.

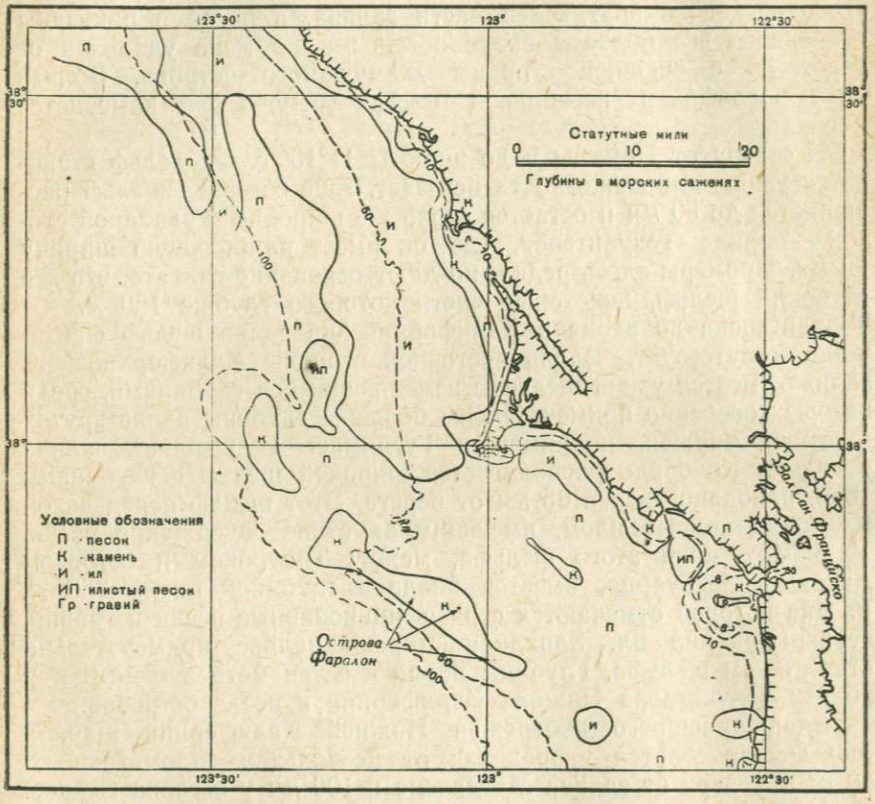
Тихоокеанское побережье Северной Америки. В Панамском заливе шельф расширяется до 120 *км*. Плоское дно, повсюду с глубинами 90 *м*, примечательно в этом заливе. Шельф кончается близ изобаты 180 *м*. Характер дна Панамского залива хорошо отражен на картах, и почти нет сомнений в том, что крупность отложений возрастает здесь в направлении от берега. Ил залегает во внутренней части залива, а песок и раковины становятся все более и более обычными по мере удаления от берега и с внешней стороны Жемчужного острова. Вблизи края шельфа в нескольких местах отмечается каменистое дно.

К северу от Панамы и до широты 11°15′ с. ш. шельф становится узким или даже почти исчезает. Еще севернее шельф расширяется до 50 *км* и остается столь же широким с западной стороны залива Техуантепек, где он имеет наибольшую ширину 90 *км*. Промеры здесь редки, но дают основание считать, что это глубокий шельф, некоторые части которого глубже 180 *м*. От Техуантепека до входа в Калифорнийский залив шельф фактически отсутствует. Вдоль восточной стороны Калифорнийского залива имеется узкий шельф с изменяющимися глубинами, среди которых особенно примечательны большие глубины вдоль крутой части побережья, например в Гуейямас. В вершине залива у дельты Колорадо располагается широкий шельф с глубинами 18 *м*, находящимися в 35 *км* от берега. Этот шельф перед рекой Колорадо покрыт илом, имеющим заметное содержание песка. У южного края этого шельфа, между Тибуроном и островом Анхель-де-ла-Гуарда, имеется впадина глубиной около 360 *м*, на дне которой отмечаются стратифицированные пески и гравий, перекрывающий ил. Западная сторона залива примечательна отсутствием шельфа. Глубины порядка сотен метров отмечаются вблизи полуострова Нижняя Калифорния и возле островов.

Вдоль внешнего побережья Нижней Калифорнии ширина шельфа колеблется в пределах от нескольких километров до 80 *км* к северу от залива Магдалена и 100 *км* у острова Седрос. Этот широкий шельф относительно глубок, достигая в значительной своей части глубин 80 *м* и обладая в то же время мелководной зоной на внешней стороне. Этот шельф имеет также обширные площади развития ила и песков, причем на его внешней части преобладают пески. Между островом Седрос и берегом материка имеется область распространения ила с очень низким содержанием песка. Эта илистая зона находится в ветровой тени острова Седрос. Напротив, по мере удаления от берега содержание песка становится значительно выше. Севернее, в заливе Тодос Сантос, лежит также зона илов (с внутренней стороны острова, расположенного поперек залива). В самом заливе Тодос Сантос и на шельфе к северу и к югу от залива известна обшир-

ная зона каменистого дна. Скальный грунт особенно часто встречается в этом районе на внешнем крае шельфа.

Вдоль побережья Южной Калифорнии шельф весьма узок, расширяясь до 16 *км* лишь около Сан-Диего и по обеим сторонам мыса Палос Вердес в районе Лос Анжелоса. Шельф этот



Фиг. 48. Характер дна перед заливом Сан-Франциско. Обращают внимание серповидные бары у входа в бухту и глубокая депрессия в ее горловине. Участки с обозначением *ил* включают ил и песок, районы с обозначением *камень* включают также гальку.

(в противоположность континентальному бордерленду, который будет описан позднее) имеет большей частью глубины менее 90 *м*.

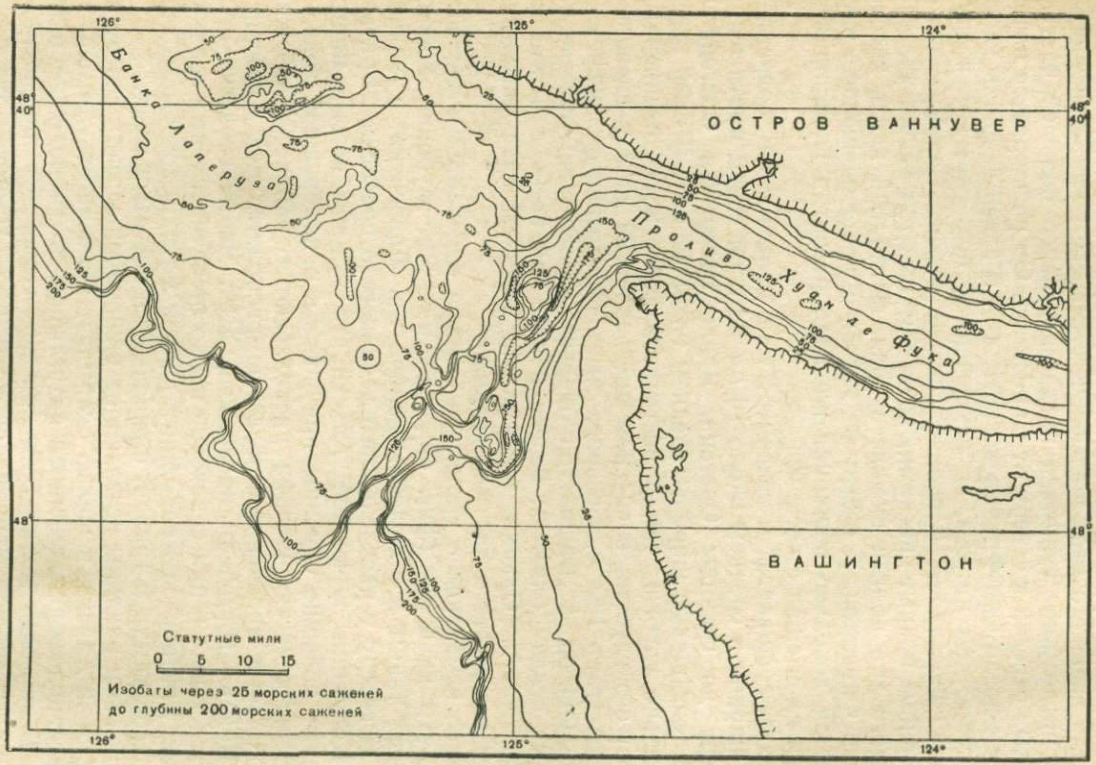
Шельф Южной Калифорнии детально изучен, и характер его хорошо известен, особенно вблизи Сан-Диего (фиг. 47). Песок, ил и скалистое дно отмечаются здесь без сколько-нибудь заметной связи с глубинами или расстояниями от берега [Ревель и Шипард, 17]. Дно каменисто перед различными скалистыми мы-

сами и преимущественно песчано или песчано-илисто перед низменностями. Грубые осадки или камень являются характерными для внешнего края шельфа. К северу от Пойнт-Консепсьон шельф продолжает сужаться и исчезает перед большей частью сбросовых берегов к северу от Сан-Симон. Он расширяется почти до 32 *км* возле Сан-Франциско (фиг. 48), и здесь внешняя часть его глубже, чем на юге, за исключением поднятия дна вокруг островов Фараллон. Широкий шельф перед Сан-Франциско в основном покрыт песками, хотя там имеется также участок скалистого дна вблизи внешнего края, вытянутый вдоль хребта островов Фараллон. К северу от залива Дрейка на шельфе располагается довольно обширная площадь развития илов, причем местами ил смешан с песком.

Шельф суживается к северу от Сан-Франциско и сохраняет затем ширину в среднем около 16 *км* на всем своем протяжении к северу до границы Орегона. Вдоль побережья Орегона и Вашингтона шельф шире (в среднем более 32 *км*). Шельф здесь значительно глубже, чем у восточного побережья Соединенных Штатов; его глубина в среднем превышает 90 *м*, а у внешнего края достигает 180 *м*. Севернее мыса Мендосино́ у побережья штатов Орегон и Вашингтон шельф имеет преимущественно песчаные осадки ближе к берегу и илы или пески с илами на внешней части. Однако местами на внешнем крае находятся участки каменистого дна или гравия.

Резкое изменение в характере шельфа отмечается возле пролива Хуан де Фука (фиг. 49), где имеется глубокий жолоб, подобный таким же жолобам залива Св. Лаврентия и залива Мэйн. К северу у расчлененного ледникового побережья Британской Колумбии и южной Аляски эти жолобы весьма многочисленны; большие глубины приурочены к прибрежной зоне, и в различных частях шельфа располагаются банки. Неизбежно напрашивается сравнение с областью, располагающейся севернее мыса Код на восточном побережье США. Черты сходства проявляются также и при сравнении плохо отсортированных осадков шельфов Британской Колумбии и южной Аляски, которые содержат в себе камни и гравий, смешанные с песком и илом.

Жолобы и впадины исчезают на широком шельфе к северу от полуострова Аляска, и шельф окаймляет низменность Аляски, не подвергавшуюся оледенению, захватывая почти половину площади Берингова моря. Этот шельф — один из крупнейших в мире; его средняя ширина около 650 *км*. Промеры здесь немногочисленны, но шельф кажется относительно плоским, с глубинами большей частью менее 90 *м*, подобно другим шельфам, располагающимся перед пространствами, не носящими на себе следов оледенения. На внешней части шельфа имеются погруженные под уровень моря холмы, среди которых над поверхностью



Ф и г. 49. Ледниковый трог, выходящий из пролива Хуан де Фука и пересекающий шельф, где он вливается в подводный каньон. Ледниковые отложения обнаружены на Банке Лаперуза на севере. Следует обратить внимание на простой рельеф внеледниковых участков шельфа южнее трога.

моря подымаются острова Прибылова. Насколько известно, этот шельф в основном покрыт песками. Илистое дно отмечено перед устьем Юкона, но уже на сравнительно небольшом расстоянии от берега илы сменяются песками. Перемежающиеся пятна песка, песка и ила, гравия и скалистого дна отмечаются вокруг островов Прибылова.

Восточная Азия. Вдоль восточного побережья Азии к северу от Охотского моря имеется незначительное число промеров. Однако есть указания, что эта зона шельфа намного уже, чем в Беринговом море; ширина ее постепенно убывает по направлению к южной оконечности Камчатки. Охотское море напоминает Берингово в том отношении, что имеет также относительно широкий шельф на севере и глубоководную впадину на юге, которая ограничивается хребтом Курильских островов, соответствующих по своему положению группам Алеутских и Командорских островов для Берингова моря. Наибольшей ширины шельф достигает в северо-восточном и северо-западном углах Охотского моря. Этот шельф отличается от шельфа Берингова моря наличием впадин с глубинами свыше 200 *м* и близостью 100-метровой изобаты к берегу. Таким образом, этот шельф, повидимому, следует относить к шельфам областей оледенения, и есть основания полагать, что континентальные ледники покрывали эту часть Сибири в более раннюю эпоху. Донный материал описан как пески с отдельными отметками ила и скалистого дна. Сахалинский залив, лежащий перед устьем реки Амур у северной оконечности Татарского пролива, сравнительно мелководен, глубины в нем большей частью не достигают 40 *м* и дно, повидимому, имеет ровную поверхность.

Татарский залив, к югу от Татарского пролива, между Сахалином и Приморьем, имеет широкий шельф, который простирается на 200 *км* от вершины залива и оканчивается на глубинах более 200 *м*. К югу от залива имеется узкий неровный шельф с пятнами скалистого дна и песка. Близ Владивостока шельф расширяется (до 50 *км*), и поверхность его здесь покрыта неправильными пятнами песка и ила. Песок преобладает на открытом шельфе, в то время как ил находится в заливах, а участки скалистого дна — перед различными выступами суши. К югу от Владивостока узкий шельф протягивается вплоть до Корейского пролива (Цусимы). Этот шельф покрыт преимущественно песками в северной части, а илы появляются во все возрастающих количествах и начинают преобладать по мере приближения к проливу.

Корейский пролив в целом является частью шельфа, хотя вдоль западной стороны острова Цусимы имеется относительно глубокая зона. Осадки в проливе — преимущественно пески, хотя илы

имеют место на западной стороне, а скалистое дно преобладает вблизи островов и банок.

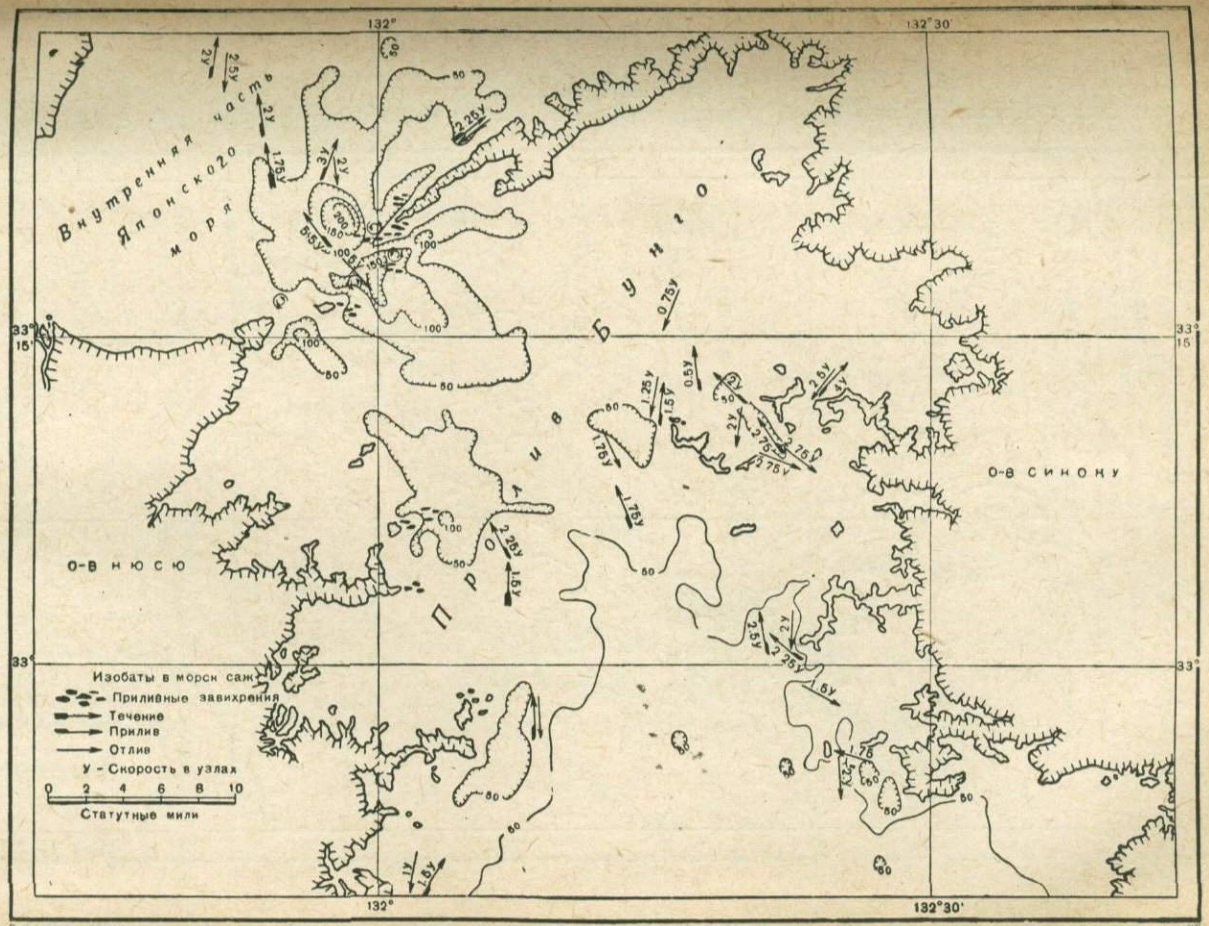
Узкий шельф характеризует Японские острова, за исключением 100-километрового участка, простирающегося вдоль северо-западной стороны острова Хонсю. Шельфы Японии относительно ровны и покрыты преимущественно песками, но на них многочисленны также участки скалистого дна. Эти шельфы включают в себя глубокие впадины у входа во Внутреннее Японское море (фиг. 50) и в Сангарском проливе между островами Хонсю и Хоккайдо (фиг. 51). Во всех этих узкостях имеются сильные течения.

Южнее Корейского пролива шельф расширяется; здесь он становится одним из широчайших шельфов на земном шаре. Так, в Желтом море ширина его достигает 1200 *км*. Подобно Берингову и Охотскому морям, Желтое море также имеет внешнюю глубоководную зону, и она, в свою очередь, окаймлена островами, протягивающимися от Формозы (Тайвана) до Японии. Желтое море включает широкое мелководье со спокойным рельефом вдоль большей части побережья Китая. Внешняя часть шельфа также плоская, но с глубинами порядка 100 *м*. Это более глубокое пространство занимает значительную часть шельфа. Корейская сторона шельфа покрыта преимущественно песками, песок отмечается также повсюду вдоль шельфа. Скалистое дно встречается в некоторых узкостях и перед мысами, а также в различных пунктах вдоль восточной стороны Корейского пролива. К югу от реки Янцзы внутренняя часть шельфа полностью покрыта илами, внешняя же — песками (фиг. 52)[1].

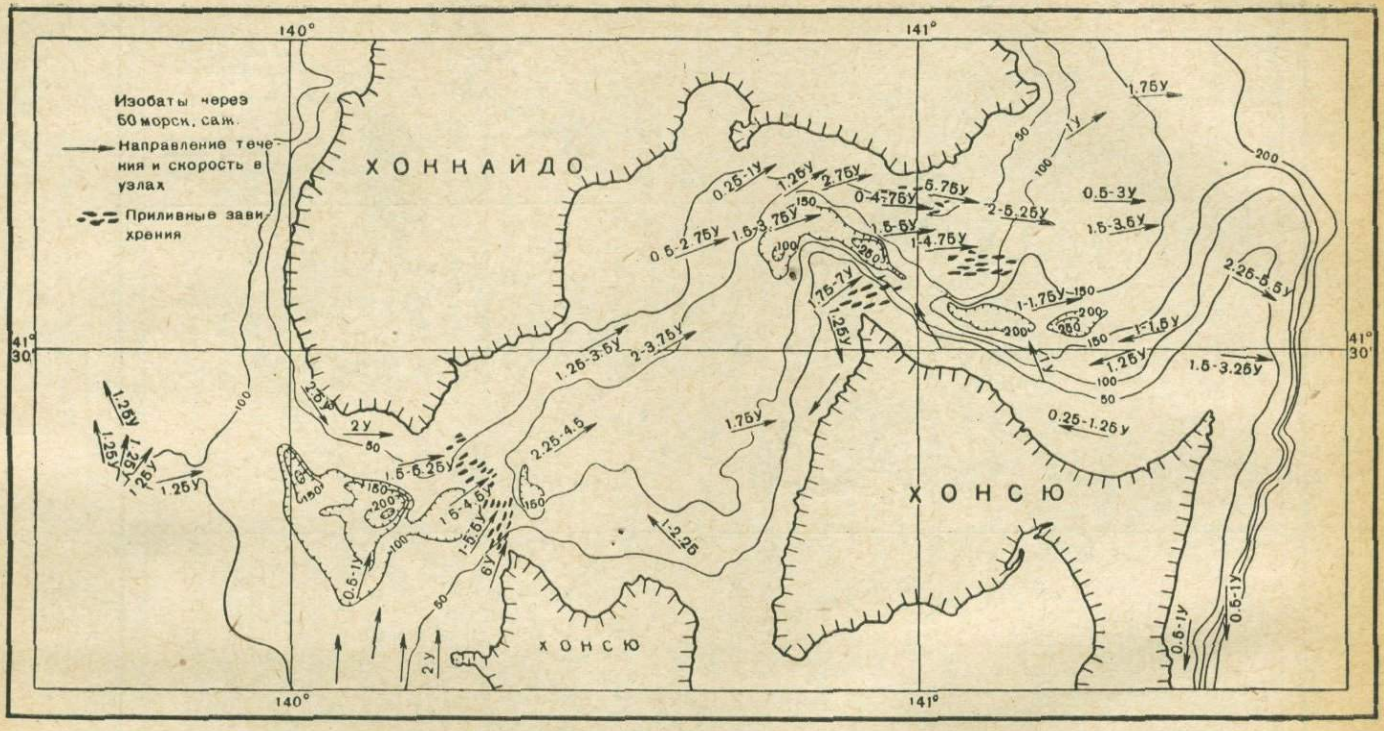
Вблизи Формозы шельф суживается, хотя и остается достаточно широким, чтобы занимать весь пролив, ширина которого около 110 *км*. На внешней стороне острова почти нет шельфа. У южной оконечности этого пролива, вблизи острова, имеется широкое мелководье с глубинами в среднем около 25 *м*.

К югу от Формозы, у острова Хайнань, шельф расширяется, ширина его составляет в среднем около 160 *км*. В этой части примечательной особенностью является развитие шельфа до глубин свыше 360 *м*. Несколько банок имеется вдоль этой глубоководной внешней зоны. Поднятие острова Хайнань сужает шельф до 65 *км*, но он вновь возрастает по ширине почти до 500 *км* в Тонкинском заливе. Все эти изменения в большей степени обусловлены конфигурацией береговой линии, чем изменением положения края шельфа, который продолжается более или менее прямо.

[1] В восточной части Желтого моря, и особенно в Корейском заливе, известен замечательный грядовый рельеф, созданный приливо-отливными течениями. Отдельные гряды (а их здесь множество) достигают почти 100 *км* в длину и 30 *м* относительного превышения над дном, при ширине не более 500 *м*. Гряды расположены параллельно струям течения, подходящего к берегу и к устьям рек.

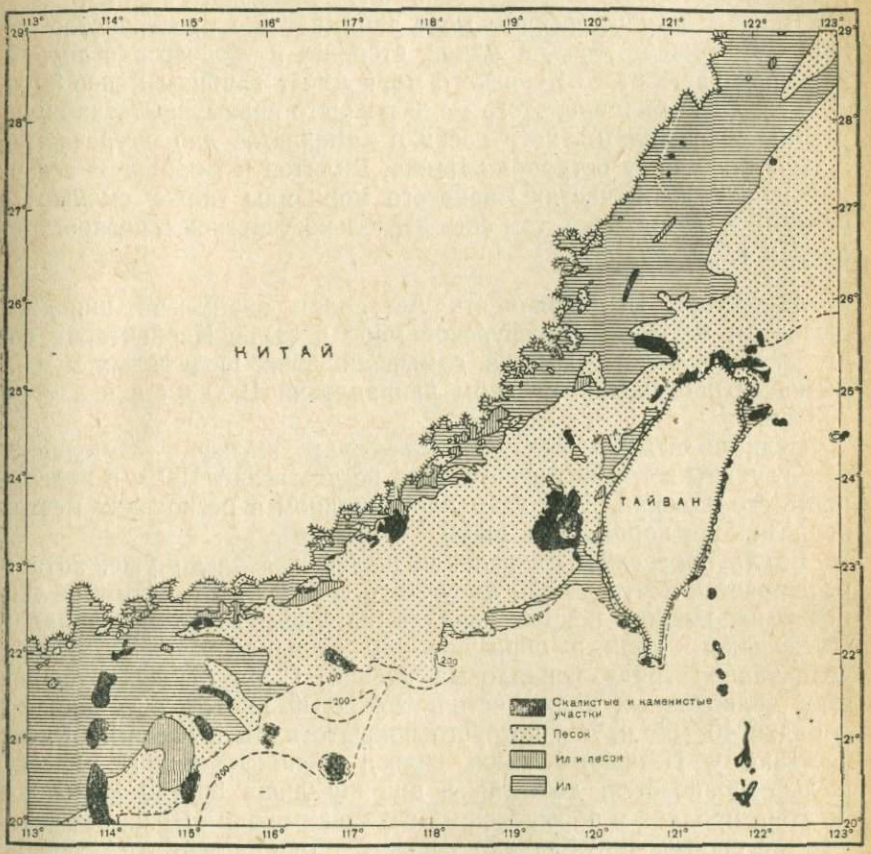


Фиг. 50. Глубокие депрессии, связанные с сильными приливными течениями у юго-восточного входа во Внутреннее Японское море.



Фиг. 51. Рельеф шельфа в Цугарском проливе (Северная Япония), где Цусимское течение достигает значительной мощности.

Несколько отмелей имеют место в верхней части Тонкинского залива, в то время как у внешней его части находится сравнительно глубокий шельф. Вдоль восточных берегов Индокитая шельф сужен до 50—60 *км*. Близ дельты Меконга шельф



Фиг. 52. Карта донных отложений у берегов Китая, показывающая типичное положение ила у берегов и песка на открытом шельфе.

расширяется, но лишь мелководье перед самой дельтой имеет плоскую поверхность.

Шельф Сиамского залива по ширине сравним с шельфом Желтого моря, достигая почти 1350 *км*. Бóльшая часть залива имеет глубины менее 100 *м*, в вершине его глубины не достигают и 40 *м*, а на краю шельфа составляют 150 *м*. Внутренняя зона илистых осадков продолжается к югу от Формозы, но по мере приближения к Кантону она расширяется, охватывая бóльшую часть

шельфа. Зона илов продолжается и за Тонкинским заливом, хотя на внешней стороне шельфа отмечается незначительное количество песков. Шельф южной части Аннама имеет область каменистого дна на юге и обширную зону песков, лежащую с внешней стороны широкой зоны илов Сиамского залива.

Далее к югу шельфовое море занимает все пространство между Суматрой и Явой, с одной стороны, и Борнео — с другой. Бóльшая часть этого Яванского моря имеет глубины менее 50 *м*. Дно северной окраины этого моря покрыто преимущественно илистыми отложениями, хотя пески и каменистое дно встречаются в узкостях между островами Банка, Билитон и Борнео. В северной и восточной частях Яванского моря илы также сменяются песками и, кроме того, там есть несколько участков с распространением кораллов [1].

Австралия. Бóльшая часть Австралии окаймлена широким шельфом; на севере Арафурское море и залив Карпентария совместно образуют одно из самых больших шельфовых морей, имеющее протяжение в одном направлении 1200 *км* и в другом 700 *км*.

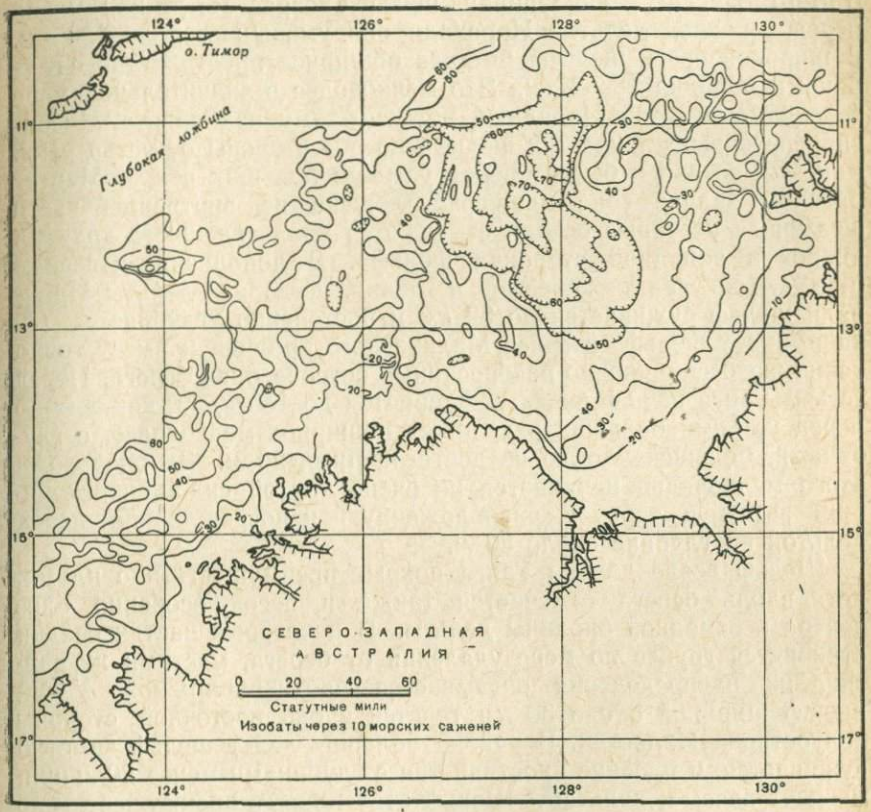
Судя по немногочисленным промерам, шельф этот мелководен, глубины здесь большей частью не достигают 100 *м* и поверхность его плоская. Над этим плоским дном в нескольких местах поднимаются коралловые рифы.

Вдоль побережья Квинсленда шельф несколько у́же, хотя и расширяется почти до 320 *км* у 20-го градуса ю. ш. Этот шельф почти наполовину покрыт кораллами. Рифы встречаются вдоль его внешнего края и образуют там Большой Барьерный риф, величайшую гряду коралловых рифов. С внутренней стороны этих мелководных рифов есть судоходный пролив с глубинами порядка 40—55 *м*, дно которого покрыто илом и песком. Рифы исчезают у Песчаного мыса вблизи тропика Козерога. К югу шельф суживается, достигая в ширину лишь 30—50 *км* около Бассова пролива и обрываясь на глубинах около 150 *м*. На этом участке шельфа преобладают пески, и в одном месте отмечен на широком пространстве гравий.

Вдоль южного побережья Австралии шельф расширяется, имея большей частью около 160 *км* в поперечнике. Глубины, повидимому, обычные, и у края они в среднем равны 130 *м*. Песок является самым характерным осадком шельфа Западной Австралии, хотя в нескольких местах отмечаются также ракушечник и кораллы. Шельф расширяется к северу от Северо-западного мыса. Этот широкий участок простирается почти до Тимора

[1] Автор, почему-то не указывает на широко известные погруженные долины Зондского шельфа, хотя они описаны в ряде оригинальных работ и сводок. (*Прим. ред.*)

у северо-западной оконечности Австралии, при ширине 320 *км*. В этой части шельфа расположена значительная депрессия (фиг. 53). По площади она сравнима с большими впадинами фиордовых побережий, но отличается от них по глубине (максимальная глубина здесь 153 *м*).



Фиг. 53. Большая депрессия на шельфе у берегов Австралии. Изобаты показаны только до 60 морских саженей.

Южная Азия. Малаккский пролив почти на всем протяжении мелководен, и глубины его большей частью не достигают 70 *м*. В его хорошо изученных частях отмечаются многочисленные неровные холмы. Дно сложено разнородной смесью ила, ила с песком и песком; местами отмечены участки с каменистым дном. По направлению к внешнему краю дно становится преимущественно песчаным [1]. К северу шельф суживается, и ширина его

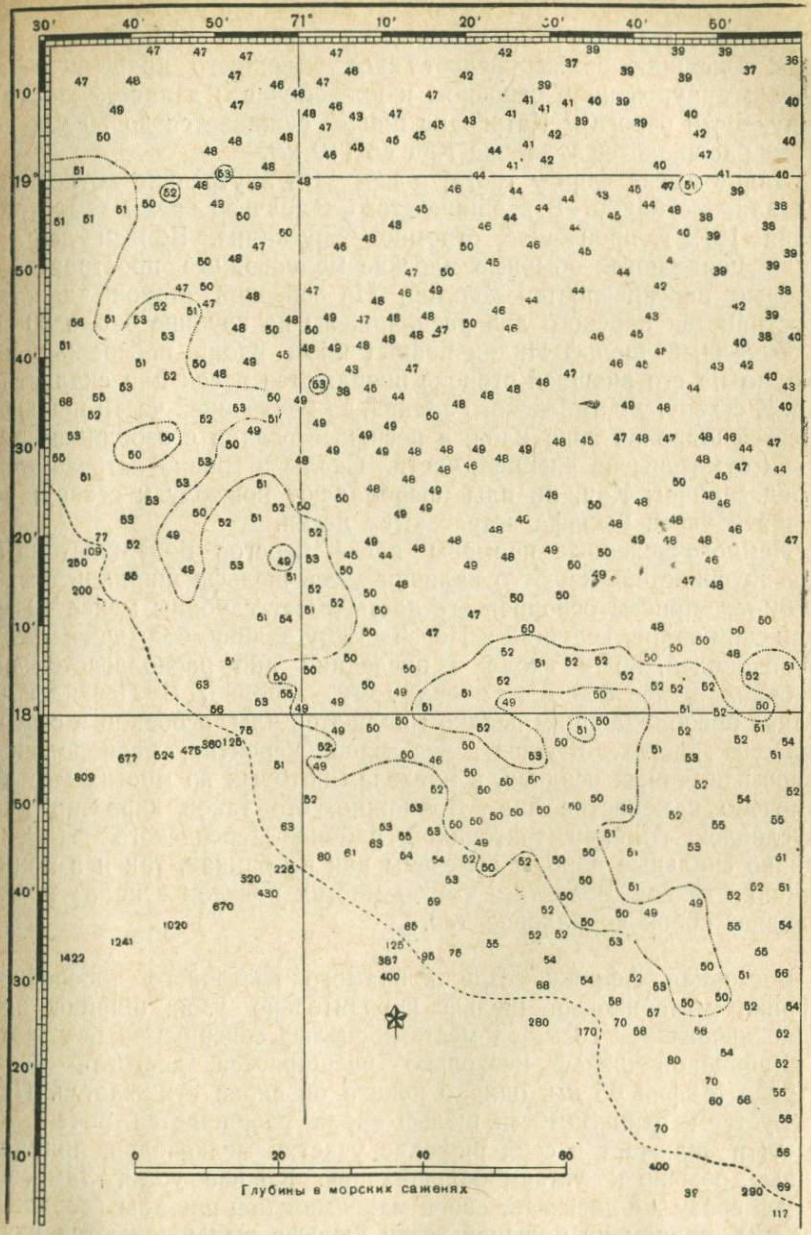
[1] В Малаккском проливе весьма характерны песчаные гряды, созданные приливо-отливными течениями. Они встречаются также в Формозском проливе и между островами Суматра и Ява. (*Прим. ред.*)

здесь колеблется в пределах от 50 до 160 *км*. Во внутренней части шельфа, вдоль побережья Тенассерима и южной Бирмы, имеются многочисленные острова и погруженные хребты. Внешняя часть шельфа кое-где глубже, чем в Малаккском проливе, имея относительно широкую зону с глубинами около 100 *м*. В Мартабанском заливе ширина шельфа возрастает до 250 *км*, но перед основной дельтой Ирравади она уменьшается до 120 *км*. В широкой части шельфа имеется обширное пространство с глубинами порядка 18—27 *м*. Это мелководье в значительной мере перекрыто дельтой Ирравади, подобно тому как дельта Миссисипи перекрывает участки шельфа по обе стороны от устья реки. Как это обычно и бывает перед устьями больших рек, в Мартабанском заливе зона илов расположена на внутренней части шельфа, а песчаные осадки отмечаются вдоль внешнего края на южной и западной сторонах шельфа. В дополнение к пескам отмечаются участки кораллов и гравия. Севернее дельты Ирравади шельф суживается до 32 *км* и постепенно углубляется. Он напоминает шельф севернее Малаккского пролива и имеет точно такие же беспорядочно разбросанные острова близ берега. Перед устьем Ганга шельф снова расширяется до 180 *км* и, как обычно перед устьями больших рек, имеет обширное мелководье, с глубинами, большей частью не достигающими 20 *м*. За пределами этого мелководья начинается не очень крутой склон, переходящий затем в террасу, расположенную непосредственно перед дельтой на глубине около 80 *м*.

Шельф возле дельты Ганга покрыт преимущественно илами, хотя вдоль берега отмечается также и песок, особенно близ центра и западной окраины дельты. В некоторых частях осадки становятся грубее по мере удаления от берега, местами же картина их распределения оказывается противоположной. Узкий шельф шириной около 30 *км* тянется вдоль восточной стороны полуострова Индостан. В районе больших дельт шельф заметно суживается, и плоские пространства с глубинами менее 20 *м* примыкают здесь к дельтам. Шельф этот покрыт преимущественно илами, особенно перед устьями больших рек. К югу от Мадраса илы сменяются на внешней стороне шельфа песками, местами также отмечается чередование ила и песка. Южнее, между Индией и Цейлоном, пролив Полк с глубинами менее 13 *м* является областью распространения илов и имеет на западной стороне гряду островов (Адамов мост) с участками каменистого дна между ними. Узкий, неровный шельф окаймляет Цейлон.

Вдоль западного побережья Индии шельф расширяется, и в Камбейском заливе ширина его доходит до 300 *км*.

Глубины на плоских частях шельфа возрастают к северу в интервале от 50 до 100 *м*. Отличительной особенностью шельфа на этом участке являются горизонтальные поверхности дна,



Фиг. 54. Широкая плоская терраса на внешней части шельфа западной Индии. С гидрографической карты № 1590 флота США.

причем некоторые из них имеют в поперечнике около 80 *км*. Более мелкие террасы располагаются в вершине Камбейского залива. Внешняя банка следует вдоль внешнего края шельфа, будучи приурочена в основном к южной части залива. Против выпуклости берега у Катьявара шельф суживается до 70 *км*, но затем расширяется у залива Кач до 110 *км*.

Залив имеет форму трога, в нем есть внутренние котловины и скалистые банки. В вершине этого залива во время землетрясения 1819 г. произошло огромное опускание. Вблизи дельты Инда появляются обычные плоские мелководные пространства, которые перекрываются дельтой. На северной стороне дельты пространства плоского дна расположены на глубине около 80 *м*.

Западный шельф Индии покрыт илом вдоль побережья на юге, но на его внешней стороне появляются песок или скалистое дно. К северу, у Камбейского залива, на внутренней части шельфа имеется широкая зона илов, а песчаные осадки с изобилием раковин отмечены на внешней части. Скалы и гравий встречаются перед заливом Кач, но илы преобладают повсюду к северу; во внешней части шельфа встречаются пески.

Немногочисленные промеры возле берегов Белуджистана и Аравии свидетельствуют о наличии здесь шельфа шириной от 16 до 32 *км*, причем основная его часть имеет глубины менее 40 *м*. Оманский залив, ведущий к Персидскому заливу, большей частью глубоководен, но у входа в последний дно располагается на глубинах менее 200 *м* и, повидимому, неровно. В Персидском заливе преобладающим осадком являются илы, особенно в северных его частях. Южнее зоны илов, вероятно, расположены полосы песчаных осадков, в пределах которых во многих местах отмечено каменистое дно. Возможно, что такой характер дна обусловлен соляной тектоникой района Персидского залива; однако скальные породы отмечены как на банках, так и в понижениях. Весьма вероятно, что во многих пунктах «скала» представляет собой коралловое дно.

Восточная Африка. Вдоль прямого восточного побережья Африки материковый шельф поразительно узок; ширина его редко превышает 16 *км*, а местами шельф совершенно исчезает. У Занзибара шельф несколько расширяется, достигая близ острова Мафия 65 *км*, однако южнее он снова суживается. Перед устьем реки Замбези шельф вновь расширяется почти до 65 *км* и включает в себя широкие участки мелководья, приуроченные обычно к устьям больших рек. Южнее устья Замбези шельф сразу же достигает своей максимальной ширины (порядка 120 *км*), причем на большей части шельфа выдерживаются глубины порядка 30 *м*. Далее к югу ширина шельфа возрастает и увеличиваются глубины (местами до 200 *м*). Восточнее мыса

Доброй Надежды шельф достигает максимальной ширины (240 *км*). Лежащая в океане у этого мыса банка Агульяс фактически является скорее одним из наиболее широких участков шельфов, чем истинной банкой.

Глубины здесь достигают 150 *м*. Вообще повсеместно в области южноафриканского шельфа глубины превышают 140 *м*. Дно его сложено большей частью песками, содержащими много раковин в западной части и ила в восточной части.

В пределах банки Агульяс дно песчаное, а местами каменистое[1]. Обширная зона с каменистым дном отмечается также непосредственно у берегов. В области южноафриканского шельфа имеют место сильные течения (особенно вдоль его внешнего края, где скорость течения достигает 3 узлов).

Западная Африка. К западу от мыса Доброй Надежды шельф суживается. Берег круто обрывается в море до глубины 200 *м*; даже материковый склон выполаживается и сохраняет небольшой уклон до глубин порядка 400—550 *м* (согласно имеющимся данным промеров). Севернее шельф расширяется до 160 *км*, но сохраняет крутой прибрежный склон, что является характерной морфологической особенностью шельфа юго-западной Африки. Севернее 28° ю. ш. шельф суживается до 100 *км* и сохраняет эту ширину на протяжении 1000 *км*.

Повсеместно в этой области его прибрежный склон обладает крутым уклоном, причем на глубине 130 *м* отмечается терраса. Имеется мало данных о положении внешнего края шельфа в этой зоне. Еще севернее есть небольшие участки, где шельф в нескольких местах полностью выклинивается, после чего он образует выступ — шириной около 80 *км* — близ устья Конго. Террасы в этой части шельфа продолжают оставаться погруженными на сравнительно большие глубины (до 200 и более метров). Имеется лишь весьма немного проб донных осадков, взятых в этом районе. Судя по данным, которыми мы располагаем, преобладающими осадками в этой части шельфа являются пески; исключение представляет район устья Конго, где отмечены илы и песчанистые илы. К северу от устья Конго шельф мелеет и вплоть до устья Нигера ширина его оказывается равной 60 *м*. Имеющиеся на картах отметки характера дна показывают преимущественно илы на участке севернее Конго и до Камерунского залива; в пределах этого залива отмечены пески. Возле устья Нигера край шельфа выгибается наружу, почти повторяя очертания дельты, но постепенно расширяясь к юго-востоку от нее.

[1] Автор не указывает, что на банке Агульяс еще экспедицией «Челленджера» обнаружено было одно из наиболее значительных скоплений крупных фосфоритовых конкреций. (*Прим. ред.*)

Близкая к горизонтальной поверхности часть шельфа непосредственно перед дельтой имеет глубины в среднем около 30 *м*. К западу от дельты отмечается участок с плоским дном на глубинах около 27 *м*. В проливе между материком и островом Фернандо По дно покрыто илами и илы продолжаются перед всей дельтой Нигера. Отмечаются повсюду течения, идущие на восток вдоль этой области шельфа.

К западу от Нигера ширина шельфа колеблется в пределах от 80 до 160 *км*. Плоские участки шельфа здесь также мелководны. Глубокие впадины типа провалов встречаются близ внешнего края шельфа.

К западу от Нигера вплоть до реки Вольта на шельфе сохраняются илы, однако далее к западу все более значительным становится содержание песков.

У Берега Слоновой Кости, Либерии и Сиерра Леоне на подавляющей части шельфа отмечаются ил и песок. От границ Французской Гвинеи наблюдается возрастание содержания песка; пески становятся преобладающим осадком на участке гвинейского шельфа, вплоть до Зеленого мыса. Близ последнего шельф суживается до нескольких километров и, подобно тому как это имеет место у мыса Гаттерас, край его не выступает наружу.

К северу от Зеленого мыса глубины порядка 100 *м* отмечаются близ берега и постепенно возрастают по направлению к устью реки Сенегал. Севернее мыса Мирик имеется широкое мелководье, которое захватывает более чем наполовину 120-километровую полосу шельфа, располагающегося к югу от мыса Бланко. Этот последний, подобно Зеленому мысу, вторгается в область шельфа, сужая его тем самым до 50 *км* и вызывая, вместе с тем, выклинивание мелководной зоны. К северу от мыса Бланко плоские участки шельфа довольно глубоки, некоторые из них имеют глубину порядка 100 *м*. Ширина шельфа на участке от мыса Бланко до Танжера варьирует в пределах от 30 до 100 *км*. На всем протяжении этого участка отмечаются большие колебания глубин на плоских участках шельфа, однако на внешнем его крае дно неизменно располагается на глубинах от 150 до 200 *м*. По мере приближения к Гибралтару шельф суживается до 8 *км* (местами он даже более узок), причем и ширина и глубина его оказываются весьма непостоянными.

Каменистое дно обнаружено перед Зеленым мысом, а к северу от него илы и пески следуют вдоль берега, причем илы приурочены к району устья Сенегала, тогда как вдоль внешней части шельфа преобладают пески. Перед мысом Бланко дно песчаное, с пятнами каменистого грунта, но в то же время внутри залива, расположенного у этого мыса, дно илистое. На протяжении 320 *км* к северу от мыса Бланко осадки внешней части шельфа

грубее, чем на внутренней. Однако севернее Канарских островов наблюдается *обратная картина — пески приурочены к прибрежной зоне*, а илы — к внешней стороне шельфа. Более грубые осадки и значительные участки каменистого дна отмечаются к северу от Агадира, а в районе Могодора бóльшая часть шельфа описывается как имеющая каменистое дно. Впрочем, у Касабланки каменистое дно ограничено лишь полосой вдоль берега и осадки становятся мельче в направлении от берега, последовательно сменяясь от песков к илам. В *Гибралтарском проливе преобладает* песок, хотя и отмечаются участки с каменистым дном.

Средиземное море. Вдоль побережья Северной Африки, на восток от Гибралтара и до Тунисского залива, шельф узок, а местами отсутствует вообще. Мессинский пролив имеет глубину, едва превосходящую 400 *м*; таким образом, все пространство между Тунисом и Сицилией, по существу, является шельфом. Многочисленные каменистые банки и острова находятся перед открытым Тунисским побережьем.

Дно Тунисского залива большей частью покрыто илами, но широкие площади песчаного дна находятся по обеим сторонам Сицилийского пролива, а глины и илы отмечаются в его глубокой части. Широкий шельф продолжается до залива Габес, где он имеет около 290 *км* в поперечнике, но к востоку от Нила он суживается до 32 *км*. Везде на этом участке отмечено песчаное дно. У дельты Нила край шельфа выгибается наружу в соответствии с очертаниями дельты, таким же образом, как и у дельты Нигера, но вопреки тому, как это имеет место перед прочими дельтами. Ширина шельфа в этом районе варьирует в пределах от 20 до 50 *км*. Шельф здесь весьма мелководен, бóльшая часть его имеет глубины менее 20 *м*. Илы преобладают перед дельтой Нила, однако встречаются также участки песчаного дна. К западу от дельты имеется участок каменистого дна, быть может, *покрытый кораллами, восточнее же дельты дно преимущественно* илистое.

Узкий шельф, покрытый илами, с неровным внешним краем, простирается вдоль побережий Палестины и Сирии. Этот же тип шельфа характеризует бóльшую часть северного побережья Средиземного моря. Широкий шельф расположен в вершине залива, образуемого Адриатическим морем, простираясь примерно на 380 *км* с севера на юг. Этот шельф имеет *однообразный склон* до глубины 100 *м*, за исключением того места, где дельта реки По перекрывает его, делая прибрежную часть более крутой. Глубины на краю шельфа достигают 200 *м*, но во внутренней части шельфа имеется одна поперечная впадина, глубина которой достигает 240 *м*. Шельф Адриатики имеет илистое дно, хотя в отдельных пунктах, особенно в вершине залива, отмечается

песок. Во впадине на шельфе с глубиной 240 *м* отмечено илистое дно. У западного побережья Адриатического моря глубины быстро возрастают по мере удаления от берега, в то время как банки с глубинами менее 20 *м* тянутся вдоль западной стороны к югу от дельты По. Характерны также шельфы в заливе Манфредония и близ Сицилии в районе Мальты. Западное побережье Италии имеет узкий шельф, который фактически исчезает в том месте, где к берегу подходят Приморские Альпы. На всем протяжении этого участка шельфа песчаное дно располагается близ берега и илы покрывают его внешнюю часть. Начиная от дельты Роны снова появляется уже более или менее заметный шельф, который перекрывается дельтой. Край шельфа не выгибается наружу перед дельтой Роны, в противоположность шельфам перед дельтами Нила и Нигера. К западу от дельты особенно хорошо выражена терраса с глубинами около 100 *м*. Шельф в Лионском заливе имеет преимущественно илистое дно, хотя в центре его находится пятно песков на глубинах около 100 *м*.

Вдоль восточного побережья Испании шельф узок, исключая район Валенсии. Здесь он достигает 50—65 *км* в ширину, и на внешнем его крае расположены банки. Дельта Эбро, подобно дельте Роны, повидимому, перекрывает шельф, и внешний его край здесь не выдается наружу. Плоские части шельфа, так же как и в районе дельты Роны, имеют глубины около 100 *м*. Илистое дно является наиболее обычным типом, как и повсюду вдоль северного побережья Средиземного моря. Галечники отчетливо выделяются на внешнем крае шельфа.

Западная Европа. Узкий шельф Гибралтарского пролива расширяется у юго-западных берегов Испании. Близ мыса Трафальгар ширина его составляет в среднем около 25 *км*, а у устья Гвадалкивира доходит до 45 *км*. Вокруг устья этой реки имеется обычная терраса с глубинами до 27 *м*. Край шельфа проходит вблизи 200-метровой изобаты. Западнее Гибралтара дно покрыто преимущественно песками, содержащими некоторое количество гравия, но к северу от устья Гвадалкивира илы лежат на внешней части шельфа, а в составе грунтов вдоль побережья Испании отмечаются пески или скальные породы близ берега и илы на внешней стороне шельфа. Эти условия сохраняются до мыса Св. Винсента, близ которого отмечается каменистое дно.

Вдоль западного побережья Португалии шельф немного шире 16 *км*. Внешний его край здесь исключительно глубок, и местами пологий склон продолжается от берега до глубины в несколько сот метров, прежде чем начинается собственно континентальный склон. В некоторых частях шельф имеет несколько террас, из

которых внешняя расположена на глубинах порядка 200 *м* или даже глубже и отделяется от зоны, лежащей ближе к берегу, относительно крутым склоном. Самая широкая часть Португальского шельфа находится к северу от Лиссабона примерно на 40° с. ш. Севернее континентальный склон становится более крутым, и шельф обрывается примерно возле 200-метровой изобаты. Шельф к северу от мыса Св. Винсента большей частью каменистый до устья реки Тахо, где у берега располагаются смешанные илы и пески, а каменистое дно отмечается на внешней части шельфа. К северу, до самого мыса Кервоейру, преобладает каменистое дно, за которым находятся неровные пятна песка, ила, галечников, гравия и каменистого дна, причем не отмечается сколько-нибудь определенная закономерность в распределении различных грунтов в зависимости от глубины и отдаления той или иной части шельфа от берега. Далее к северу илы преобладают на шельфе, но неровные пятна песка и гравия встречаются также. В глубоко вдающихся в берег заливах севернее Виго отмечаются пески и галечники.

Вдоль гористого северного побережья Испании шельф очень неровен, и ширина его варьирует в пределах от 15 до 40 *км*. Здесь имеется множество банок, подводных долин и гряд. Большинство плоских участков этого шельфа имеет глубину более 100 *м*, а край шельфа располагается на глубине около 200 *м* или еще глубже. На бискайском побережье Испании преобладают пески и отсутствуют илы.

Резкая перемена в характере шельфа наблюдается к северу от франко-испанской границы. Здесь берег следует в меридиональном направлении, тогда как край шельфа отклоняется к северо-западу. Таким образом, шельф, ширина которого не достигает и 50 *км* у франко-испанской границы, вдается близ устья Луары в море на 160 *км*. Прибрежная часть шельфа здесь значительно ровнее, чем у испанских берегов, но неровности еще отмечаются на внешней части, и ряд банок расположен вблизи берега. Вдоль побережья Франции значительная часть шельфа имеет глубины около 130 *м*, так что шельф, в общем, довольно глубок. Плоские поверхности с глубинами порядка 13 *м* располагаются вокруг устьев Жиронды и Луары. Вдоль берегов Бретани шельф суживается и прибрежный склон его становится более крутым и более неровным, так что бóльшая часть шельфа лежит на глубинах, превышающих 110 *м*; перелом склона располагается на глубине около 165 *м*.

Вдоль побережья Франции, к северу от Пиренеев, илы снова приобретают значительное распространение и, в общем, осадки внешнего края шельфа более илисты, чем в прибрежной части. К северу от Бордо встречаются участки гравия и местами отмечается каменистое дно.

Каменистое дно, против ожидания, является весьма обычным перед эстуариями Жиронды и Луары. Оно отмечается также вдоль побережья Бретани, в частности — у мыса Финистер. В некоторых местах отмечены илы на средних глубинах, в то время как вдоль берега и на внешней части шельфа преобладают пески.

Край шельфа не повторяет огромного изгиба берега в проливе Ламанш и в Ирландском море и поэтому ширина его необыкновенно возрастает. Рельеф его исключительно неровен, особенно на внешней части, к югу от Ирландии, где имеется множество подводных холмов и гребней, простирающихся вдоль края шельфа, так же как это имеет место на банке Джорджа, но с тем отличием, что глубины на холмах здесь значительно выше, достигая большей частью 30—130 *м*. Рельеф внутренней части шельфа не имеет столь резко выраженных впадин, как залив Мэйн, хотя несколько незначительных ложбин найдено и здесь, во впадине Хэрд Дип, в Ламанше, где максимальные глубины на 55 *м* ниже окружающего ее каменистого дна. Менее четко выраженные впадины есть в проливе Св. Георга. Край шельфа располагается на глубинах порядка 200 *м*.

Характер дна в Ламанше хорошо изучен, особенно в результате работ Данджерда [4]. Обширные пространства занимает каменистое дно, но там, где тип дна иной, повсюду встречаются галечники с песками. Илы имеются в очень малых количествах в этой области сильных течений. У входа в Ирландское море и в Бристольский пролив отмечаются осадки смешанного состава. Пески преобладают и здесь, но, в отличие от Ламанша, имеется значительное количество ила с гравием, камнем и галечниками. Материал этот соответствует характеру осадков, встречающихся у гляциальных берегов, и действительно, известно, что бо́льшая часть Британских островов была покрыта ледником. Банки и внешняя часть шельфа покрыты песками, гравием, камнями и ракушей, а илов здесь очень мало.

У берегов Ирландии глубины возрастают очень быстро близ самого берега, но на внешней стороне шельфа имеются хорошо выраженные банки. Этот район напоминает шельф залива Мэйн и шельф юго-восточной Канады, но здесь отсутствуют глубокие ложбины, которые, однако, широко развиты у берегов Норвегии и далее к северу отмечены кое-где у побережья Шотландии.

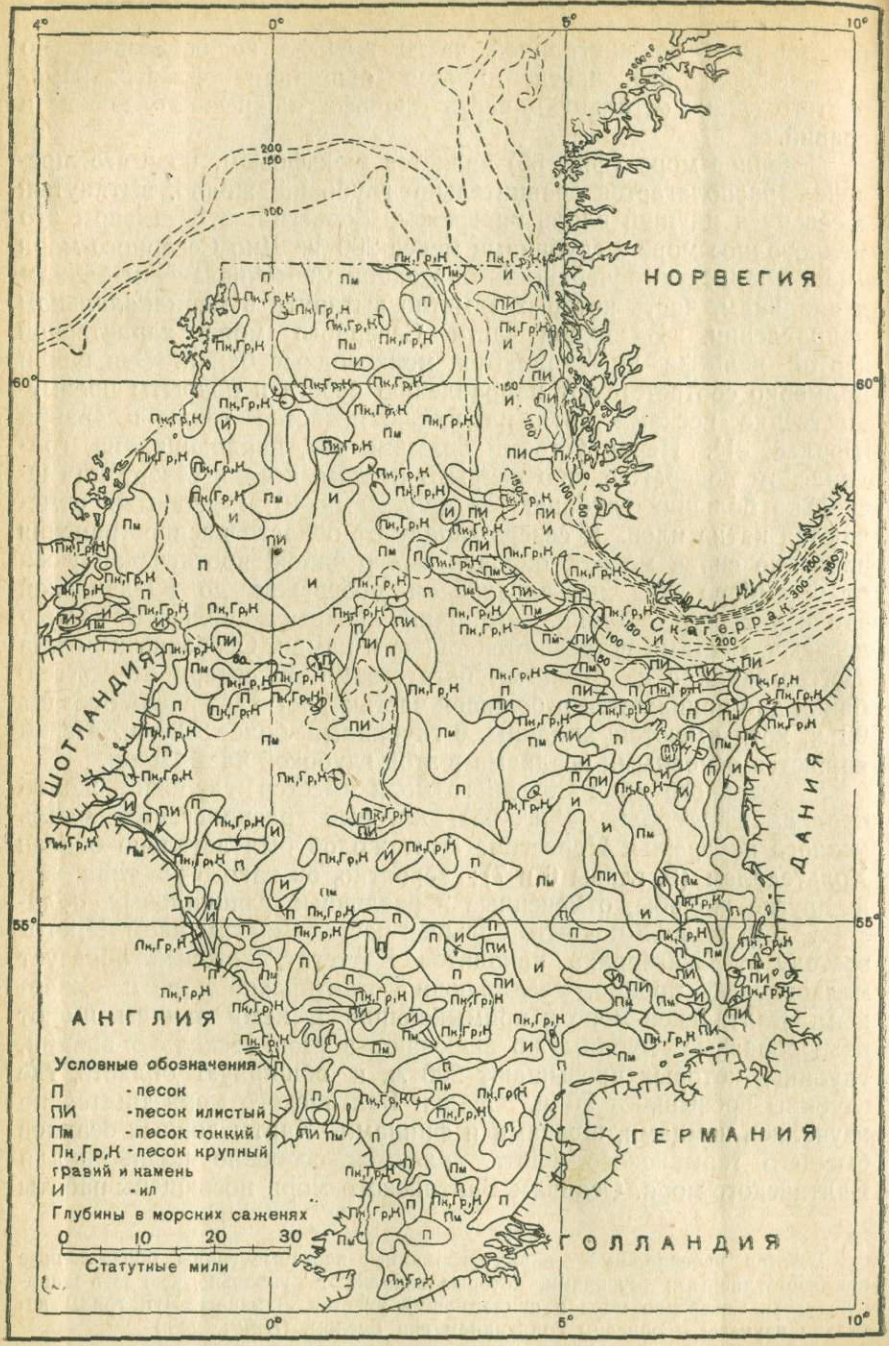
У западного побережья Ирландии механический состав осадков изменяется, хотя, в общем, в заливах преобладают илы, а пески, гравий и каменистое дно — вдоль внешней части шельфа. Участки каменистого дна встречены также в Ирландском море, где осадки смешанного характера подобны грунтам того же типа в заливе Мэйн. У берегов западной Шотландии преобладает

илистое дно на внутренней части шельфа за островами, но на внешней его части имеется обширная область каменистого дна; остальную часть шельфа покрывают пески и гравий.

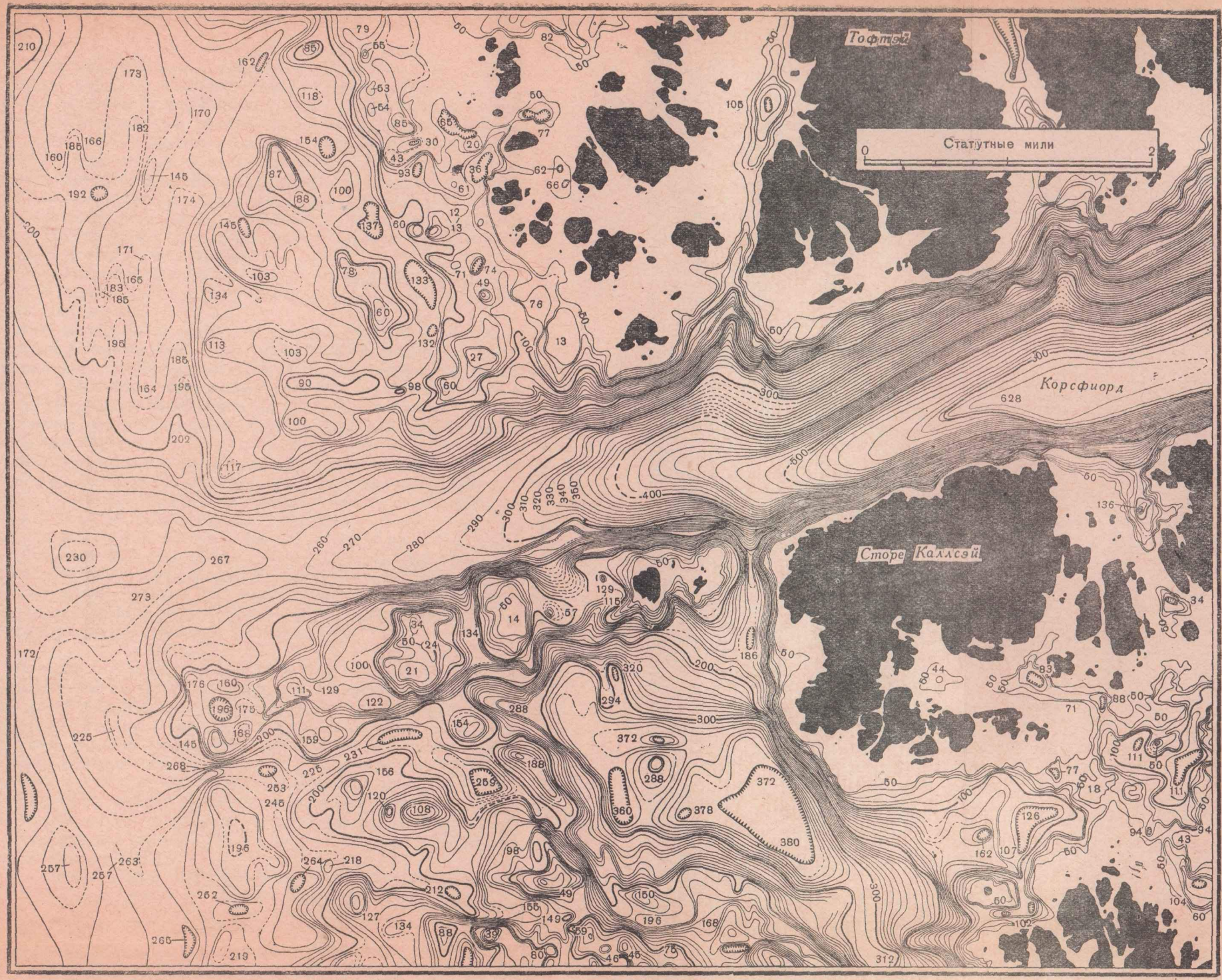
Северное море (фиг. 55) является шельфовым, но в его пределах располагается сравнительно глубокий жолоб, вытянутый к северу и идущий вдоль побережья Норвегии; в остальном это мелководное море с глубинами менее 200 *м*. Дно Северного моря имеет волнистую поверхность благодаря многочисленным банкам и впадинам, часть которых заметно вытянута в меридиональном направлении. В южной части Северного моря характерной чертой рельефа дна являются мелководные банки. Эти банки примерно соответствуют направлению берега и покрыты преимущественно песками, хотя на них отмечается также и гравий [Борлей, 3][1]. Перед устьями больших рек, впадающих на голландском побережье, дно покрыто песком, хотя к северу на несколько бо́льших глубинах, за пределами 40 *м* изобаты, отмечаются пятна илов. К северо-западу от области распространения илов дно снова мелеет, образуя серию банок, протягивающуюся от Флемборо Хед на английском побережье до Ютландской банки у берегов Дании. Эти банки покрыты большей частью песками, местами встречаются также и камни. Особенно известна Доггер-банка с ее рыбными богатствами. К северу от Доггер-банки дно понижается и большей частью достигает глубин свыше 90 *м*, хотя имеются впадины с глубинами более 200 *м*. Пески являются основными осадками в этой глубокой части моря.

У северного края Северного моря имеется глубокий жолоб пролива Скагеррак (фиг. 55), который располагается вдоль южного побережья Норвегии. Этот жолоб был детально описан Хольтедалем (9, главы 6 и 7); вероятно, он такого же типа, как и другие жолобы, отмеченные в различных гляциальных областях. Дно жолоба покрыто большей частью мягким илом. К юго-востоку от Скагеррака находится Каттегат, который образует мелководный пролив, соединяющий Балтийское море с Северным. Балтийское море и примыкающие к нему заливы имеют разнообразные глубины, но включают в себя несколько впадин, глубины которых превышают 200 *м*, и обширную область, где глубины превышают 90 *м*. Осадки Балтийского моря тщательно изучались немцами, шведами и финнами. Карты донных осадков бывшего германского флота являются особенно полными для Балтийского моря. Осадкам Балтийского моря посвящены работы

[1] Автор, наверно, имеет в виду громадные песчаные гряды, образованные приливо-отливными течениями, которые заполняют буквально всю юго-западную часть Северного моря и прилегающий участок Ламанша. Эти гряды детально изучены и описаны голландцем ван Вееном. (*Прим. ред.*)



Фиг. 55. Распределение донных отложений в Северном море. Выделяется глубокий канал Скагеррака к югу от Норвегии.



Фиг. 56. Внешняя часть депрессии Карлсфиорда (к юго-западу от Бергена, Норвегия). Глубины в метрах. Координаты центра 60°08′ с. ш. и 5°00′ в. д. [По Хольтедалю, 9, табл. V.]

Зак. 2168. Ф. Шипард.

Грипенберг [7, 8], включающие в себя библиографию других исследований, изданных в Германии. В мелководной части Балтийского моря, и особенно вдоль берегов, осадки преимущественно песчаные, в то время как илы и глины находятся в более глубоких центральных частях. Гравий и камни найдены на различных банках вместе с песками. Границы областей распространения различных осадков примерно повторяют очертания изобат. Среди отложений встречаются позднеледниковые глины, частично ленточные, и послеледниковые илы и пески. Нахождение относительно древних отложений на широких пространствах свидетельствует, что отложение более поздних морских осадков не имело места в этих местах.

Строение норвежского материкового шельфа хорошо изображено в серии цветных карт [Хольтедаль, 9], которые недавно стали доступными.

Этот шельф имеет ширину в среднем около 160 *км* и характеризуется рядом глубоких жолобов. Свыше половины площади шельфа имеет глубины более 200 *м*, и значительная часть его обладает глубинами, превышающими 360 *м*. Некоторые жолобы являются продолжением фиордов (фиг. 56), а другие ограничены со стороны суши подводным сбросом, направление которого параллельно берегу.

Жолобы обнаруживают два преобладающих направления, одно вдоль берега и другое почти под прямым углом к нему поперек шельфа; глубины в большинстве случаев менее значительны, чем во впадинах, более близких к берегу. На шельфе имеется ряд банок, большей частью с глубинами бо́льшими, чем на Большой банке и банке Джорджа. Согласно Хольтедалю [**9**, *28—30*], при драгировании на банках было получено значительное количество валунов, так же как и на внешней части норвежского шельфа. Илы, повидимому, являются преобладающим компонентом осадков глубоких частей шельфа.

Арктика. Широчайший в мире шельф находится в Баренцовом море, которое лежит у арктического побережья Европы между Норвегией и Новой Землей. Это шельфовое море шириной 1200 *км* ограничено на севере рядом островов, из которых наибольшим и наилучше изученным является Шпицберген. В Баренцовом море глубины большей частью колеблются в пределах от 180 до 360 *м*. Оно аналогично шельфам других гляциальных областей по наличию жолобов, впадин и банок. Баренцово море, по описаниям, имеет илистое дно на большей части своей площади, но некоторые пробы содержат камни [Биссет, 2], так же как это имеет место в илах залива Мэйн.

Обширное Белое море (согласно карте грунтов германского флота) имеет песчаное дно в своем «горле»; южнее пески

сменяются илами, но в вершинах заливов осадки имеют характер песчаных илов. К востоку от Новой Земли, перед устьями больших текущих к северу сибирских рек, характер шельфа резко меняется. Судя по немногим имеющимся промерам, неровное дно со впадинами и банками сменяется там широкой, полого наклоненной поверхностью мелководья. У Таймырского полуострова шельф кажется в значительной мере заполненным островами, но восточнее [1] имеется другой широкий шельф. Сибирский шельф, насколько это известно, представляется относительно плоским.

На протяжении от Таймырского полуострова до Берингова моря он имеет ширину около 650 *км*. К востоку от Берингова моря он суживается и едва достигает ширины 50 *км* у мыса Барроу. Пробы грунтов, взятые на шельфе к северу от Берингова моря, содержат камень, песок и илы, не обнаруживающие никакой связи с глубиной или расстояниями от берега. Восточнее границы между Аляской и Канадой отмечаются первые признаки расчлененного рельефа дна, с жолобами, котловинами и банками, характерными для гляциальных областей. Согласно имеющимся сведениям [Флинт, 6], континентальные ледники выходили в Арктику примерно в этом же месте. Область резко расчлененного дна за проливом Амундсена типична для гляциальных побережий, и немногочисленные промеры между островами показывают большие глубины. Гудзонов залив имеет более мелкое дно, чем это бывает обычно перед большей частью гляциальных областей (в среднем от 100 до 200 *м*), хотя в пределах залива и имеются глубокие впадины.

Вдоль берегов Гренландии промеры указывают на неровное дно с глубинами (близ самого берега) около 200 или даже 350 *м* и участками с меньшими глубинами у внешней части шельфа.

Антарктика. Промеры вокруг Антарктики могут создать впечатление, что, в отличие от большинства гляциальных областей, она, по существу, не имеет шельфа. Однако глубины вдоль побережий Антарктики вполне сравнимы с глубинами Баренцова моря и океана у берегов Гренландии и в меньшей мере с глубинами у других гляциальных берегов. Вблизи берега глубины достигают во многих пунктах нескольких сот метров и продолжают оставаться большими на всем пространстве шельфа, хотя и несколько меняются от места к месту. В Китовой бухте промеры вдоль кромки льда обнаружили глубины более 350 *м*. Этот шельф

[1] В подлиннике, повидимому, опечатка. Там указано «западнее Таймыра», тогда как описание явно относится к плоскому шельфу морей Братьев Лаптевых, Восточно-Сибирскому и Чукотскому. Абзацем ниже, говоря о Чукотском море, автор называет его Беринговым. (*Прим. ред.*)

может быть назван самым глубоким на земном шаре и наиболее приближается к типу континентальных бордерлендов, которые будут рассматриваться в главе 7. Немногочисленные пробы осадков, собранные на антарктическом шельфе, показывают то же самое отсутствие сортировки материала, которое так характерно для глубоких частей шельфа перед другими гляциальными областями [Стетсон и Апсон, 26].

Островные шельфы. Платформы, окаймляющие океанические острова, могут быть соответственно названы островными шельфами, в отличие от материковых шельфов, которые окружают материки и острова, связанные с ними мелководьем. Сведения, касающиеся островных шельфов, значительно менее обильны. Имеется, впрочем, достаточно данных, свидетельствующих, что шельфы вокруг островов, как правило, весьма узки. С другой стороны, некоторые коралловые острова имеют широкие шельфы, а многие погруженные коралловые банки в юго-западной части Тихого океана и в Индийском океане достигают 160 и более километров в ширину. Эти коралловые шельфы и банки имеют преимущественно малые глубины, редко превышающие 55 *м*. Шельфы вокруг некоралловых океанических островов имеют глубины, в общем, сравнимые с глубинами на узких материковых шельфах. Как показал Дэвис [5], некоторые из островных шельфов террасированы и достигают глубин, превышающих 200 *м*. Платформы вокруг центральной группы Гавайских островов могут быть прослежены до глубины 550 *м*, хотя большинство узких шельфов, непосредственно примыкающих к островам, обрывается на глубинах менее 100 *м*. У Хило отмечается подводная терраса на глубинах от 350 до 370 *м* с максимальной шириной 10 *км*. Эта терраса имеет частично каменистое дно, но на внутренней ее части залегают также илы, переходящие в грубый ракушечный песок по мере приближения к внешней части, а каменистое дно преобладает на внешнем крае террасы.

Многие острова вообще не имеют сколько-нибудь заметного шельфа. К числу таких относятся острова, являющиеся действующими вулканами. Остров Гаваи в группе Гавайских островов с его действующими и недавно потухшими вулканами обнаруживает почти полное отсутствие шельфа у его берегов. Многие коралловые острова также не имеют шельфов.

Описание погруженных шельфов необходимо дополнить характеристикой глубоких, замкнутых внутриматериковых бассейнов. Наиболее изученным является бассейн Великих озер. Судя по картам Великих озер, они фактически не имеют шельфов. Джонсон [11] дает ряд профилей берегов озера Мичиган. Замечательно, что на этих профилях нет бенчей даже перед выработанными волнами клифами, быстро отступающими в настоящее время.

Имеются карты для некоторых больших ледниковых озер, расположенных в Альпах. Промеры показывают, что края озер большей частью обрывисты. Перед дельтами некоторых больших рек, подобных Роне, имеются мелководные платформы умеренной ширины.

Большое внутреннее море — Каспий — было промерено и нанесено на карту русскими. В северной части моря, перед дельтой Волги, русские карты показывают обширный и очень мелководный шельф. С другой стороны, повсюду в остальных частях этого внутреннего моря шельфы кажутся узкими. Черное море соединяется с океаном мелководным проливом с глубинами не более 55 *м*. Глубокое Черное море представляет особенный интерес для изучения шельфов, вытянутых вдоль его берегов. Шельф очень широк в Одесском заливе (около 200 *км*). Эта широкая область связана с дельтой Дуная, который впадает в западной части залива. Здесь повсеместно глубина не достигает 100 *м*. В отличие от шельфов, лежащих перед устьями больших рек, впадающих в открытый океан, шельф перед устьем Дуная имеет пески и песчанистые илы вблизи берега и илы на внешней части. Такие же указания на уменьшение крупности материала по мере удаления от берега имеются для всех прочих участков черноморского шельфа, максимальная ширина которых варьирует в пределах от 8 до 16 *км*.

СВОДКА ДАННЫХ О РЕЛЬЕФЕ ШЕЛЬФА

Критика устаревших представлений и статистические данные. Вряд ли было бы целесообразно совершать это «путешествие вокруг света» только для того, чтобы доказать нелепость старых представлений о полого наклоненных шельфах. Подобные представления безвозвратно отошли в прошлое. Если с береговой зоной и областью прибрежного мелководья и может быть связан профиль равновесия с пологой вогнутостью близ берега и выпуклостью на внешнем крае, то в целом для шельфа такой профиль не может быть применен.

В самом деле: мы уже имели возможность убедиться в том, что рельеф шельфов отличается поразительным разнообразием. На шельфе имеются банки, террасы, котловины. Хотя в некоторых местах поверхность шельфа и имеет постепенный и плавный уклон от берега к внешнему краю, но данные промеров свидетельствуют, что подобные случаи являются исключением из общего правила.

Профили, построенные на основании немногочисленных и редких промеров, могут создавать ложное впечатление о ровном склоне шельфа, тогда как в действительности между удаленными друг от друга на значительные дистанции пунктами, где произво-

дились промеры, дно имеет различные неровности. С другой стороны, при редких промерах можно составить неверное представление о ровной, фактически, поверхности шельфа. Часто такие промеры создают не соответствующее действительности впечатление расчлененности рельефа шельфа.

Статистическое усереднение столь разнообразных черт рельефа, какими обладает материковый шельф, должно производиться с величайшей осторожностью; оно дает искаженную картину, хотя и может принести пользу для получения ряда средних величин.

На основании изучения карт с изобатами и профилей, полученных путем обработки множества карт, покрывающих все части земного шара, удалось получить следующие характеристики шельфа:

1. Материковый шельф имеет среднюю ширину 68 *км*.
2. Средняя глубина края шельфа, на которой происходит наиболее резкий перелом склона, равна 132 *м*.
3. Средняя глубина наиболее плоской части шельфов равна 64 *м*.
4. Холмы высотой 20 или более метров встречены на 60% профилей, пересекающих шельфы.
5. Углубления в 20 или более метров были отмечены на 35% тех же самых профилей. Многие из этих углублений являются котловинами, но другие могут представлять вытянутые долины.
6. Средний угол наклона поверхности шельфов равен 0°07′, причем на внутренней половине шельфа он несколько больше, чем на внешней.

Можно предполагать, что классификация берегов по признаку погружения или поднятия, которая была отвергнута в главе 3, могла бы иметь реальное применение для характеристики шельфов.

Можно предполагать, что погружение в результате тектонических движений приводит к образованию глубоких и широких шельфов, а узкие и мелкие шельфы возникают в процессе поднятия берегов. Действительно, изучение шельфов дает дополнительные доказательства, свидетельствующие об иллюзорности представлений о предполагаемых берегах погружения и поднятия, представлений, основанных на старых критериях о прямолинейности и наличии береговых баров (якобы сопутствующих берегам поднятия) и подводных речных долин (в случае берегов погружения). Было бы бесполезно заниматься поиском доказательств, свидетельствующих об углублении шельфа при переходе от прямолинейного к риасовому берегу. С другой стороны, отчетливо прослеживается связь между шельфами определенных типов и гляциальными берегами, устьевыми участками крупных рек и

берегами с коралловыми постройками. Отличаются по своему характеру и шельфы, расположенные близ низменностей и горных сооружений. Шельфы большинства гляциальных областей столь своеобразны, что человеку, знакомому с морфологией дна, достаточно одного взгляда на батиметрическую карту с изобатами, чтобы указать на ней котловины, жолобы и банки, характерные для этого типа. Шельфы, расположенные перед устьями больших рек, не столь характерны; их отличительными особенностями являются мелководность и широкие плоские террасы. Шельфы областей с распространением коралловых построек также легко распознаются благодаря обилию небольших отмелей. Яркое различие шельфов, располагающихся перед береговыми низменностями, и шельфов горных стран заключается в том, что в первом случае шельфы широкие, тогда как во втором они, как правило, узкие, что особенно характерно для молодых горных областей. Кажется вероятной связь рельефа шельфов с основными океаническими течениями. В то же время нелегко обнаружить связь характера рельефа шельфов с высотой волн. Ниже будет рассмотрен каждый из указанных типов шельфов в связи с типичной для него геологической обстановкой.

Шельфы гляциальных областей. Тип рельефа, соответствующего исключительно гляциальным побережьям, показан на фиг. 43, 44 и 56. На каждой из фигур южнее участков шельфа гляциального типа показаны участки шельфа, близкие к обычному типу, чтобы подчеркнуть различие между ними. Если бы карты были продолжены к северу, вдоль всей остальной части материка, характерный гляциальный тип шельфа прослеживался бы непрерывно, за исключением тех частей Аляски, где континентальные ледники не покрывали современного побережья. Черты столь же разительного контраста характерны для шельфов Европы и Южной Америки. Исключением является лишь южная часть Северного моря. Трогообразные долины (жолобы) этих шельфов, вероятно, связаны во многих местах с длинными прямолинейными эстуариями или фиордами; по выходе из них эти долины пересекают почти весь шельф и либо заканчиваются на нем, либо продолжаются в очень немногих случаях за его пределы в виде подводных каньонов (фиг. 49). Троги [Шипард, 18] отличаются от типичных подводных каньонов большой шириной, относительно прямолинейными склонами и наличием котловин. В случае понижения уровня моря эти котловины образовали бы огромные озера. Они вполне соответствуют по типу котловинам Великих озер [Шипард, 20] и множеству других озерных впадин, встречающихся в пределах гляциальных областей земного шара. В трогах и котловинах глубины обычно превышают 200 *м*.

Банки и отмели — особенности рельефа, свойственные не только гляциальным областям, хотя они особенно характерны именно для этих зон, где обычно приурочены к участкам шельфа, удаленным от берега. Эти банки поднимаются над глубоководной внутренней частью шельфа [Шипард, 24] и имеют весьма неправильную форму, хотя иногда отмечаются и плавные очертания подобных элементов рельефа (фиг. 43). Большинство банок на шельфах иного типа имеет более плоскую поверхность. Банки гляциальных и иных областей имеют огромное значение для рыбной ловли, так как к ним приурочены богатейшие промысловые участки.

Ширина шельфа гляциальных областей почти повсюду очень велика (в среднем 160 *км*), что далеко превосходит среднюю ширину шельфов земного шара. В некоторых случаях эта необычайная ширина шельфов вызвана и конфигурацией сильно расчлененных гляциальных берегов. Изменение ширины шельфа хорошо заметно на границе между гляциальными и внеледниковыми областями. Край шельфа имеет глубину в среднем около 205 *м*. Эта глубина может оказаться большей, когда будут получены подробные данные для Арктики и Антарктики.

Шельфы перед устьями больших рек. Шельфы перед наиболее крупными реками земного шара в среднем не столь широки, как шельфы гляциальных областей. Тем не менее самые широкие шельфы земного шара (Желтое море, Сиамский залив, аляскинская часть Берингова моря и моря северной Сибири) расположены близ устьев крупных рек. В общем, отмечено немного широких шельфов, расположенных вне гляциальных областей или вне устьевых зон больших рек. С другой стороны, далеко не все шельфы перед устьями больших рек широки. Непосредственно перед внешней частью дельты Миссисипи фактически шельфа нет; имеется лишь береговой склон, уходящий в глубины Мексиканского залива.

Многие, но, однако, не все, широкие шельфы перед устьями больших рек располагаются там, где реки не имеют выдвинутой дельты, — явление, вызванное, вероятно, недавними погружениями.

С другой стороны, большинство узких шельфов перед устьями больших рек отмечается непосредственно перед выдвинутой дельтой.

Широкие горизонтальные террасы перед устьями больших рек имеют различные глубины, в интервале между 10 и 35 *м* — показатель, уступающий соответствующей глубине террас шельфов, не связанных с устьями больших рек. Однако есть и другие широкие плоские участки дна перед многими большими реками на глубинах порядка до 100 *м*. В противоположность плоской

поверхности внутренней части шельфа присутствие холмов вдоль внешнего края шельфов перед большими реками не является необычным.

Замечательные примеры такого рельефа имеются к западу от Миссисипи и в Персидском заливе, где он, вероятно, не связан генетически с реками. Глубина на краю шельфов перед устьями больших рек равна в среднем 110 *м*.

Шельфы областей распространения коралловых построек. Шельфы областей, где происходит активный рост кораллов, отличаются от большинства остальных шельфов мелководностью.

Многочисленные неровные отмели и рифы — характерная особенность этих шельфов. Наиболее показателен пример кораллового шельфа у северо-восточного берега Австралии. Глубины на шельфах, связанных с ростом кораллов, большей частью не достигают 35 *м*, хотя местами отмечены и более глубокие внешние участки, где, повидимому, не происходит роста кораллов.

Шельфы молодых горных стран. Бóльшая часть тихоокеанского бассейна окаймлена молодыми третичными и четвертичными горными сооружениями, которые, судя по периодическим землетрясениям, находятся еще в процессе формирования. Вдоль этих активных областей шельфы большей частью узкие или отсутствуют вообще. Там, где они имеются, их ширина составляет в среднем около 16 *км*. Известные исключения из этого правила имеют место вдоль гляциальных берегов, подобных берегам Британской Колумбии и южной Аляски, где отмечаются широкие шельфы.

В Средиземном море молодые горы Атласа и Приморские Альпы окаймлены узкими шельфами; то же относится и к шельфам, примыкающим к испанским Пиренеям.

Узкие шельфы, вопреки ожиданию, отнюдь не мелководны. Глубина их основных террас в среднем равна 82 *м*, что на 18 *м* превышает среднюю глубину, исчисленную для шельфов. Уклоны поверхности шельфов в областях молодых горных сооружений особенно значительны близ берегов, в то время как у внешнего края склоны относительно пологи. Край шельфа в этих областях располагается на глубинах в среднем около 146 *м*, что на 15 *м* превышает среднюю глубину краевой зоны шельфов для всего земного шара.

Связь шельфов с сильными течениями. Постоянные океанические течения имеют место близ побережий различного типа. Показательно, что почти все районы, где эти течения особенно сильны, являются в то же время областями сужения и полного исчезнове-

ния шельфов [1]. В некоторых областях узкие шельфы связаны также с наличием молодых горных сооружений, но все же отмечается случай, когда с течениями может быть связано образование шельфа. Как отмечалось ранее, Флорида — низменная плоская область — имеет широкий шельф на западе и фактически лишена шельфа на юге и юго-востоке. Шельф незаметен также и у мыса Гаттерас. Вдоль этих лишенных шельфа областей Гольфстрим протекает непосредственно у берега, обладая скоростью порядка 3 узлов. По данным Фоглистера, между мысом Канаверал и Банкой Джорджа скорости порядка 4—5 узлов, определенные с использованием «лорана», отнюдь не являются необычными. Точно такая же обстановка может иметь место у берегов Юкатана, где восточная сторона полуострова испытывает воздействие более интенсивного течения, чем западная, и где в связи с этим шельф отсутствует на восточной стороне, тогда как на западной он достигает значительной ширины. Юкатан, так же как и Флорида, — низменная, плоская страна, но с более расчлененным рельефом. Во всех приведенных случаях склон, примыкающий к берегу, спускается до глубин, превышающих глубины шельфа, но явно не сравнимых с морскими абиссальными глубинами. У восточной Флориды эта область промежуточных глубин ограничена сбросом, направление которого совпадает с направлением края континентального шельфа к северу от мыса Гаттерас (фиг. 23) [2].

Котловины и отмели у входов в заливы. Кроме котловин, связанных с гляциальными побережьями, наиболее замечательные формы рельефа внутренних частей континентальных шельфов отмечаются у входов в заливы. Карты показывают, что повсюду, где имеются сколько-нибудь значительные заливы, отделенные от океана узкими проливами, существуют глубокие впадины либо в узкостях, либо непосредственно перед ними. У входа в залив Сан Франциско (фиг. 48) дно достигает глубины 117 *м*, а с наружной стороны впадины находится порог с глубинами порядка 18 *м* и второй, вероятно, скалистый порог на глубине 45 *м*. Еще более резко выраженная котловина имеется у входа из Японского Внутреннего моря в Тихий океан. В проливе Бунго, южном входе в это море, отмечены глубины порядка 417 *м* (фиг. 50). На восточном

[1] Правильнее считать, что зависимость здесь обратная: именно там, где шельф узок, течение может подходить близко к берегу; на широких плоских шельфах все движения воды замедляются трением о дно. (*Прим. ред.*)

[2] Соображения автора о том, что Гольфстрим якобы определил своим воздействием узость восточного шельфа Флориды, лишены оснований. По данным аэрофотосъемки (Dickerson R., Geogr. Rev., 1942, № 1), Флоридский полуостров представляет собой громадную аккумулятивную береговую форму (косу), которая могла в процессе своего роста перекрыть значительную часть шельфа. (*Прим. ред.*)

побережье Южной Америки узкий вход в залив Рио де Жанейро имеет впадину с глубиной 48 *м* и порог на 15 *м*; залив Баиа Нуэва в южной Аргентине также имеет впадину с глубиной 174 *м*, с внутренней стороны от узкого входа в залив, имеющего глубину 42 *м*. Везде в этих заливах имеют место сильные приливно-отливные течения. Впадины в Сангарском проливе (фиг. 516) также связаны с сильными приливно-отливными и океаническими течениями.

С наружной стороны пролива Золотых Ворот имеется серповидный песчаный бар, который поднимается примерно на 9 *м* над поверхностью дна (фиг. 48). Бары этого типа существуют перед различными входами в заливы. Наилучшим примером могут служить подобные бары, расположенные вдоль западного побережья Северного острова Новой Зеландии. Можно думать, что они являются отражением глубин внутри пролива[1]. Их находят также и перед устьями рек (например, перед устьем реки Колумбии). Бары этого типа могут образовать «вмещающие тела» [Басс, 1] — вместилища для нефти в далеком будущем. Не является необычным, что эти бары окаймляются илистыми отложениями, подобно песчаным «вмещающим телам».

Глубины края шельфа в связи с его шириной. К весьма любопытным выводам приводит сравнение данных о глубинах на крае шельфа с данными о ширине их. Наиболее узкие шельфы (от 0 до 40 *м*) имеют и наиболее мелководный край. Но эта особенность не вполне четко прослеживается в шельфах более широких, где возрастание ширины не сопровождается соответственным увеличением глубины на внешнем крае. Много узких шельфов с мелководным внешним краем было обнаружено в районах распространения коралловых построек. Но в других случаях заметной связи между шириной шельфов и глубинами не отмечается. К югу от гляциальных областей шельфы западного побережья США имеют в среднем глубины бо́льшие, чем у восточного побережья. Это может вызвать удивление, так как обычно предполагается, что западное побережье поднимается, в то время как восточное погружается. В некоторых случаях местные сужения шельфов сопровождаются уменьшением глубин. Например, в том месте, где дельта Миссисипи перекрывает шельф Мексиканского залива, примыкающие к дельте, но незахваченные ею части шельфа оказываются мелководнее, чем зоны, расположенные к востоку и к западу от дельты. Подобное же уменьшение глубин отмечается у гигантского выступа мыса Гаттерас.

---

[1] Работы советских ученых показали, что подобные бары образуются при соответствующем рельефе открытого берега и при интенсивном продольном перемещении наносов. Никакого отношения к глубинам проливов и заливов они не имеют. (*Прим. ред.*)

Глубины края шельфа в связи с экспозицией его по отношению к штормовым волнам. В свое время было обращено внимание на то, что на открытой действию океанских волн восточной стороне шельфа острова Мадагаскар отмечены бóльшие глубины, чем на западной стороне шельфа. Поскольку это привело к некоторым обобщениям, важно посмотреть, оказывается ли справедливым такое соотношение глубин для всех шельфов вообще. Мы привели уже различные факторы, которые, повидимому, влияют на глубину шельфов: связь с оледенением, с ростом коралловых построек и с устьями больших рек. Влияние многих других факторов — сопротивление пород эрозии и движения земной коры — настолько осложняет картину, что оказывается затруднительным составить определенное мнение о влиянии волновой экспозиции.

Однако доказательства могли бы быть получены при пересечении шельфов вдоль внеледниковых и предположительно стабильных побережий, где не имеют значения такие факторы, как влияние крупных рек или рост кораллов. Для полноты картины необходимо произвести пересечение от штормового пояса и до зоны малого прибоя. Число таких мест незначительно и из них наиболее показательным является побережье юго-восточной Африки. В южной части его, где штормы наиболее жестоки, мы находим очень глубокий шельф. Однако, двигаясь к северу до места, где южные штормовые ветры прекращаются и волны становятся намного меньше, мы обнаруживаем все еще необычайно глубокий шельф с глубинами, намного превышающими среднюю глубину шельфов земного шара, хотя шельф этот и не столь глубок, как в зоне, расположенной южнее. Этот факт наводит на мысль о том, что влияние тектонических движений даже в подобном случае искажает картину, несмотря на предполагаемую стабильность Южной Африки.

Другим примером является остров Санта Каталина у берегов Южной Калифорнии, на котором, повидимому, нет поднятых абразионных террас, отмечаемых на прочих островах [Шипард и др., 23]. Этот остров окружен узким шельфом на обеих своих сторонах: открытой действию волн западной и защищенной восточной. Эти шельфы [Шипард и Росс, 22] имеют глубины на внешнем крае около 100 *м* по обеим сторонам острова, так что и здесь мы можем найти очень мало указаний на значение волновой экспозиции для определения уровня края шельфа.

Другая попытка разрешить эту же проблему может быть предпринята путем сравнения глубин внешнего края шельфов у побережий с данными об относительном преобладании ветров с берега и со стороны моря. Поскольку оледенение, как было показано, должно иметь значительное влияние на глубины края шельфа, то шельфы гляциальных областей были отброшены при

выведении средних данных. Было найдено, что средняя глубина края шельфа наветренных побережий равна 108,3 *м* и подветренных 131,7 *м*. Очевидно, кроме направления ветра, влияние оказывают еще и какие-то другие факторы, но зависимость между глубиной краевых частей шельфов и высотой волн остается пока недоказуемой.

ОТЛОЖЕНИЯ НА ШЕЛЬФАХ

Описание донных грунтов, шельфов всего земного шара, не должно вызывать удивления тех, кто на протяжении последних 10 лет следил за литературой, касающейся морских отложений (см. по этому поводу «Современные морские отложения», 17). Однако представление о том, что осадки на шельфе отсортированы по крупности и меняются по мере удаления от берега к внешнему краю шельфа от самых грубых до наиболее тонких, столь укоренилось как непререкаемая геологическая догма, что опровержение его оказывается весьма затруднительным. Ознакомление с первой частью этой главы показало, насколько далеко от истины подобное обобщение. Очевидно, что области дна, дающие доказательства предполагаемой отсортированности материала, являются исключением. Действительная картина, получаемая как по грунтовым отметкам гидрографических карт, так и по сборам и анализу проб донных отложений, позволяет заключить, что на шельфе имеет место беспорядочное расположение ареалов осадков, причем распределение этих ареалов весьма мало связано как с глубиной тех или иных участков дна, так и со степенью удаления этих участков от берега. Карты донных отложений представляют собой массу бесформенных пятен, и при взгляде на них невольно приходят на память полотна художников-кубистов с беспорядочным нагромождением красок [1].

Согласно другому распространенному мнению о шельфе, он якобы представляет собой поверхность выдвинутой в сторону моря

---

[1] Исследования шельфов различных морей Советского Союза (в частности, работы М. В. Кленовой и ее учеников) показали, что кажущееся хаотическое распределение отложений различного типа на самом деле подчиняется строгим закономерностям, связанным, с одной стороны, с современным гидродинамическим режимом моря и с распределением участков аккумуляции и размыва дна и, с другой стороны, — с предшествовавшими фазами развития *бассейна. «Агностицизм» автора вызван примитивностью его методики и отсутствием* комплексного исторического подхода к изучению отложений, характерных для подавляющего большинства иностранных исследований. «Масса бесформенных пятен» получается на картах при качественном, морфологическом определении грунта. Если же исследовать количественно изменение его различных компонентов в связи с общими физико-географическими условиями, то их распределение укладывается в сложную, но стройную систему. (*Прим. ред.*)

массы осадков, отложенных на первичных структурах океанического дна. Однако наличие каменистого дна во многих пунктах на внешней части шельфа опровергает подобную точку зрения. Кроме того, присутствие галечников и грубых песков с внешней стороны зон распространения относительно более мелких осадков требует особого объяснения.

Факты неправильного распределения осадков по крупности и наличие участков скалистого дна и грубых отложений на внешних частях шельфов опровергают старые представления о происхождении шельфов; однако эти факты, сами по себе, еще не могут явиться материалом для построения новых гипотез. Поэтому следующим шагом на пути к познанию природы шельфов должно явиться рассмотрение некоторых связей, могущих внести определенный порядок в обнаруженный нами хаос. Эта задача значительно облегчается сравнением типов дна с элементами генетической классификации берегов, приведенной в главе 4. Кроме того, характер рельефа шельфа имеет заметную связь с типами осадков, что в первую очередь относится к участкам каменистого дна. Далее типы дна связаны со скоростями течений, показанными в виде стрелок на гидрографических картах. Наконец, отмечается заметное различие в распределении осадков на открытых шельфах и во внутренних шельфовых морях. Все обобщения, которые могут быть сделаны на основании приведенных соотношений, не исключают отклонений, которые в ряде случаев могут быть объяснены совместным действием нескольких факторов.

Осадки шельфов гляциальных побережий. Осадки шельфов показывают определенную связь с материковыми оледенениями. Дно трогов и котловин шельфа гляциальных областей покрыто илами с примесью песков, галек и валунов. В некоторых пунктах исследование осадков, обозначенных на карте, как илы, обнаруживает присутствие камней [Биссет, 2]. Такие осадки были названы *ледниково-морскими*, и распространение их не ограничивается одними лишь шельфами, ибо они встречаются также и в открытом океане (см. главу 11). Банки шельфов гляциальных областей отличаются от большинства других банок отсутствием скалистого дна. Большей частью они покрыты песками, но несут на себе также значительные количества гравия и камней. На Банке Джорджа, у Ньюфаундленда, сравнительно тонкий песчаный покров лежит на плохо отсортированном материале, напоминающем моренную глину [Шипард и др., 24, стр. 292]. Возможно, что подобная же картина будет иметь место и на других банках, на шельфах гляциальных областей. Покров грубого материала, повидимому, представляет остаточную концентрацию материала размытых и плохо отсортированных ледниковых отложений.

Отложения перед устьями больших рек. Перед устьями больших рек илы встречаются чаще всего. Как правило, илистое дно располагается в виде широкой полосы непосредственно перед устьем, в то время как на внешней части шельфа преобладающими оказываются пески. Перед устьями большей части крупных рек зоны илов вытягиваются вдоль шельфа от устья реки в направлении преобладающих течений. В некоторых местах вдоль внешнего края дельт располагаются зоны песков, которые оказываются, таким образом, ближе к берегу, чем участки с преобладанием илистых осадков.

Сравнение осадков открытых шельфов с осадками бухт и заливов. Карты донных осадков показывают определенное различие между открытыми шельфами и замкнутыми бухтами и заливами. На открытых шельфах пески являются явно преобладающим типом осадков, в то время как илы преобладают в защищенных бухтах и внутренних морях. В большинстве крупных внутриматериковых морей, таких, как, например, Балтийское, осадки оказываются хорошо отсортированными по крупности и размеры их уменьшаются в направлении от берега. Такой тип сортировки, несомненно, более свойственен заливам, чем открытым шельфам. Однако там, где в заливах имеют место сильные приливно-отливные течения, наиболее грубый материал находится обычно в глубоких частях заливов, тогда как мелкозернистые осадки располагаются на банках в стороне от основных депрессий.

Характер дна в проливах. У входа в бутылкообразные заливы, где приливно-отливные течения достигают своей наибольшей силы, имеют место, как правило, грубые осадки или даже обнажаются коренные породы. Кроме того, узкие проливы между островами характеризуются полным отсутствием тонких частиц в осадках. Поскольку такие проливы в большинстве случаев имеют бóльшие глубины, чем окружающие их участки морского дна, то и в этом случае имеет место необычная сортировка материала, с уменьшением крупности его от бóльших глубин к меньшим. Лаудербек [12] обратил внимание на такое расположение осадков в заливе Сан Франциско, и Хоф [10] обнаружил то же самое явление близ островов в заливе Баззард на побережье Массачусетса.

Тонкий материал, который отмечался в некоторых проливах, обязан своим происхождением изменению направления или затуханию течения с глубиной. Примером этого могут служить Дарданеллы и Босфор, где быстрое западное поверхностное течение сменяется медленным придонным течением, направленным на восток.

Характер дна у выступов суши. На картах донных отложений встречаются места, где дно оказывается скалистым перед выступами суши. Такие случаи чаще имеют место у скалистых полуостровов, чем у песчаных мысов. У последних в большинстве случаев располагается песчаное же дно, хотя порой близ песчаных мысов отмечается и скалистое дно. Участки скалистого дна у выступающих мысов располагаются обычно несколько выше окружающей части шельфа, но скалы встречаются также и там, где нет особенных неровностей рельефа, и во многих случаях каменистое дно может быть обнаружено и вне пределов подводных гребней.

Осадки перед песчаными пляжами. Как и следует ожидать, песчаное дно располагается перед большинством достаточно длинных песчаных пляжей, за исключением «нормальных пляжей» (см. главу 4). В некоторых местах пески протягиваются почти через весь шельф, лежащий перед широко открытыми заливами, в то время как у выступающих мысов дно оказывается каменистым. Перед длинным песчаным береговым баром к западу от дельты Миссисипи пески окаймляют пляж, но в большинстве мест покрывают лишь отдельные участки шельфа.

Характер дна на холмах и гребнях шельфа. Немногие холмы и гребни шельфа имеют покров из тонко отсортированного материала. Подводные холмы гляциальных областей покрыты преимущественно песком или гравием, но, кроме того, во многих местах отмечаются грубые осадки или каменистое дно. Даже к западу от Миссисипи, где с мутными водами связаны илы на внешней части шельфа, имеются холмы, сложенные грубыми осадками (остатки известковых водорослей), а пологие поднятия имеют песчаный покров в отличие от илистого покрова плоских участков дна. Являющиеся исключением случаи нахождения илов на холмах шельфа объясняются тем, что илы накапливаются не на всей поверхности холмов.

Отложения впадин открытых шельфов. Котловины на открытых шельфах представляют полную противоположность котловинам проливов. Во впадинах на открытом шельфе встречаются обычно тонкие осадки, более мелкозернистые, чем отложения на поверхности приподнятых участков шельфа. Преобладающим типом осадков в этих депрессиях оказываются илы. Это правило справедливо и для немногих узких долин, которые рассекают шельф, например для долины Гудзона.

Наличие этих илов отнюдь не является доказательством, свидетельствующим о современном осадконакоплении, так как даже во внутреннем Балтийском море некоторые тонкие осадки

относятся к последним стадиям оледенения. Кроме того, многочисленные находки камней во впадинах шельфа гляциальных областей могут свидетельствовать о том, что накопление осадков не имело места в период, следующий за последним оледенением (см. главу 7).

Типы отложений у края шельфа. Карты донных грунтов почти не оставляют сомнения в том, что внешняя часть шельфа имеет, в общем, более грубый материал, вплоть до каменистого дна, нежели средние части шельфов. Во многих местах дно у внешнего края шельфа слагается даже более грубым материалом, чем непосредственно у берега. Имеется, однако, значительное число мест, где карты осадков показывают более тонкозернистый тип материала на внешнем крае шельфа, чем на внутренней его части, хотя ни в одном случае этого не было обнаружено при взятии серии проб осадков через близкие интервалы на всем пересечении шельфа. Имеются также указания, что увеличение крупности материала по мере удаления от берега к внешнему краю шельфа может иметь место и в некоторых замкнутых морях, таких, например, как Черное море.

Обстановка, благоприятная для формирования основных типов дна. Обобщающие данные о зависимости характера шельфа от тех или иных условий могут быть сведены в таблицу, в которой типы осадков на шельфе рассматриваются в связи с той или иной обстановкой, определяющей их формирование.

Пески, являющиеся наиболее распространенным типом осадков шельфа, обычно находятся в следующих условиях:

1. На открытых шельфах со слабо расчлененным рельефом (исключая участки перед устьями больших рек и в сторону от них по направлению течения).
2. Перед песчаными берегами.
3. Перед песчаными мысами (косами).
4. С внешней стороны устьев заливов.
5. На банках шельфов гляциальных областей (часто в смеси с гравием и камнями).

Илистое дно является доминирующим типом дна в следующих условиях:

1. Перед устьями больших рек и в стороне от них по направлению течений.
2. В закрытых бухтах и заливах.
3. В понижениях открытых шельфов.

Скалистое дно, часто связанное с гравием, галькой или щебнем, встречается обычно в следующей обстановке:

1. Во входах в заливы или в проливах между островами.
2. Перед скалистыми мысами.

3. Вдоль абразионных берегов с клифами, врезанными в скалистые породы.

4. На открытом шельфе в тех местах, где на картах указаны сильные поверхностные течения.

5. На холмах или хребтах шельфов (исключая шельфы гляциальных областей).

ЛИТЕРАТУРА

1. Bass N. W., «Origin of Bartlesville shoestring sands». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **18**, 1313—1345, 1933.
2. Bissett L. B., «Sediments from Barents Sea and the Arctic». *Trans. Edinburg Geol. Soc.*, **12**, 207, 1930.
3. Borley J. O., «The marine deposits of the southern North Sea». *British Ministry of Agriculture & Fisheries Invest.* Ser. II, **4**, No. 6, 1933.
4. Dangeard L., Geólogie sous-marine de la Manche. *Annales de l'Institut Océanographique Fascicule.* Blondel La Rougery, Paris, 1928.
5. Davis W. M., «The coral reef problem». *Am. Geog. Soc., Spec. Publ.* **9**, 1928.
6. Flint R. R., «Glacial map of North America». *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* No. **60**, 1946.
7. Gripenberg Stina, «Sediments of the North Baltic and adjoining seas». *Havforsk-niningstitutes,* Skrift No. 96, Helsingfors; *Fennia* **60**, No. 3, 1934.
8. Gripenberg Stina, «Sediments of the Baltic Sea» in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 298—321, 1939.
9. Holtedahl Olaf, «The submarine relief off the Norwegian coast». *Det Norske Videnskaps-Academi* I Oslo, **43**, 1940.
10. Hough J. L., «Sediments of Buzzards Bay, Mass.» *Jour. Sed. Pet.*, **10**, 19—32, 1940.
11. Johnson D. W., «New England-Acadian Shoreline». John Wiley and Sons, *408—413*, 1925.
12. Louderback G. D., «San Francisco Bay Sediments». *6th Pacific Science Cong.*, 1939, Proc., **2**, 783—793, 1940.
13. Lüders K., «Sediments of the North Sea» in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **9**, *322—342*, 1939.
14. Matthews L. H., «Marine Deposits of the Patagonian Continental Shelf» in *Discovery Reports. Cambridge Univ. Press*, **9**, 117—205, 1934.
15. Murray H. W., «Topography of the Gulf of Maine». Bull. *Geol. Soc. Am.*, **58**, 153—196, 1947.
16. Neaverson E., «Sea Floor Deposits, General Characteristics and Distribution» in *Discovery Reports. Cambridge Univ. Press*, **9**, 310—312, 1934.
17. Revelle Roger and Shepard F. P., «Sediments off the California Coast» in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 245—282, 1939.
18. Shepard F. P., «Glacial Troughs of the Continental Shelves». *Jour. Geol.*, **39**, 345—360, 1931.
19. Shepard F. P. «Salt domes related to Mississippi submarine trough». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, 1354—1361, 1937.
20. Shepard F. P. «Origin of Great Lakes basins». *Jour. Geol.*, **45**, 76—88, 1937.
21. Shepard F. P. and Cohee G. V., «Continental shelf sediments of the Mid-Atlantic States». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, 441—458, 1936.
22. Shepard F. P. and Wrath W. F., «Marine sediments around Santa Catalina Island». *Jour. Sed. Petrology*, **7**, 41—50, 1937.

23. Shepard F. P., Grant U. S., IV, and Dietz R. S., «The emergence of (Santa) Catalina Island». *Am. Jour. Sci.*, 237, 651—655, 1939.
24. Shepard F. P., Trefethen J. M. and Cohee G. V., «Origin of Georges Bank». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 45, 281—302, 1934.
25. Stetson H. C., Sediments of the continental shelves off the eastern coast of the United States. *Papers in physical oceanography and meteorology, pub. by Mass. Inst. Technology and Woods Hole Oceanographic Institution*, 5, No. 4, 1938.
26. Stetson H. C. and Upson J. E., «Bottom deposits of the Ross Sea». *Jour. Sed. Petrology*, 7, 55—66, 1937.
27. Veatch A. C. and Smith P. A., «Atlantic submarine valleys of the United States and Congo submarine valley». *Geol. Soc. Am., Spec. Papers*, No. 7, 1939.

Глава 7

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОРИЯ МАТЕРИКОВОЙ ПЛАТФОРМЫ (ШЕЛЬФА)

ВВЕДЕНИЕ

В главе 6 основное внимание было уделено фактическим данным о материковых шельфах. Хотя данные эти, как выяснилось, не слишком обильны, все же и они дают основание для тех или иных предположений о происхождении шельфов и их истории. Предпринимая такую попытку, следует учесть два обстоятельства. Во-первых, шельфы являются элементом рельефа, который имеет всеобщее распространение, что следует принимать во внимание в каждом частном случае во избежание ошибок при интерпретации данных местных наблюдений. Например, на некоторых участках шельфа может иметь место уменьшение крупности материала донных отложений по мере удаления от берега к краю шельфа, но приведенные выше описания уже показали нам, что подобное изменение крупности является не общим правилом, а исключением. Во-вторых, следует помнить, что строение рельефа или размещение отложений какого-либо отдельного участка шельфа может быть почти не связано с современными гидрологическими условиями. Представляется вероятным, что происхождение большинства материковых шельфов было обусловлено понижением уровня моря, сопровождавшим стадии оледенения ледникового периода. Некоторые шельфы были покрыты материковыми ледниками и значительно преобразованы вследствие эрозии и аккумуляции, связанных с воздействием ледника.

Края материков должны были испытывать недавние погружения. Излияния вулканов, несомненно, изменили характер некоторых шельфов в районах вулканической деятельности. Современные шельфы — результат совместного влияния этих различных факторов, а также воздействия волн и течений, проявлявшегося во время прежнего, более высокого положения шельфов относительно уровня моря.

Некоторые предварительные заключения. Немногие ученые делали попытки объяснить происхождение материковых шельфов. Большинство авторов учебников вполне удовлетворялось констатацией положения, что шельфы возникли под влиянием современных условий, в которых происходило формирование волнами абразионной террасы вокруг континентов и возникала по внеш-

нему ее краю аккумулятивная терраса из массы обломочного материала (фиг. 57). Подобной интерпретацией пути происхождения шельфов, основанной исключительно на умозрительных соображениях, нельзя, однако, объяснить большинство фактов. Очевидно, что предположение об аккумулятивной террасе не может быть применено к тем обширным областям шельфов, где скалистое дно отмечается у внешнего края. В последующих главах при описании материковых склонов и подводных каньонов нам представится возможность сделать дополнительные возражения против теории об аккумулятивной террасе.

Мы не ставим перед собой цели дать полный обзор всех высказываний и замечаний по вопросу о генезисе континентальных шельфов. Значительная часть подобных предположений строилась на основании данных промеров в сравнительно ограниченных районах; многие же гипотезы были основаны лишь на умозрительных заключениях.

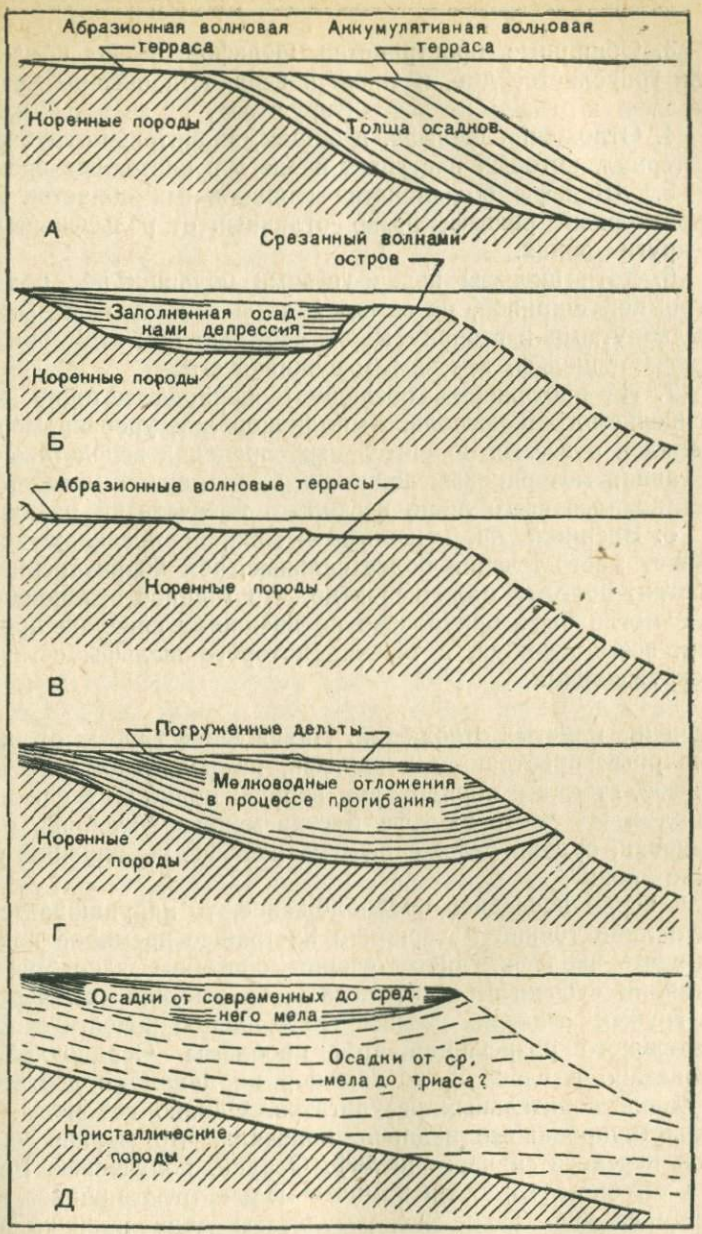
Только попытки двух авторов заслуживают доверия, и их опыт анализа батиметрических карт земного шара весьма поучителен. Речь идет о Фритьофе Нансене, знаменитом норвежском исследователе, ученом и государственном деятеле, и чехословацком геологе В. И. Новак. Нансен [9] тщательно изучил материковые шельфы, и особенно шельфы Арктики и норвежского побережья. Он установил, что существенную роль в образовании шельфов сыграло оледенение и высказал предположение, что на одной из стадий своего развития шельфы были подняты над уровнем моря. Новак [10] признавал, что шельфы имеют сложное происхождение и объяснял особенности их строения воздействием такого фактора, как изменение положения уровня моря и суши в верхнетретичное время и в период плейстоценовых оледенений. Он полагал, что в развитии террас субаэральное выравнивание играло такую же роль, как и морская абразия.

ФАКТЫ, ТРЕБУЮЩИЕ ОБЪЯСНЕНИЯ

Для того чтобы объяснение происхождения материковых шельфов было хоть сколько-нибудь удовлетворительным, необходимо принимать во внимание различные характерные особенности шельфов, которые были описаны в общих чертах в предыдущей главе. Повидимому, следующие черты строения шельфа являются основными и требуют объяснения:

1. Шельф, в общем, не обладает полого наклоненной, выровненной поверхностью, а оказывается террасированным, причем рельеф его быстро изменяется от места к месту.

2. В отложениях шельфов не обнаруживается сколько-нибудь закономерного уменьшения крупности частиц по мере удаления от берега.



Фиг. 57. Предполагаемое происхождение различных типов шельфа (А—Г и Д). Интерпретация данных, полученных Ивингом и другими [4].

3. Обширные пространства шельфов имеют каменистое или гравелистое дно, и такие поверхности обычны везде на шельфе и отнюдь не локализируются у их внешнего края.

4. Отложения шельфа, в общем, значительно грубее, чем материал, который поступает на него в настоящее время.

5. Шельфы большинства гляциальных областей имеют характерный рельеф, резко отличный от рельефа шельфов в других зонах.

6. Хотя шельфы перед устьями больших рек обладают огромной шириной, но самые дельты зачастую оказываются выдвинутыми в сторону моря; частично при этом они перекрывают шельф, тем самым суживая его.

7. На протяжении последнего периода истории земли, исчисляемого в несколько миллионов лет, уровень моря изменялся в весьма значительных пределах вследствие роста и таяния материковых ледников. Современный уровень моря установился всего лишь несколько тысячелетий назад.

8. Внешний край шельфа — зона, в пределах которой имеют место течения более сильные, чем во внутренних его частях; поэтому мало вероятно, что мощное осадконакопление могло быть приурочено ко внешнему краю на протяжении всего периода, в течение которого шельфы оставались погруженными.

Значение илистых отложений. Нахождение грубых отложений на обширных пространствах шельфа, на различном расстоянии от берегов, ставит в порядок дня вопрос: принесен ли подобный материал в эту часть шельфа в современных условиях, или он унаследован, будучи отложенным на шельфе, в минувшие геологические эпохи?

Если верно последнее предположение, то напрашивается вывод, что либо тонкий материал в настоящее время не попадает в эту часть шельфа, либо течения способны удерживать его в состоянии суспензии и переносить, таким образом, через область грубых осадков. Данные наблюдений недостаточны для окончательного разрешения этой проблемы. Осадкоуловители, как показано в главе 2, до сих пор не давали в достаточной мере удовлетворительных результатов. Однако все новые типы их, сконструированные недавно, показали, что мелкие частицы осадков переносятся через шельф. Осадки, полученные Реймондом и Стетсоном [13], были намного мельче отлагавшихся в этом же месте на дне. Такие же результаты дали и наши пробы, взятые на западном побережье. Все это позволяет предположить, что мелкие частицы переносятся через шельф. Дополнительным доказательством этого же процесса может служить тот факт, что в области распространения гравия и галечников к югу от

Сан-Диего, на глубинах около 35 *м*, были найдены после выпадения зимних дождей илистые отложения, которые исчезли в засушливый период.

Наличие поверхностных течений илистых вод перед всеми ручьями в периоды паводков в Южной Калифорнии указывает на то, что мелкий материал уносится в море. Эти илистые «потоки» были обнаружены на расстоянии в несколько миль от берегов Калифорнии [Белл, 1] и встречаются, как известно, на расстоянии нескольких сотен миль от устьев таких больших рек, как Амазонка. Подобные «потоки» ила не оставляют сомнения в том, что мелкие осадки проносятся через шельф. Илы должны осаждаться на дно повсюду, где турбулентные течения оказываются незначительными. Растекание языка илистых вод либо над дном, либо над поверхностью более плотных слоев воды вызывает дополнительное отложение в этих местах тонких осадков. Кажется вполне резонным, что илы проносятся через все шельфы, расположенные перед пустынными областями. Поэтому если оказывается невозможным обнаружить эти тонкие отложения где-либо на шельфе, то факт этот указывает лишь на турбулентный режим, в условиях которого иловатые частицы могут удерживаться во взвешенном состоянии.

Перенос песка в сторону моря. При рассмотрении пляжей были приведены данные, подтверждающие факт движения песка вблизи берега. Было показано, что процесс волнового перемещения у поверхности дна не вполне ясен, но если даже и существует общий перенос песка у поверхности дна в сторону моря, то этот процесс должен затухать на глубинах, превышающих четвертую долю длины волны. С другой стороны, разрывные течения, насколько известно, не ограничены определенной глубиной; их скорость падает тем больше, чем дальше они выходят за пределы мелководья, где происходит разрушение волн. В результате весьма малое количество песка может быть удержано во взвешенном состоянии разрывными течениями в момент достижения ими больших глубин. При действии больших волн противотечение вызывает обесцвечивание воды лишь на расстоянии нескольких сот футов в сторону моря от прибойной полосы (исключая периоды после очень сильных ливней), и взвешенный материал, несомый этими противотечениями, повидимому, бывает представлен в таких случаях преимущественно слюдой, которая легко удерживается в воде.

Нахождение песчаных прослоев среди илов во впадинах за пределами шельфов наводит на мысль о том, что этот более грубый материал каким-то образом переносится через шельфы. Течения способны переносить песок на бóльшие расстояния, нежели волны.

Эродирующая способность приливных течений на глубинах, равных наибольшим глубинам внешней части шельфа, кажется доказанной. Однако эти мощные течения приурочены к определенным участкам вдоль берега и неизвестны в пределах большей части шельфа, несмотря на то что, в общем, приливные течения более резко выражены у внешнего края шельфа, чем в его внутренней зоне. Приливные течения имеют тенденцию следовать *вдоль изобат, а не пересекать их*. Но в известных особых условиях сильные донные течения могут пересекать шельф.

Известную роль могут играть в этом отношении внутренние волны и нагонные явления (оба эти явления рассмотрены в главе 3). Мелкий песок выносится в море также сильными ветрами, дующими от берегов, хотя следует отметить, что бóльшая часть эолового материала, найденного в Атлантике у берегов Сахары, относится (судя по размеру частиц) к алевриту или пелиту [Радчевский, 12].

Предположения о расстоянии, на которое песок может быть перенесен морскими течениями, будут *основываться на умозрительных заключениях* до тех пор, пока мы не сможем получить данные экспериментальных наблюдений.

Галька и валуны на внешней части шельфа. Даже если предположить, что песок может переноситься через весь шельф, мы поневоле должны будем серьезно задуматься над объяснением причин появления гальки и валунов на шельфах.

Возможность существования течений, способных перемещать хотя бы даже мелкую гальку, совершенно исключена для открытых шельфов. Галечник был обнаружен на глубине около 300 *м* перед побережьем Манхетен Бич в Южной Калифорнии после летнего периода слабых волнений. Когда в этом же месте были взяты пробы после зимних штормов, то было установлено наличие мелкого песка, повидимому, покрывающего гальку.

Это обстоятельство заставляет предположить, что присутствие на дне гальки явилось результатом передвижения тонкого покрова песка в сторону берега в течение лета, когда галька была обнажена и могла быть обнаружена взятием проб, осенью же песок вернулся на прежнее место и снова покрыл гальку.

С помощью драгирования галька и валуны были обнаружены на еще бóльших расстояниях от берега во многих местах на шельфе Южной Калифорнии. Многие из этих хорошо окатанных камней были покрыты водорослями и раковинами, которые не смогли бы сохраниться в условии перекатывания камней по дну. Подводные фотографии и поднятые драгой камни (фиг. 58) свидетельствуют, что валуны на глубине 20 *м* покрыты мохоподобными водорослями. Окатанные камни на глубинах более 200 *м* обычно лишены обрастания, что, повидимому, вызвано

отсутствием на этих глубинах форм, способных прикрепляться к различным предметам.

Глауконит на шельфах. Минерал глауконит весьма обычен на континентальном шельфе Калифорнии и отмечен также во многих других местах. Вопрос о происхождении глауконита детально обсуждался Мэрреем и Ренаром [8, *378—391*]. Их прежняя интерпретация, согласно которой глауконит рассматривался

Фиг. 58. Крупная галька и валуны, покрытые нежными растениями, хотя они и были обнаружены на глубинах немногим менее 18 *м* на дне открытого океана перед устьем реки Тиа-Хуана (Южная Калифорния, близ мексиканской границы).

как индикатор медленного осадконакопления, повидимому, подтверждается более поздними исследованиями. Галлихер [5] описывает процесс образования глауконита на шельфе залива Монтерей из биотита, измененного в период, когда осадконакопление не имело места. Этот источник образования глауконита может и не быть основным, поскольку глауконит часто встречается в раковинках фораминифер на банках, где наличие обнаженных коренных пород также указывает на отсутствие осадконакопления. Значение процесса преобразования ила в раковинах фораминифер для понимания происхождения глауконита было подчеркнуто Мэрреем и Ренаром.

Каким бы, впрочем, ни было происхождение глауконита, совершенно очевидно, что наличие его свидетельствует об отсутствии покрова более поздних осадков во время преобразования

ила в глауконит. Поэтому мы можем заключить, что осадки, содержащие глауконит, были обнажены в течение долгого времени, если только глауконит в них не является переотложенным, то есть снесенным с какой-либо древней поверхности, где осадконакопление не имело места.

Перекрываемые отложения. Если бы отложения шельфа всецело определялись существующей обстановкой, то казалось бы

Фиг. 59. Фотография дна, показывающая скалистую поверхность на возвышенности во внешней части шельфа у Сан-Диего, Калифорния. Глубина 114 *м*. Выделяются три различных типа каменистой поверхности. Борозды в правом верхнем углу, возможно, сделаны драгой. В нижней части фотографии видно основание прибора для подводной съемки.

естественным предположить, что границы между полями отложений различного типа должны определяться постепенным изменением от одного типа к другому. Такой постепенный переход может иметь место на шельфе, но большинство исследований

обнаружило резкие границы для различных типов осадков. Кроме того, изучение колонок тонких отложений вблизи границы их с грубыми показало, что тонкий материал резко контактирует с грубым, вместо того чтобы постепенно переходить в него.

Хотя доказательства такого отсутствия постепенных переходов в отложениях шельфов от места к месту и по вертикали основаны на сравнительно небольшом числе данных, тем не менее они получены для весьма удаленных друг от друга областей и представлены всеми геологами, которые проводили большие работы по сбору проб донных грунтов.

Каменистое дно на шельфах. Многочисленные отметки каменистого дна являются важным дополнением к другим данным, свидетельствующим, что значительная часть шельфов не получает современных осадков. Исследования в Калифорнии (фиг. 59) показали, что бо́льшая часть коренных пород дна допускает сравнение их с наземными формациями [Эмери и Шипард, 3]. Однако обнаружение у берегов Южной Калифорнии больших количеств фосфорита, совершенно отличного от находимого на суше типа заставляет высказать предположение, что такой материал образуется или был образован на дне моря [Дитц и др., 2]. Фосфорит обнаружен также на шельфе у берегов Южной Африки [Мэррей и Ренар, 8, *391*]. Некоторые из известняков, обнаруженные на шельфе, как, например, на шельфе Флориды, могут также представлять современные отложения. Образование этих пород на дне моря является указанием на почти полное отсутствие других процессов осадконакопления.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ШЕЛЬФА

Абразия. Террасы, врезанные в склоны многих прибрежных возвышенностей и горных цепей, являются результатом работы волн, предшествовавшей поднятию. Имеется также большое количество врезанных волнами в коренные породы бенчей, обнажающихся при отливе (фиг. 60). Террасы такого же типа могут наблюдаться у основания клифов через стекло в днище шлюпки. Продолжение этих террас в сторону моря отмечается во многих местах по пятнам бурых водорослей, поскольку они растут только на камнях [1].

Насколько известно, такие террасы не простираются в сторону океана, хотя бы на расстояние в несколько миль, без перелома поверхности. Террасы, врезанные в коренные породы, большей частью связаны со сравнительно слабыми породами.

[1] Известны, впрочем, случаи, когда водоросли указывают не на выходы коренных пород, а на валуны или нагромождения камней.

Прочные коренные породы, как, например, гранит, обычно исключают возможность образования террас. Поскольку расширение бенча и уменьшение глубин вблизи берега ослабляют абрадирующее действие волн, врезание террас в коренные породы любого типа должно быть наиболее быстрым в ранние стадии развития берега. Однако колебания уровня моря или суши способствуют росту скорости врезания шельфа.

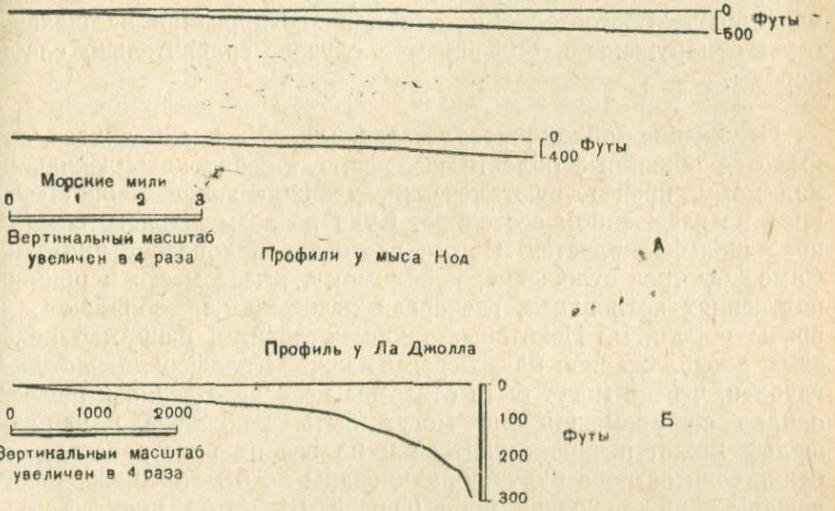
Фиг. 60. Вырезанная волнами терраса (бенч) перед клифом к северу от Ла Джолла, Калифорния. Обратите внимание на небольшие гряды, вырезанные в опрокинутых пластах осадочных пород эоцена.

Там, где берега сложены рыхлыми породами, врезание бенча принимает довольно разнообразные формы. Хорошие примеры этому может дать мыс Код в Массачусетсе. Внешний мыс лежит в непосредственной близости от одной глубоководной области шельфа, наиболее типичной для гляциальных зон. Скорость абразии равна в среднем на этом побережье 0,96 *м* в год [Джонсон, 7, *400*]. Поскольку предполагают, что абразия идет там по крайней мере с такой же скоростью со времени, когда море достигло своего современного уровня (что произошло, по подсчетам де Геера и Антевса, 7000 лет назад) [1], можно было бы предположить наличие на восточной, открытой действию волн стороне мыса террасу шириной около 6 *км*. Фиг. 61 показывает,

[1] Не считая совсем недавних отрицательных перемещений, незначительных по величине.

что в действительности такой террасы нет совсем, но склон продолжается в сторону моря до ледникового трога без заметного перерыва. Однако этот случай, быть может, не слишком типичен, поскольку вдоль всего этого побережья известны сильные течения, которые могут препятствовать развитию террасы за отступающим берегом.

В районе Ла Джолла севернее мыса, показанного на фиг. 60, сильные течения вдоль берега отсутствуют. Клиф, сложенный



Фиг. 61. Профили дна перед клифами, врезанными в четвертичные отложения.

четвертичными породами и имеющий высоту 6 *м*, размывается здесь со скоростью 0,3 *м* в год. Поэтому можно было бы, казалось, встретить здесь более широкую террасу, чем та, что располагается перед соседними скалистыми клифами. Подводный береговой склон имеет в этом районе, однако, такой же угол наклона и так же далеко продолжается в море, как и у мыса Код. Внешний край этой наклоненной поверхности имеет глубину 55 *м*, после чего она пересекается с крутой стеной подводного каньона. Другие примеры показывают подобную же картину. Отсюда можно заключить, что круто наклоненные террасы врезаются весьма быстро в рыхлые породы, а более пологие террасы врезаются медленнее в более устойчивые породы.

Что происходит в случае весьма прочных пород, менее ясно. Имеется много пунктов вдоль гляциальных побережий, где граниты обладают исштрихованной поверхностью вплоть до самого уровня моря, что указывает на отсутствие сколько-нибудь заметной абразии в этих местах с тех пор, как уровень моря достиг

своего современного положения. Джонсон особо отметил ничтожную величину ледниковой абразии у берегов Новой Англии, сложенных кристаллическими породами (7, глава 6). Старые фотоснимки показывают несомненное отсутствие врезания и вдоль других берегов, сложенных твердыми породами. Совершенно очевидно, что формирование бенча в твердых породах является исключительно медленным процессом, и вряд ли материковый шельф мог быть в сколько-нибудь значительной степени создан в процессе абразии твердых пород. Однако существенным является то обстоятельство, что при драгировании на шельфах были обнаружены в большинстве случаев сравнительно слабые породы.

Отложение обломочного материала. Уже отмечалось, что имеются обширные области шельфа, где осадконакоплению, повидимому, препятствуют течения, удерживающие тонкий материал во взвешенном состоянии. Судя по всем данным, внешний край шельфа является местом, где осадконакопление ничтожно. Самое быстрое отложение, повидимому, имеет место в широких внутренних котловинах, где среди отложений преобладают алевриты и пелиты. Некоторые такие котловины, например котловина, расположенная близ берегов Южной Калифорнии, настолько глубоки, что не могут быть отнесены непосредственно к шельфу; однако со временем они могут быть заполнены, и широкий шельф может распространиться и на все их пространство, особенно если острова будут абрадированы до отметок поверхности, лежащей ниже уровня моря (фиг. 57,*Б*). Этот процесс имеет первостепенное значение для образования шельфа.

Повышение поверхности за счет накопления осадочного материала может происходить только там, где накопление превышает снос, что, вероятно, не имеет места на внешних частях шельфов. В случае, если накопление осадков шло именно таким образом, следовало бы полагать, что процесс этот привел бы к образованию полого наклоненного склона и правильной отсортировке материала осадков, с постепенным переходом от более грубых во внутренней части к более тонким осадкам на внешней части шельфа. Однако лишь очень немногие участки шельфов обладают такими чертами строения.

Дельтовые отложения. Хотя дельтовые отложения образуются одновременно и на дне моря и на суше (в субаэральных условиях), кажется несомненным, что общий эффект осадконакопления этого рода сводится в формированию выдвинутых в море участков суши. Однако исследования дельт, осуществленные Расселом [14] в Луизиане и Голландии, и материалы по истории дельтовых областей других районов, образованных дельтами,

показывают, что эти области имеют тенденцию погружаться. В какой мере это погружение связано с прогибанием земной коры и в какой мере со сжатием и уплотнением подстилающих толщ осадков, остается неясным, но сам процесс является вполне установленным. Таким образом, плоское мелководное дно в районе дельт или перед устьями больших рек, не имеющих дельт, может быть объяснено погружением равнинной поверхности дельт. Подводные равнины, испытавшие наиболее значительное опускание, могут представлять собой дельты, либо значительно погруженные, либо образованные в ледниковое время, когда уровень моря находился ниже, чем в настоящее время.

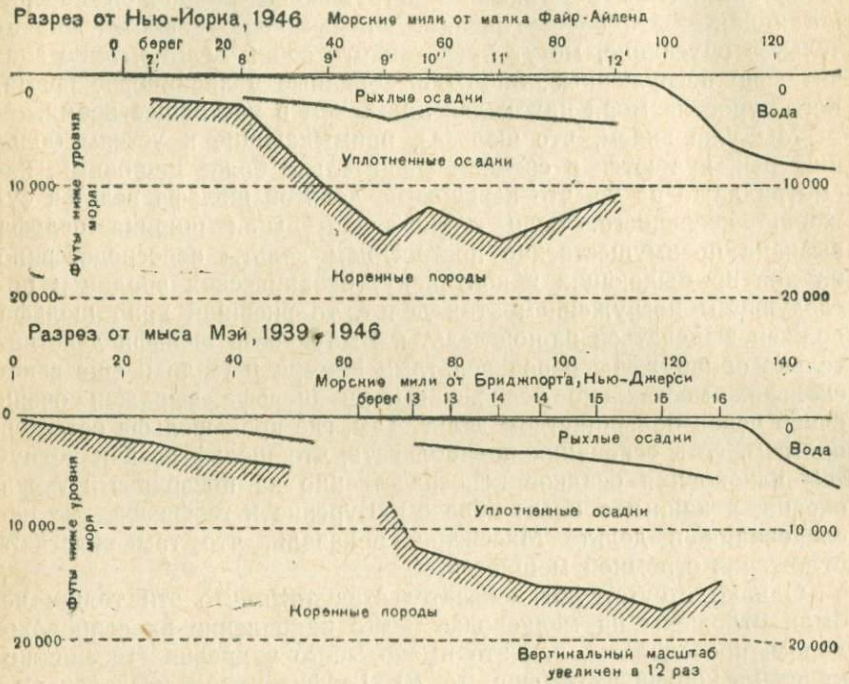
Мы уже знаем, что шельфы, примыкающие к устьям больших рек, являются в среднем значительно более широкими, несмотря даже на то, что перекрытие дельтой шельфа ведет к сужению последнего. Если столь значительная ширина шельфа вызвана преимущественно построением дельты непосредственно на дне примыкающих к континенту океанических впадин и последующим погружением этих дельт, то внешний край шельфа должен выдаваться из-под дельты. Выпуклости шельфа действительно обнаружены перед дельтами Нигера и Нила и еще в нескольких местах, но все же выступ шельфа выражен очень слабо перед большинством дельт. Там, где край шельфа остается прямым, есть основания предполагать, что шельф создан не путем накопления осадков непосредственно на поверхности ложа океана, а каким-то иным образом. Бурение и геофизические исследования в дельте Миссисипи показали, что там залегают отложения огромной мощности.

Однако отсутствуют доказательства того, что эти толщи не были отложены на мелководье и что накопление их сопровождалось проседанием, как это имело место в древних геосинклиналях на континентах (фиг. 57, *Д*). Геофизические исследования у восточного побережья США, произведенные Ивингом и другими [4], доказали возможность такого происхождения шельфа. Перерыв в осадконакоплении указан для двух горизонтов (фиг. 57, *А* и фиг. 62). Верхние, консолидированные толщи, по предположению Ивинга, были отложены за период от настоящего времени до среднемелового; полуконсолидированные слои — от среднемелового и до эпохи образования кристаллического фундамента. Следует отметить, что ни один из приведенных профилей не обнаруживает сходства с профилем построенной волнами абразионно-аккумулятивной террасы.

Дельты должны, бесспорно, играть существенную роль в заполнении впадин между островами и банками. Если принять во внимание тот факт, что скорость роста дельт весьма велика, то можно будет заключить, что этот процесс может иметь значительно большее значение, чем прочие процессы осадконакопления

в море. При низком стоянии уровня моря эти дельты могли формироваться в озерах, что приводило к нивелировке обширных пространств неровного шельфа.

Тот факт, что дельты не перекрывают полностью современных шельфов, может быть объяснен как погружением самих дельт, так и сравнительно недавним поднятием уровня моря,



Фиг. 62. Данные измерения сейсмической рефракции поперек шельфа у восточных берегов по профилям Ивинга. В „рыхлые" породы предположительно включаются породы от современных до среднего мела.

последовавшим за окончанием ледниковой эпохи. После погружения на глубину в несколько сот футов ежегодный рост дельт на 3 *м* за 7000 лет послеледникового времени должен был бы привести к заполнению заливов шириной до 22 *км*. Однако некоторые дельты выдвигаются со скоростью до 30 *м* в год. При такой скорости роста за последние 7000 лет могли бы образоваться террасы шириной в 220 *км*. С другой стороны, поднятие уровня моря на несколько сот футов привело бы к затоплению многих даже наиболее крупных дельт. Поэтому неудивительно, что только очень немногие реки выдвинули свои дельты на ширину всего шельфа.

Отложения известняков. У большинства тропических побережий в осадках шельфа содержится большое количество карбоната кальция. Эти известковые отложения быстро цементируются. Рифы и отмели встречаются во множестве вдоль всех побережий, где растут кораллы и кораллиновые водоросли. Рифы покрывают бóльшую часть обширного шельфа северо-восточной Австралии, и их известковые организмы несомненно достроят этот шельф до уровня моря. Этот процесс, подобно дельтообразованию, компенсирует погружение шельфов, но любое сопровождающее его опускание или поднятие уровня моря должно привести к образованию неровных погруженных банок или широких подводных равнин, если только до этого рост и отложение кораллов продолжались достаточно долго. Поэтому мы можем заключить, что известковые отложения принимают существенное участие в развитии рельефа шельфов в тропических областях.

ОЛЕДЕНЕНИЕ ШЕЛЬФОВ

Необычный характер почти всех шельфов гляциальных областей и резкий контраст между ними и смежными шельфами не могут оставлять никаких сомнений в том, что именно оледенение вызывает характерные особенности такого рода шельфов [1]. Глубокие котловины и жолобы на этих шельфах соответствуют таким же депрессиям, которые в гляциальных областях располагаются на континентах. На картах Канады, Скандинавии и других гляциальных областей мы найдем массу озер, среди которых имеются наикрупнейшие и глубочайшие на земном шаре внутренние водоемы. Котловины залива Мэйн, залива Св. Лаврентия и Скагеррака на юге Норвегии вполне сравнимы с депрессией Великих озер. Кроме того, нет оснований предполагать, что ледник остановился в свое время у современной береговой линии. Например, на шельфе у берегов Новой Англии и Новой Шотландии имеется значительно больше, чем вдоль побережья на суше, признаков наличия конечной морены в виде банок вдоль внешнего края шельфа, располагающихся с наружной стороны впадин. То же самое имеет место и у берегов Норвегии. Эрозия на морском дне, возможно, проявлялась более эффективно, чем в пределах суши, поскольку коренные породы, обнаруженные с помощью драгирования на шельфе, повидимому, менее прочны, чем породы суши. Например, скальное дно, обнаруженное при драгировании края шельфа у Банки Джорджа [Стетсон, 17], оказалось сложенным осадочными породами, большей

[1] Эта мысль была впервые высказана Нансеном [9], позднее развита Шинардом [15] и в последнее время поддерживается Хольтедалем [6].

частью плохо сцементированными, в противоположность выходам кристаллических пород на побережье Новой Англии.

Нет достаточных оснований связывать большие углубления у гляциальных побережий с наличием там сбросовых жолобов или погруженных речных долин. Эти углубления не имеют характера речных долин. Они широки и характеризуются наличием многочисленных глубоких котловин, вытянутых вдоль оси главного понижения. С другой стороны, некоторые из них могут представлять собой и древние речные долины, заполненные аллювием и позднее обработанные ледниками. Ледники также способны эродировать твердые породы, как это можно видеть по наличию глубоких котловин в горных странах с современным горным оледенением, как, например, в Альпах, где имеются озера с глубинами более 300 *м*. Банки на шельфе гляциальных побережий были окончательно сформированы не только благодаря процессу ледниковой аккумуляции. Дело в том, что вслед за отступлением ледников их отложения были значительно переработаны. Кроме того, многие из банок могли подвергнуться воздействию субаэральной эрозии в ранней стадии отступания ледников. Очертания банок на шельфе Новой Англии свидетельствуют о важной роли приливных течений, которые направляются попеременно то на юг, то на север через мелководье.

Большинство банок шельфов гляциальных областей, повидимому, соответствует ледниковым моренам на суше. И у тех и у других черты рельефа сходны. Открытие остаточного щебня на поверхности этих банок и подстилающего его плохо отсортированного материала, аналогичного моренной глине [Шипард, 16], явилось лишним доказательством их моренного происхождения.

Довольно необычные глубины шельфа Антарктики могут свидетельствовать либо о том, что этот шельф был погружен под тяжестью ледникового покрова Антарктики (который частично покрывает и внутренний шельф), либо могут указывать на то, что оледенение в этой холодной области было более длительным и более интенсивным; а в связи с этим была более значительной амплитуда воздействия эрозионных процессов. Наличие глубокого шельфа у северной Норвегии и у северных берегов СССР может подтвердить последнее предположение.

ЭРОЗИЯ ТЕЧЕНИЯМИ

То обстоятельство, что было обнаружено воздействие сильных морских течений на дно (см. главу 3), убеждает нас, что течения играют существенную роль в развитии шельфа. Наиболее четко результаты действия течений выражены у берегов Флориды, где имеется широкий шельф на западной стороне полуострова и почти отсутствуют шельфы вдоль южного и юго-восточного по-

бережий [1]. Если отсутствие шельфа было бы связано с неравномерным опусканием восточного побережья Северной Америки, вызывающим поднятие южных шельфов и опускание шельфов на север, как это предполагает Джонсон [7, *312*], то нелегко оказалось бы объяснить тот факт, что на шельфах западного побережья Флориды и восточного побережья США на участке от мыса Гаттерас до залива Мэйн отмечаются одинаковые глубины. Не проще ли предположить, что мощное течение Гольфстрим, с его поверхностной скоростью в 3 узла или даже более, препятствовало каким-то путем развитию шельфа вдоль этой части полуострова Флорида? Предположение о размывании Гольфстримом края шельфа у мыса Гаттерас было высказано Проути [*11*]. Понижение уровня моря во время ледникового периода могло вызвать размывание шельфа на глубинах, где уже не может иметь место современный размыв. Обнажения известняков на дне Флоридского пролива (за исключением его наиболее глубоких частей) и на поверхности плато Блейка являются доказательством действия течений, препятствующих отложению осадков в этих местах.

Важность течений как фактора размыва на морском дне хорошо иллюстрируется наличием бутылкообразных заливов. Впадина с каменистым дном глубиной 110 *м* в проливе Золотых Ворот (фиг. 48) является тому ярким примером. Еще более значительна впадина глубиной 417 *м* у южного входа в Японское Внутреннее море. Предполагаемое значение таких течений для образования котловин на шельфе вытекает из соображений о понижении уровня моря во время оледенений. Такое понижение уровня, если бы оно произошло в настоящее время, привело бы к тому, что бутылкообразные заливы стали бы частями шельфа. Ложбины, выработанные указанным путем, не должны смешиваться с подводными каньонами, существенной особенностью которых является большая протяженность их вниз по склону.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ШЕЛЬФОВ

Суммируя различные группы фактов и соображений, которые были рассмотрены в настоящей главе, мы можем заключить, что шельфы образуются в результате взаимодействия различных процессов (фиг. 57, *Б—Д*). Возможно, что в некоторых районах вдоль берега некогда располагались цепи островов, отделенные от материка относительно глубокими впадинами, подобно островным цепям и впадинам вдоль современного побережья восточной Азии. Эти острова могли быть снивелированы волнами при бо-

[1] См. прим. ред. на стр. 161.

лее низком положении уровня моря в ледниковом периоде и оказались таким образом намного ниже его современного уровня. Впадины за этими островами могли быть заполнены осадками. Таким образом, должен был сформироваться широкий шельф с грубыми осадками и скалами вдоль большей части его внешнего края и более тонкими осадками во внутренней части. В других местах главным агентом формирования шельфа могли быть дельты. Глубокое положение могло быть вызвано их затоплением при последующем таянии ледников, образованием дельт ледникового времени, а многие из мелководных террас могут быть результатом современных прогибов дельтовых поверхностей. Однако другие шельфы могут возникнуть при продолжительной абразии суши, в результате которой создаются широкие абразионные террасы. Глубина этих платформ должна также указывать на понижение уровня в ледниковую эпоху. Шельфы, образованные таким путем, должны, повидимому, иметь наибольшие глубины и наибольшую ширину, если абразия происходила в рыхлых отложениях или в малоустойчивых породах.

Наиболее четко рисуется история образования шельфов гляциальных областей. Эти шельфы, повидимому, значительно переуглублены, особенно на внешней стороне, вследствие движения через них ледников. Ледниковая эрозия края материков также могла значительно расширить шельфы гляциальных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bell H. S., «Density currents as agents for transporting sediments». *Jour. Geol.*, **50**, 512—547, 1942.
2. Dietz R. S., Emery K. O. and Shepard F. P., «Phosphorite deposits on the sea floor off southern California». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, 815—848, 1942.
3. Emery K. O. and Shepard F. P., «Lithology of the sea floor off southern California». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, 431—476, 1945.
4. Ewing Maurice, Woollard G. P. and Vine A. C., «Recent results in submarine geophysics». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, 909, 1946.
5. Galliher E. W., «Glauconite genesis». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **46**, 1351—1366, 1935.
6. Holtedahl Olaf, «The submarine relief off the Norwegian Coast». *Det Norske Videnskaps-Academie* I Oslo, 43, 1940.
7. Johnson D. W., The New England-Acadian shoreline. John Wiley and Sons, 1925.
8. Murray John and Renard A. F., Report on the scientific results, Challenger expedition; deep sea deposits, 1891.
9. Nansen Fridtjof, «The bathymetric features of the North Polar Seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shoreline» in The Norwegian North Polar Expedition, 1893—1896, *Scientific Results*, **4**, No. 13, 1904.
10. Novak V. J., «On the origin of the continental shelf». *Soc. Roy. Sci., Boheme Univ.*, No **17**, 1937.
11. Prouty W. F., «Atlantic coastal plain floor and continental slope of North California». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **30**, 1917—1920, 1946.

12. Radczewski O. E., «Eolian deposits in marine sediments» in Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 496—502, 1939.
13. Raymond P. E. and Stetson H. C., «A new factor in the transportation and distribution of marine sediments». *Science, new. series*, **73**, 105—106, 1931.
14. Russell R. J., «Quaternary history of Louisiana». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, 1199—1234, 1940.
15. Shepard F. P., Glacial troughs of the continental shelves». *Jour. Geol.*, **39**, 345—360, 1931.
16 Shepard F. P., Trefethen J. M. and Cohee G. V., «Origin of Georges Bank». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **45**, 281—302, 1934.
17. Stetson H. C., «Geology and paleontology of the Georges Bank canyons». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, 339—366, 1936.

Глава 8

МАТЕРИКОВЫЙ СКЛОН

ВВЕДЕНИЕ

Склоны от внешнего края континентальных шельфов к глубинам океана являются одной из наиболее примечательных *особенностей рельефа земли.* Эти крутые откосы, известные под названием *материкового склона,* имеют высоту в среднем около 3660 *м.* Местами же они опускаются до глубины в 9000 *м,* что превышает отметки величайших горных вершин.

Хотя бóльшая часть материковых склонов относительно отлога, отмечается, что средний угол их наклона, в общем, близок к значению, которым характеризуется величина наклона горных *цепей. Подобно* склонам гор, материковые склоны расчленены врезанными в них крупными каньонами, число которых весьма велико. Порой эти каньоны располагаются столь же тесно, как ущелья на склонах горных хребтов. Поверхность материковых склонов, если рассматривать их на всем протяжении от вершины до подошвы, как правило, неровная и изобилует грядами и холмами. Хотя в большинстве областей обнаруживаются отчетливо выраженные поверхности склонов, уходящие в океанические глубины, местами на этих склонах имеются промежуточные плато, котловины, хребты или участки со сложно расчлененным рельефом, не являющиеся ни частью ложа океана, ни элементами шельфа. Для таких структур применяется название *континентальный бордерленд.*

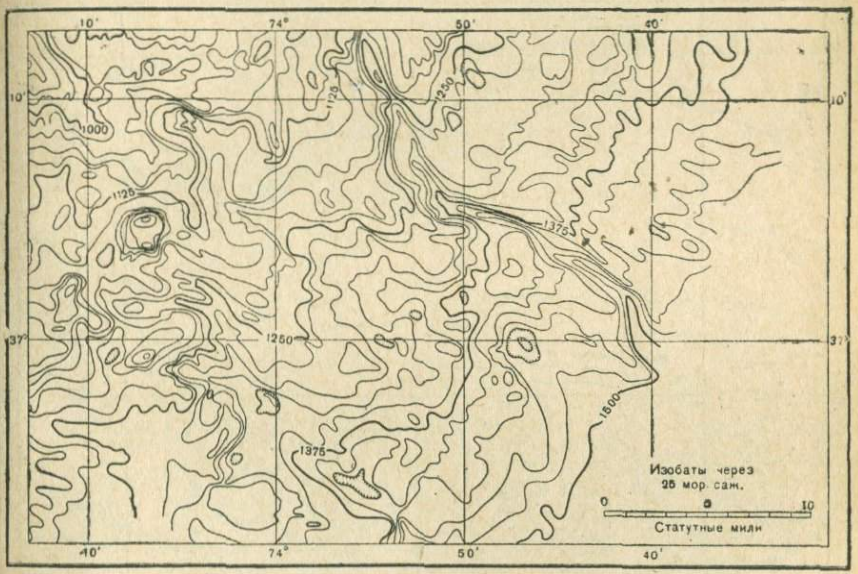
ОПИСАНИЕ МАТЕРИКОВЫХ СКЛОНОВ

Восточное побережье Северной Америки. Следуя порядку, примененному по отношению к шельфам, мы предпримем «путешествие вокруг света», для того чтобы описать основные черты материковых склонов. Читателю рекомендуется при этом пользоваться картой № 1.

Подводные каньоны будут *предметом рассмотрения главы 9,* но без упоминания о них описание материковых склонов не было бы достаточно законченным. Поэтому уже здесь будут включены короткие замечания об этих элементах рельефа.

Отправляясь от восточного склона Лабрадора, мы находим, что направление края шельфа является юго-юго-восточным вплоть до Большой Ньюфаундлендской банки, где имеет место

огромный изгиб склона, вызванный наличием плато или континентального бордерленда, достигающего наибольшей величины на 140-метровой банке, известной как «мыс Флемиш». Южнее Большой банки направление края шельфа является западно-северо-западным вплоть до жолоба Св. Лаврентия (фиг. 43), где оно меняется на юго-западное. Примечательно, что в этом районе, где столь резко меняется направление склона, время от времени происходят сильные землетрясения. В 1929 г. землетрясение сопровождалось разрывами большого числа подводных кабелей и волнами цунами, которые поднимались до высоты 9 *м* и обрушивались на берега Ньюфаундленда.

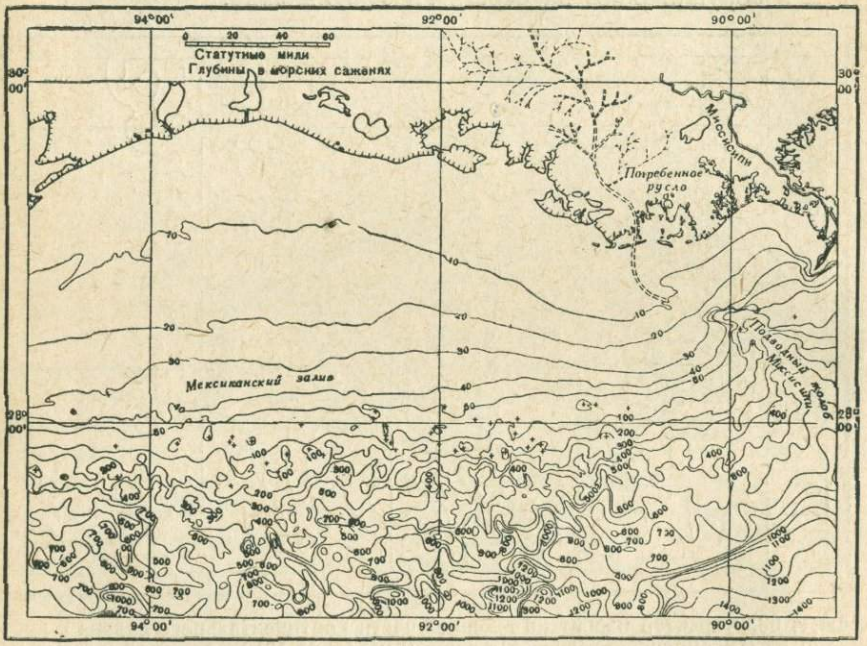


Фиг. 63. Характер изобат на внешней части континентального склона к востоку от Чезапикского залива. По данным карты № 1318 Береговой и геодезической службы США.

Склоны восточного побережья Соединенных Штатов были детально изучены до глубин более 1800 *м*. Изучение промеров вдоль этих склонов показывает, что они расчленены множеством больших каньонов [Витч и Смит, 33]. Крутизна верхней части склонов колеблется между 4 и 7°. На глубинах более 1800 *м*, согласно принятой здесь интерпретации, имеется значительное число холмов и котловин с отдельными долинами [1] (фиг. 63).

[1] Эта интерпретация несколько отличается от толкования Витча и Смита [33], которые оконтурили все понижения как долины, а высоты — как хребты. Данные промеров взяты по карте 1318 Береговой и геодезической службы США.

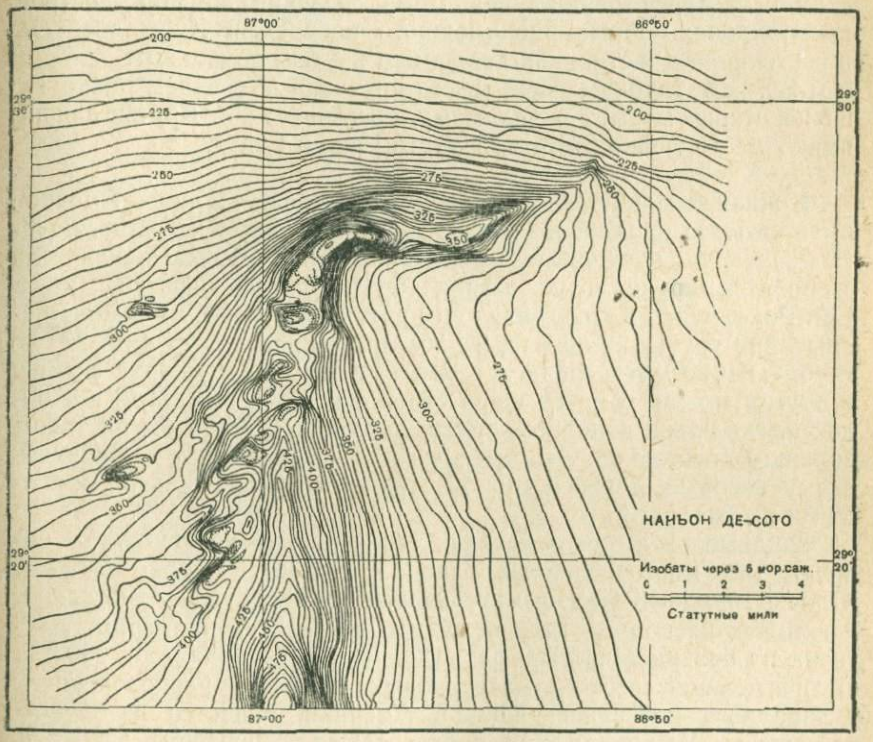
За исключением боковых притоков каньонов, направление склона сравнительно однообразно. Характер дна, повидимому, преимущественно илистый, хотя камни были взяты драгой со стенок многих каньонов, врезанных в склоны, особенно у Банки Джорджа. Видимо, мощность осадочного покрова не очень велика, по крайней мере — в верхней части склонов. Это совпадает с данными геофизических исследований Ивинга и других [8], которые показали, что мощность рыхлых осадков может убывать по направлению к краю шельфа, где в некоторых местах выступает коренной фундамент.



Фиг. 64. Бугристый рельеф континентального склона к западу от дельты Миссисипи. Каньон Миссисипи является прямым продолжением погребенной глубокой долины Миссисипи, обнаруженной в ее дельте. По данным Береговой и геодезической службы США. Крестиками обозначены соляные купола.

К югу от мыса Гаттерас склон близ края шельфа становится очень пологим (не круче 1°), на глубинах от 550 до 915 *м*, в районе широкого (до 240 *км*) плато, известного как Плато Блейка (фиг. 23). Поверхность этого плато во многих местах такая же плоская, как и в прилегающих участках шельфа. Плато это представляет собой один из типов континентального бордерленда. Насколько известно, поверхность его лишена покрова осадков и,

повидимому, размывается Гольфстримом. У края плато находится обрыв, крутизна склона которого достигает 15°. Этот обрыв, вероятно, совпадает с направлением континентального склона у мыса Гаттерас и севернее его, но крутизна склона здесь несколько больше и, судя по двум промерным галсам вдоль склона, он свободен от подводных каньонов. У восточных берегов Флориды продолжается тот же относительно полого наклонный склон, который на глубинах 730—915 *м* образует продолжение плато Блейка, захватывающее восточную часть Флоридского пролива.



Фиг. 65. Каньон де-Сото и склон у юго-западного берега Флориды.

На западной стороне Флориды крутизна склонов изменяется от 5° близ южной оконечности полуострова до 1° у его северной границы, но склон уходит вниз ко дну Мексиканского залива без всяких перерывов. К северу и востоку склоны продолжают сохранять малую крутизну, и их уклон перед дельтами редко превышает 1°.

Эти склоны хорошо изучены и обнаруживают весьма любопытные черты рельефа: холмы и котловины (фиг. 64). Некоторые из

этих котловин имеют глубину около 600 *м* или даже более относительно поверхности окружающего дна, а многие холмы поднимаются по крайней мере на 780 *м* над дном. Везде, исключая участок с трогообразными долинами перед дельтой Миссисипи и рекой Аппалачикола (фиг. 65), склон имеет холмистую поверхность без сколько-нибудь выраженных признаков речной эрозии.

Относительно склонов восточного побережья Мексики и Центральной Америки имеется мало данных. Однако карты Антильских островов содержат некоторые сведения об этих «островных» склонах. Обрыв вдоль южного побережья Кубы, особенно в восточной ее части, является самым крутым подводным склоном в мире. До глубины 1800 *м* его крутизна в среднем равна 17° и в некоторых местах, повидимому, превышает 45°. Крутые склоны имеют место также севернее Пуэрто-Рико и Гаити.

Южная Америка. Вдоль северного побережья Южной Америки имеется мало промеров. Склоны здесь, насколько известно, пологие, особенно перед устьями рек Ориноко и Амазонка; однако они становятся круче возле изгиба бразильского берега у мыса Сан-Роке. Южнее этого мыса на протяжении 2400 *км* склоны необычайно круты; наклон их колеблется в пределах от 4 до 20° до глубины 1800 *м* и в среднем равен 10°. Хотя материковые склоны в других местах земного шара бывают и круче, но нигде нет области, где склон подобной крутизны продолжался бы на таком большом расстоянии. Эти крутые склоны примыкают к Бразильскому нагорью, древней горной стране со сравнительно небольшими высотами.

Скудные сведения о деталях строения склона говорят о наличии там многочисленных банок и холмов за краем шельфа. Южнее Рио-де-Жанейро материковые склоны оказываются пологими, и, насколько можно судить по редким промерам, крутизна их большей частью равна 2—3° на глубинах до 1800 *м*. Отличительной чертой материковых склонов, расположенных у Западного побережья Южной Америки, является их огромная высота. Многие из них простираются до глубины 5500 или даже 7300 *м*, а если включить сюда примыкающие хребты Анд, то окажется, что весь склон в целом обладает рекордной высотой, достигая в одном месте 13 100 *м*.

Однако, несмотря на эту огромную амплитуду высот, склон здесь большей частью не особенно крут, имея в среднем уклон около 5,5° до глубины 1800 *м*. Склоны ниже 1800 *м*, повидимому, имеют ту же крутизну, представляя тем самым резкий контраст с восточным побережьем Южной Америки. Местами промеры по галсам, перпендикулярным берегу, показали очень ровные склоны с крутизной около 5—6°, простирающиеся на несколько тысяч

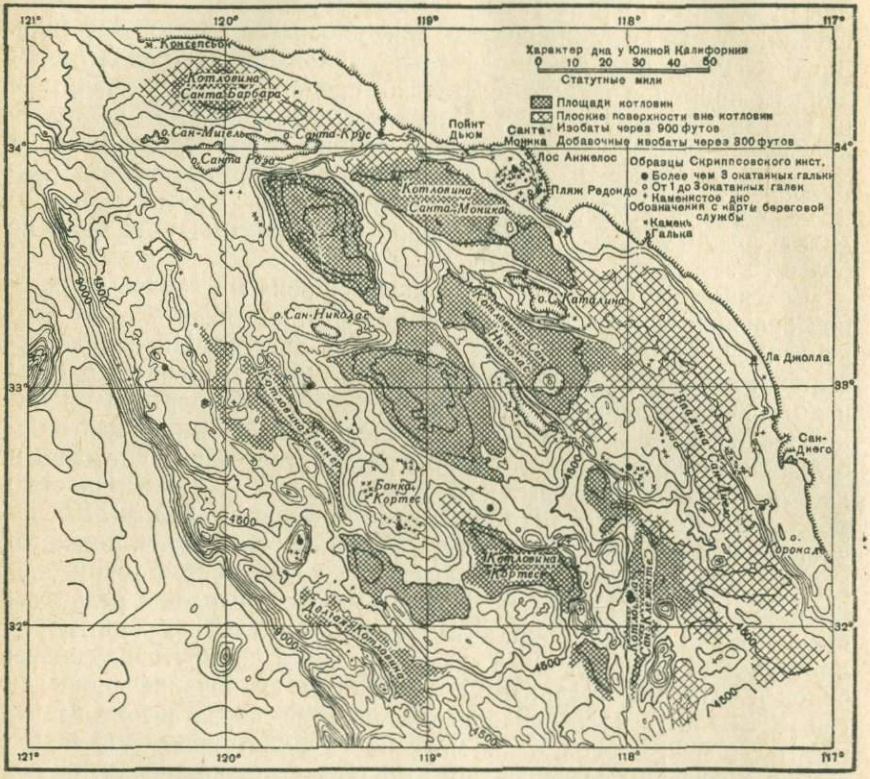
морских саженей. К северу склоны менее ровны, и есть указания на наличие там континентальных бордерлендов.

Западное побережье Северной Америки. Вдоль побережья Центральной Америки и Мексики располагаются склоны с крутизной от 5 до 6°. Местами эти склоны простираются до больших глубин, но они не такие ровные, как у берегов Южной Америки. Значительное число долин расчленяет склоны; однако по скудным данным промеров нельзя составить представление о характере и количестве этих долин. Наиболее исследованной областью является Калифорнийский залив, особенно его западная сторона [Шипард, 28]. Здесь были обнаружены весьма крутые склоны, располагающиеся у мысов, не имеющих шельфа. Крутизна их доходит до 45°, хотя большинство склонов имеет наклон не более 15°.

Севернее 30° с. ш., там, где кончается зона материковых склонов большой высоты, начинается область континентальных бордерлендов. Существование их доказано у берегов Нижней Калифорнии, где на дне моря, за пределами шельфа, имеются хребты и котловины. Наиболее четко прослеживается бордерленд у Южной Калифорнии (фиг. 66). У края шельфа здесь имеет место небольшой, но крутой откос. За ним располагается ряд котловин и хребтов, причем некоторые из них выступают над поверхностью моря в виде островов. Эта зона простирается на 240 *км*. Котловины имеют различные глубины, достигая почти 2560 *м*, а некоторые острова и банки поднимаются над поверхностью окружающего дна на высоту 1,5 *км*. Рельеф дна здесь сходен с рельефом суши Южной Калифорнии, котловины имеют глубину почти одинаковую как на суше, так и на дне моря, а по крутизне склоны банок и островов сравнимы со склонами южнокалифорнийских гор. У внешнего края бордерленда имеется обрыв исключительной крутизны, уходящий в море на глубину около 3600 *м*. По гипсометрическим особенностям этот обрыв можно сравнить с восточным склоном гор Сиерра, но он отличается от него отсутствием долин, что может быть обнаружено по ряду промеров вдоль склона. Несколько грунтовых проб свидетельствуют, что на этом обрыве имеются скалы и валуны.

Внешний край бордерленда у берегов Южной Калифорнии лежит на одной линии с основным материковым склоном, располагающимся севернее [Шипард и Эмери, 29, главы 1 и 4]. Однако имеется ряд выступов и ущелий на обрыве севернее острова Санта-Барбара. У каждого из выступов северное продолжение обрыва оказывается смещенным к востоку. Там имеется также ряд подводных гор как на самом склоне, так и за его пределами. Все эти подводные горы слегка вытянуты в северо-восточно-юго-западном направлении, располагаясь почти под прямым углом

к континентальному склону. Пробы, взятые на подводной горе Сан-Хуан, состояли из обломков базальта [Эмери и Шипард, 7]. Другой характерной особенностью является мягкость склона севернее мыса Консепсьон (главный изгиб Калифорнийского берега).



Фиг. 66. Характер рельефа с участками скального дна и гальки. Для прибрежной зоны шельфа данные приведены не полностью. На некоторых участках данные генерализованы. Изобаты даны по Шипарду и Эмери (29, карта 1).

Крутизна склона здесь на участке до глубины 460 *м* составляет всего лишь около 1°. На этой глубине расположена неглубокая, пологая долина. Ниже дно падает до глубин около 3600 *м* под углом 14°.

К северу от Сан-Симона континентальный склон становится более однообразным и его внутренняя часть оказывается значительно круче. Склон этот очень неровен, имеет множество выступов и расчленен огромными каньонами. В этой зоне, тянущейся до Еурека, вблизи границы Орегона, наиболее глубокая часть

склона очень отлога. Крупнейшие выступы склона Калифорнийского побережья — а может быть даже и самые значительные выступы в мире — расположены близ мыса Мендосино (самая западная точка Калифорнийского побережья). В этом пункте имеется обрыв, простирающийся примерно в широтном направлении и круто падающий на север. Он может быть прослежен по крайней мере на протяжении 130 *м* от берега. Изобата 1800 *м* изогнута здесь примерно на 80 *км*, так что севернее обрыва она лежит на 80 *км* восточнее, чем к югу от него. Верхний край обрыва иногда отмечается на поверхности океана водоворотами и завихрениями, вызванными наличием этой крупной нервности подводного рельефа.

Севернее Еурека снова появляется бордерленд с широкой террасой на глубине около 900 *м*. На поверхности террасы располагаются пологие холмы; они круто обрываются на внешней стороне, подобно бордерленду Южной Калифорнии. Еще севернее обнаруживается очень пологий (по крайней мере до глубины 1800 *м*) склон, который прослеживается до устья реки Колумбии. Крутизна его в среднем менее 2°; на нем располагаются многочисленные террасы с холмами и гребнями, но каньоны здесь незначительны.

К северу от устья реки Колумбии до границы Канады склоны оказываются круче, имея угол наклона около 3° до глубины 1800 *м*, и расчленены рядом больших каньонов. Холмов на склоне не так много, как в южной части. Скалы отмечены в нескольких местах.

Севернее Канадской границы (фиг. 67) на склоне имеется значительно меньше промеров, чем у берегов США, но промеры эти достаточно многочисленны для суждения об общем характере склона. Направление склонов, повидимому, почти прямолинейное вплоть до изгиба берега у мыса Св. Ильи на севере. На всем этом протяжении нет никаких признаков подводных долин на склоне, за исключением самой южной части. Склоны весьма однообразны, и средний угол наклона до глубины 1800 *м* равен примерно 5—6°, что весьма характерно для материковых склонов у берегов Южной и Центральной Америки. В то же время склон этот значительно круче, чем у побережья Соединенных Штатов, за исключением тех участков, где имеют место обрывы у краев бордерлендов. Между 54 и 58° с. ш. крутая часть склона располагается между 270 и 2200 *м*, а более глубокая часть его несколько положе, так что 3600-метровая изобата находится в 160 или более километров от изобаты 2200 *м*, в то время как 270-метровая и 2200-метровая изобаты отдалены на расстояние всего лишь 16 *км*.

За изгибом берега в заливе Аляска материковый склон продолжается в западном направлении до Алеутских островов. Благодаря наличию Алеутского жолоба он достигает здесь огромной

Фиг. 67. Часть континентального склона и дна открытого моря в Аляскинском заливе. Участок Алеутского жолоба показан по данным на 1945 г. [По Мэррею, 17.]

глубины. Несколько удивляет, что в среднем угол наклона дна до глубины 1800 *м* оказывается равным всего лишь 4,5°; между тем материковый склон у берегов Британской Колумбии, где отсутствует жолоб, имеет значительно бо́льшую крутизну. Мэррей [17] показал, однако, что этот склон становится круче по мере его погружения, достигая в некоторых пунктах 30°. Вдоль восточной части этого склона не отмечено подводных долин, но западнее острова Кодьяк промеры показывают наличие большего числа каньонов. Материковый склон широкого шельфа Берингова моря (северная сторона Алеутских островов) также изрезан одним или несколькими каньонами. Промеры в этой области редки, но есть указания на то, что материковые склоны огромного шельфа Берингова моря имеют наклон около 4—5°.

Восточная Азия. Относительно материковых склонов восточной Азии к северу от Японии имеется мало данных. Вдоль японского побережья крутизна склона сильно меняется. Севернее Токио, как показывают промеры, его крутизна невелика (около 2° до глубины 1800 *м*), но склон становится круче по мере увеличения глубины, особенно в районе Японского жолоба, где имеют место наклоны дна порядка 10°. Данные немногочисленных промеров, имеющиеся в нашем распоряжении, не дают указаний о существовании каньонов ни на внутренних, ни на внешних частях материкового склона в этой области. Близ Токио, однако, имеется ряд каньонов. Другие впадины на склоне, например жолобы в заливах Сагами и Цугару, не являются каньонами в обычном понимании, поскольку имеют широкую, трогообразную форму. Склоны вдоль южного побережья Японии имеют переменную крутизну, колеблющуюся большей частью от 2 до 10° вдоль склонов Японии. Во многих местах отмечено скалистое дно. Отметки песка, гравия и галечника часто встречаются на карте, хотя илы, как и в большинстве других мест, являются наиболее распространенным типом отложений.

К югу от Японии, в Желтом море, материковые склоны пологи и холмисты, но, повидимому, не расчленены долинами. У острова Формозы (Тайван) они становятся круче и изрезаны здесь многочисленными каньонами. Эти склоны очень скалисты и изобилуют высокими холмами; часто такие холмы поднимаются лишь в виде банок, а некоторые из них выступают над поверхностью моря в виде островов. О материковых склонах южного Китая и Индокитая имеется мало сведений, но, повидимому, они пологи и несут на себе небольшое число холмов.

Вокруг Филиппин склоны со всех сторон оказываются необычайно крутыми, достигая в среднем крутизны 11° до глубины 1800 *м*. Склоны спускаются до больших глубин вокруг Самара и восточного берега Минданао, но, повидимому, не становятся круче

по мере погружения на большие глубины. Возле Минданао подводные склоны имеют высоту 9100 *м*, а с добавлением высоты надводного склона 9700 *м*. Материковый склон вокруг восточного и северного побережий Лусона изрезан многочисленными каньонами, хотя долины нигде не отмечаются. Вдоль северного побережья Новой Гвинеи материковые склоны достигают значительных глубин, но редкие промеры указывают на то, что склоны эти пологи; они, повидимому, не круче 6°. Вдоль восточного побережья Австралии крутизна склонов кое-где весьма значительна, особенно к югу от Большого Барьерного рифа. Здесь, близ юго-восточного берега Австралии, материковый склон обычно становится несколько круче за пределами изобаты 1800 *м*.

Индийский океан. К югу от юго-западной оконечности Австралии обнаружены довольно крутые склоны. В одном месте крутизна склона до глубины 1800 *м* оказывается равной 27°. Этот участок по крутизне не имеет аналогов в пределах обследованных доныне материковых склонов. Севернее крутизна склонов уменьшается и не достигает и 1° у северо-западных берегов Австралии.

К югу от островной дуги Малайского архипелага материковые склоны оказываются, судя по имеющимся данным, очень широкими и пологими. Большинство склонов имеет крутизну не более 5°. Столь малая величина вызывает некоторое недоумение, поскольку известно, что склоны эти спускаются к глубоководным жолобам Индийского океана. У северо-западных берегов Суматры имеется небольшой бордерленд; другой участок бордерленда, значительно бóльших размеров, расположен севернее Малаккского пролива и протягивается до Бирмы. Узкий шельф вдоль южного побережья Бирмы окаймлен пологим склоном и широкими котловинами с максимальными глубинами в 4170 *м*; этот участок отделен от ложа Индийского океана рядами островов и отмелей. Перед устьями рек Ирравади и Ганга крутизна склонов колеблется от 1 до 2°. Вдоль восточного побережья Индостана крутизна склонов увеличивается до 4 и 6° и достигает близ Цейлона 10° — величины, сравнимой с показателями крутизны склонов у берегов Филиппин и Бразильского нагорья. Близ западного побережья Индостана крутизна материковых склонов равна 2—3°. На этих склонах расположены подводные холмы с коралловыми рифами.

Вдоль побережья Аравии и Сомалийского полуострова, где шельфы очень узки или вообще отсутствуют, бóльшая часть склонов не обладает значительной крутизной. Карты восточной Африки содержат мало сведений о материковых склонах, хотя число промеров достаточно для того, чтобы наметить ряд каньонов к северу от Мозамбика. У берегов Южной Африки крутизна скло-

нов равна в среднем 5°; в одном месте здесь располагается бордерленд.

Западная Африка. Материковые склоны, окаймляющие пониженные шельфы Юго-Западной Африки, имеют наклон большей частью не свыше 2°. Севернее 20° ю. ш. замечается некоторое увеличение крутизны склона, и в одном месте дно падает под углом 10° непосредственно от берега при отсутствии шельфа. Перед устьем Конго наклон материкового склона чуть превышает 1°. Склоны пологи также и перед устьем Нигера, но далее к западу становятся круче, приобретая наклон до 5—6° вдоль Золотого берега и Берега слоновой кости и сохраняя такой наклон до границ Сиерра Леоне. Известно, что несколько каньонов расчленяют эти склоны.

Севернее 10° с. ш. крутизна склонов начинает постепенно уменьшаться, достигая примерно 2°. Континентальный бордерленд обнаружен вокруг Канарских островов и простирается к северу от них. Материковые склоны вблизи Касабланки несколько круче, чем к югу от нее.

Средиземное море. Вдоль побережья Атласских гор узкий шельф окаймлен склонами с крутизной около 6°. Эти склоны изрезаны многочисленными каньонами или трогообразными впадинами. Далее к востоку материковый склон не изучен вплоть до Киренаики, где он имеет наклон всего лишь 2—3° и покрыт холмами и долинами. Склоны вдоль побережья Палестины также пологи, но изрезаны многочисленными долинами. Крутые склоны имеют место у берегов Малой Азии и Балканского полуострова. Склоны вокруг Апеннинского полуострова преимущественно пологи, но крутизна их возрастает у берегов Итальянской Ривьеры, где они изрезаны множеством каньонов и трогов. Несколько положе склон перед относительно широким шельфом Лионского залива. Вдоль восточного и южного побережий Испании крутизна склонов меняется и в некоторых местах достигает 10° на глубинах до 1800 *м*. Эти склоны также значительно расчленены каньонами.

Западная Европа. Кадисский залив примечателен тем, что имеет за пределами шельфа пологий материковый склон, крутизна которого меньше 1°, так что почти не заметен перелом поверхности дна у края шельфа. Склон этот ровен. За мысом Св. Винцента материковые склоны сильно изрезаны каньонами, но крутизна их возрастает лишь до 3°, и такой пологий наклон дна сохраняется вдоль всего западного побережья Португалии. У северных берегов Испании склоны становятся значительно круче; угол наклона местами достигает 15°, а в среднем равен примерно 8°. Эти склоны очень неровны, расчленены каньонами

и трогами, покрыты холмами и хребтами. Промеры здесь недостаточно детальны, и поэтому подробное описание морфологии материкового склона в этом районе не может быть дано.

У юго-западных берегов Франции склоны пологи; они становятся круче (около 5°) у берегов Бретани, а затем снова выполаживаются (до 2°) у Ламанша. Материковые склоны в проливе Ламанш имеют весьма неровную поверхность. К ним приурочено много холмов и долин. Вдоль западного побережья Ирландии крутизна меняется от места к месту, и на материковом склоне здесь располагаются бордерленды с хребтами и холмами. Такие же условия характерны для западных и северных берегов Шотландии. Скальное дно характерно для этих районов. Материковые склоны к северу от Северного моря пологи, угол наклона их в среднем равен всего лишь 1° до глубины 1800 *м*. Вдоль побережья Норвегии тот же тип склона сохраняется до 67° с. ш. Максимальная крутизна склона у Лофотенских островов равна 4° [Хольтедаль, 11, глава 3]. На склоне к северу от Лофотенских островов имеется подводный каньон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ О МАТЕРИКОВЫХ СКЛОНАХ

Описание материковых склонов свидетельствует, что, несмотря на многочисленные пробелы в измерениях, можно дать им определенную характеристику. Типичный материковый склон не очень крут; угол наклона в среднем равен 4°17′ до глубины 1800 *м*. Поверхность падения типичного материкового склона прямая или плавно изогнутая. Однако каньоны, врезанные в материковый склон, вполне соизмеримы по своей глубине с каньонами горных склонов, хотя они и не столь многочисленны, как последние. Кроме того, материковые склоны обладают меньшим количеством холмов (неровностей), чем склоны гор. Типичный материковый склон более крут в верхней части, что особенно характерно для материковых склонов Атлантического и Индийского океанов, но менее типично для Тихого океана. Там, где промеры позволяют оконтурить изобатами нижнюю часть материковых склонов, можно обнаружить многочисленные котловины. Илы — наиболее широко распространенные осадки материковых склонов. Они отмечены в 60% случаев, в то время как пески составляют лишь около 25%; камень и гравий отмечены во многих районах и составляют 10% грунтовых отметок на картах. На ракушу и органогенные отложения (*ooz*) приходится значительная часть остальных отметок.

СООТНОШЕНИЕ МАТЕРИКОВЫХ СКЛОНОВ И РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ БЕРЕГОВ

Берега с дельтами и устьями больших рек. Повидимому, нельзя сомневаться в том, что характер материковых склонов

изменяется в зависимости от типов берегов, рассмотренных нами в главе 4. Характер склонов явно связан с устьями больших рек и особенно с дельтами. В этих местах средняя крутизна склона на глубинах до 1800 *м* составляет всего лишь 1°20′, то есть она в три раза меньше средней крутизны всех материковых склонов в целом. Фактически все материковые склоны перед устьями больших рек пологи. При этом такие склоны не очень ровны, а несут на себе значительное число холмов и котловин (фиг. 64). Кроме того, к ним приурочены небольшие долины и даже крупные каньоны. Осадки преимущественно илисты.

Сбросовые берега. Склоны у берегов, предположительно сбросового происхождения (где отсутствуют шельфы), резко отличаются от предустьевых своей крутизной. Уклон их на глубинах до 1800 *м* в среднем равен 5°40′, хотя в некоторых местах отмечаются уклоны порядка 25 и более градусов.

С другой стороны, на значительном протяжении сбросовые берега, особенно вдоль цепи Анд, ограничены материковыми склонами с углом наклона около 5°. Такой угол наклона сохраняется также у огромных океанических желобов. Судя по имеющимся промерам, поверхность материковых склонов на сбросовых берегах бывает обычно наиболее ровной. В некоторых случаях крутизна склонов возрастает с увеличением глубины. Подводные каньоны редки вдоль таких сбросовых берегов. Каменистое дно чаще всего встречается именно на этих склонах, хотя илы, как и всюду, являются преобладающим типом отложений.

Берега молодых горных сооружений. Вдоль молодых горных хребтов, окаймленных шельфами, материковые склоны несколько положе, чем у сбросовых берегов. Крутизна склона на глубинах до 1800 *м* в среднем равна 4°4′. Склоны эти изрезаны множеством каньонов. Вблизи молодых горных хребтов чаще всего встречаются бордерленды.

Стабильные берега вне устьев больших рек. Бóльшая часть берегов, кроме трех рассмотренных выше типов, считается обычно стабильной, поскольку существующие на них горы и холмы не связаны с последними фазами горообразования. Многие из них окаймлены широкими шельфами, хотя к таким берегам нередко приурочены и узкие шельфы. Материковые склоны перед этими предположительно стабильными берегами имеют средний угол наклона 3° — величина, уступающая среднему показателю крутизны материковых склонов. Однако у стабильных берегов располагаются участки материкового склона значительной и порой рекордной крутизны (материковые склоны у Бразильского нагорья, юго-восточного побережья Австралии и близ Цейлона). Существенно, что наклон склонов оказывается в этих трех рай-

онах круче, чем даже у склонов перед многими сбросовыми берегами. В каждом из этих районов шельф относительно узок и вблизи берегов расположены невысокие горы.

МАТЕРИКОВЫЕ СКЛОНЫ В СООТНОШЕНИИ С ОКЕАНИЧЕСКИМИ ВПАДИНАМИ

Можно было бы ожидать, что материковые склоны вдоль Тихоокеанского великого сейсмического пояса резко отличаются от склонов Атлантики и Индийского океана. Различие действительно существует: средняя крутизна склона вдоль побережий Тихого океана равна 5°20′, тогда как в Атлантическом океане она составляет всего лишь 3°05′, а в Индийском достигает лишь 2°55′. Средиземное море имеет склоны, крутизна которых в среднем равна 3°34′, и оно занимает таким образом промежуточное положение между Тихим океаном и другими океаническими бассейнами. Если отвлечься от средних величин, то можно прийти к заключению, что материковые склоны наибольшей крутизны и протяженности как раз и располагаются в Атлантике (у берегов Кубы и близ Бразильского нагорья). Для тихоокеанских материковых склонов характерно наличие участков с максимальными амплитудами по вертикали. Кроме того, в некоторых районах Тихого океана расположены материковые склоны с постоянным на всем их протяжении уклоном от 5 до 6°.

Далее следует отметить, что почти все районы, где склоны становятся круче за пределами изобаты 1800 *м*, находятся именно в Тихом океане. Все три главных океана одинаково богаты подводными каньонами, но материковые склоны Средиземного моря имеют наиболее густую сеть каньонов. Бордерленды встречаются вдоль материковых склонов во всех океанах и в Средиземном море.

Различия, существующие между материковыми склонами океанов, повидимому, связаны более всего с типами берегов, нежели с особенностями самих океанических впадин. Сбросовые берега и берега молодых горных сооружений наиболее распространены в Тихом океане, и Средиземное море стоит в этом отношении на втором месте. Состав отложений материковых склонов, повидимому, одинаков в различных океанах и зависит от литологических особенностей берегов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВЫХ СКЛОНОВ

Общие соображения. Обращаясь к вопросу о происхождении материковых склонов, следует подчеркнуть, что они представляют собой переходную ступень между двумя основными уровнями земной поверхности; один из этих уровней близок к уровню моря, а другой расположен более чем на 3 *км* ниже последнего.

Необходимо, кроме того, отметить, что эта переходная зона нешироka (ширина ее колеблется в среднем от 15 до 30 *км*). Между тем склоны континентальных плато, спускающиеся к низменностям, обычно имеют ширину значительно бóльшую (до нескольких сот километров).

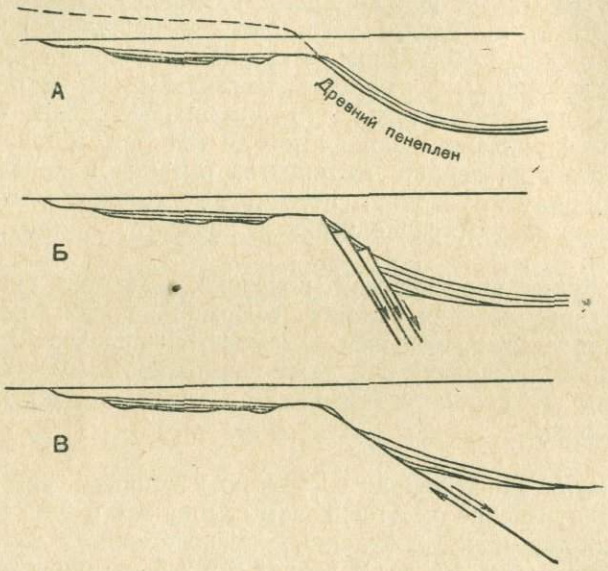
Значение склонов как областей седиментации становится ясным, если вспомнить, что большинство тонких осадков переносится в настоящее время через шельфы. Илистые воды из больших рек (и малых рек во время разливов) переносятся через шельфы [Белл, 2]. Кроме того, было в прошлом время, когда склоны получали обломочный материал непосредственно с материков. Так, дельты, формируясь, накладывались на материковые склоны. Если предположить, что материковые склоны были сформированы в раннюю стадию мировой истории, а такая гипотеза основывается на теории постоянства океанов и континентов, то общее количество осадков, снесенных на склоны в течение двух миллиардов лет (предполагаемый возраст Земли), окажется огромным.

Как будет впоследствии показано, каньоны представляют результат расчленения склонов, сформированных первоначально иными процессами. Каньоны оказываются полезными для изучения склонов, поскольку они дают возможность изучить характер материала, непосредственно подстилающего вышележащий покров осадков.

Аккумулятивная терраса. Судя по учебникам, среди геологов преобладает мнение о материковом склоне как о зоне накопления передовых дельтовых отложений непосредственно у нарастающего края шельфа (фиг. 57, *А*). В главах 6 и 7 было приведено немало доводов, свидетельствующих, что большинство внешних шельфов не имеет ничего общего с такой образованной волнами террасой. Наличие обширных поверхностей каменистого дна на внешних частях шельфов опровергает гипотезу об идентичности этих участков шельфа и террас подобного рода. Кроме того, отсутствие закономерной сортировки материала осадков от грубых к тонким, по мере удаления от берега и роста глубин, является серьезным возражением против такой гипотезы. Факт существования во многих местах на материковых склонах каменистого дна еще более осложняет решение вопроса. Очевидно, факты говорят не в пользу объяснения, принятого в учебниках.

Изогнутая и погруженная материковая поверхность. Геологическая литература содержит многочисленные ссылки на исчезновение древних материковых масс, располагавшихся некогда с внешней стороны современного края континентов и представлявших первоначально геосинклинали, заполнявшиеся осадоч-

ным материалом. Некоторые авторы предполагали, что эти древние области были сперва пенепленизированы, а затем прогнуты и опущены, пока не стали частями океанического дна (фиг. 68). Согласно Витчу [Витч и Смит, 33, *33—36*], материковые склоны по обеим сторонам Атлантического океана представляют погруженные остатки миоценовых пенепленов. Витч предпочитает идею о прогибании, а не о сбросе, потому что его исследования отложений береговых равнин по обеим сторонам Атлантического



Фиг. 68. Три гипотезы происхождения континентального склона.

океана не дали доказательств существования крупных сбросов. Характер первых профилей поперек шельфа, полученных геофизическим методом [Ивинг и др., 8], позволяет думать, что опускание сочеталось с одновременным образованием в верхней части склона линзы осадков.

В действительности очень мало данных позволяет предполагать, что склон является результатом изгиба и погружения. Даже на восточном побережье США, о котором у нас особенно много данных, мы имеем доказательства того, что меловые формации скорее срезаны склоном, нежели прогнуты. Профили Ивинга (фиг. 57, *E* и *62*) показывают, что если осадочные формации и наклонены, то скорее от края шельфа, чем к нему.

Кроме того, меловые отложения были найдены Стетсоном [30] в подводных каньонах вдоль склона банки Джорджа. Эти отложения, повидимому, вообще не имеют заметного падения. Стетсон

нашел, далее, признаки меловых отложений в Балтиморском каньоне против Делавэрского залива. Праути [22] обратил внимание на меловые породы, обнаруженные на мысе Гаттерас в буровой скважине Стандарт Ойл Компани на глубине около 600 *м*. Эта скважина расположена практически у края шельфа, и профиль, построенный по ее данным и по материалам других выработок, свидетельствует, что меловые отложения могут быть встречены на поверхности материкового склона на глубине около 760 *м* [1].

Применение гипотезы прогиба и опускания для объяснения происхождения материкового склона, в общем, не может быть мотивировано в свете современных данных. Прогибающиеся поверхности должны оказаться глубоко погребенными под толщей осадков, в то время как на самом деле коренные породы встречаются обычно одинаково часто как на возвышенностях, так и в каньонах. Общая прямолинейность склонов также плохо вяжется с гипотезой прогиба, ибо в этом случае склоны имели бы волнистые очертания. Прогиб и опускание края материков повлекли бы резкое нарушение гравитационного равновесия в земной коре. Легкие материалы, которые, как известно, подстилают континенты, были бы выведены из состояния равновесия с массами тяжелых материалов, подстилающих дно океана, если бы они оказались на одинаковом уровне. Исследования голландского геодезиста Венинг-Мейнеса [15] не смогли дать доказательства наличия такого континентального материала по периферии впадины Атлантического океана. Другие возражения против гипотезы прогибания будут рассмотрены при изложении материалов о сбросовом происхождении материковых склонов.

Сбросовый обрыв или сбросовая зона. Гипотеза сбросового происхождения материковых склонов рассматривается здесь с чувством некоторого трепета. Немало презрения было выражено по адресу геологов, которые объясняли происхождение некоторых обрывов суши сбросами на основании физико-географических данных. Более того, существует широко распространенное мнение, что сбросовые обрывы должны быть очень круты, если только они не подверглись эрозии в субаэральных условиях.

Это обстоятельство, имея в виду погруженное состояние материковых склонов, должно было бы свидетельствовать в пользу

[1] Праути обратил внимание на то обстоятельство, что ось Гольфстрима в этом месте следует направлению склона, и высказал предположение, что обнажение меловых отложений вызвано эрозионной деятельностью течения. Подобное объяснение, быть может и правдоподобное, все же не объясняет причин выхода меловых пород в стенках каньона, расположенного далее к северу, где Гольфстрим значительно отходит от материкового склона на восток.

соображения о невозможности образования относительно пологих поверхностей путем сбросов. Дельты Нила и Нигера окаймлены широкими выпуклостями материкового склона, указывающими, что в этих местах накопления вынесенного реками материала выдвигаются за пределы края материка. Пологий наклон склонов у этих дельт, у отрезков шельфов перед устьями большинства крупных рек не свидетельствует о том, что сбросы играли существенную роль в формировании склона по крайней мере в этих областях.

Несмотря на приведенные выше соображения, имеется значительное число фактов, которые, повидимому, трудно объяснить, если исключить роль сбросов в создании большинства склонов.

Гипотеза, которая в настоящее время кажется наименее противоречащей фактам, заключается в том, что большинство (но не все) материковых склонов представляет собой зону многократных сбросов при переходе от легких континентальных к тяжелым океаническим сегментам земной коры. Эта зона может иметь серии крутых сбросов (фиг. 68, *Б*) или, что менее вероятно, один сброс пологого падения (фиг. 68, *В*). Последнее объяснение было предложено Иддингсом и Олссоном [12] для склона с углом наклона в 6° близ северо-западного берега Перу.

Следующие пункты представляются опорными посылками, свидетельствующими в пользу гипотезы о сбросовом происхождении материковых склонов:

1. На глубинах, превышающих среднюю глубину абиссальной зоны вдоль основания материковых склонов, располагаются жолобы, причем они приурочены почти к 50% всего протяжения материковых склонов.

2. Пространства, занятые материковым склоном, являются одной из наиболее активных в сейсмическом отношении зон земного шара (впервые указал на это Мильн, 6). Это особенно справедливо для склонов, имеющих у основания сбросовые жолобы, но землетрясения также отмечены и вдоль склонов, лишенных подобных впадин. Замечательным примером подобных явлений может служить землетрясение 1929 г. на Большой банке.

3. Рельеф склона, окаймленного жолобами, подобен рельефу склона, лишенного их. В обоих случаях мы встречаем характерные прямолинейные сбросовые ступени, и многие склоны, лишенные жолобов, оказываются круче склонов, имеющих жолобы. В некоторых районах жолобы прослеживаются вдоль склона без изменения направления (фиг. 23).

4. Материковый склон, окаймляющий узкие шельфы или берега, лишенные шельфа, очень часто располагается вкрест простирания свит, слагающих берег. Хороший пример такого

расположения склона можно видеть у берегов Калифорнии (см. геологическую карту штата Калифорния).

5. Обилие выходов коренных пород на материковом склоне может быть объяснено обнажением их вдоль простирания повторных ступенчатых сбросов (фиг. 68, *Б*). Исходя из других гипотез, чрезвычайно трудно объяснить существование выходов коренных пород на склоне.

6. Прямизна бровки шельфа перед большинством крупных рек мира заставляет предполагать какие-то диастрофические движения, которые оказали препятствие образованию и развитию дельт, подобных дельтам Нигера или Нила. Вероятность сброса вдоль прямой линии бровки шельфа у Миссисипи подтверждается цепью подводных холмов вдоль нее. Эти холмы можно рассматривать как соляные купола, образовавшиеся вдоль линии сброса на краю шельфа [Шипард, 26].

ИЗМЕНЕНИЕ РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВНЕШНИХ АГЕНТОВ

Влияние отложения осадков. На основании всего приведенного выше можно считать, что основной причиной образования материкового склона являются сбросовые движения. Однако современное состояние склона могло быть достигнуто лишь при действии ряда других факторов. Среди таких факторов следует рассмотреть процессы осадконакопления на склоне, охватившие значительную часть времени, которое протекло с момента образования склона. Покрыт ли склон мощной толщей осадков, как показано на фиг. 57, *А*? Для решения этого вопроса мы еще не располагаем достаточными материалами. Несомненно, мы вскоре получим необходимый материал в результате геофизических работ, подобных исследованиям, проводимым Ивингом. Однако важные сведения мы имеем уже и в настоящее время в результате исследования подводных каньонов. При драгировании на склонах семнадцати каньонов, расположенных у берегов Калифорнии, были получены коренные породы [Шипард и Эмери, 29, *38*]. Тот же результат дало драгирование четырех каньонов у восточных берегов США [Стетсон, 30]. На картах, как уже отмечалось, существуют многочисленные указания на коренные породы на склоне, особенно на откосах подводных каньонов, пересекающих континентальный склон. Большинство этих указаний относится к верхней части склона, то есть к глубинам менее 1000 *м*, хотя отмечено уже несколько выходов коренных пород и на бо́льших глубинах. Драгирование, проведенное на «Скриппсе» у берегов Южной Калифорнии, дало мягкие коренные породы с глубин около 3400 *м*, а экспедиция «Снеллиуса» получила данные о выходах коренных пород на глубинах 5000 *м* [Ниб, 20]. Однако

нижняя часть склона, как показывают соответствующие наблюдения, обычно в значительной мере перекрыта осадками. У многих крупных дельт возможно подобное перекрытие осадками и всего склона. Для таких участков указания на выходы коренных пород очень редки, а крутизна склона дает основание предполагать существование мощного плаща осадков.

Подводные оползни. Наличие на материковом склоне сравнительно крутых уклонов и обилие на нем тонкозернистых пластичных осадков указывают на значительную роль подводных оползней и иловых потоков в современном строении склона. Отмечено немало случаев обрывов кабелей на материковом склоне, не связанных с землетрясениями. Так, у берегов Южной Америки подобные обрывы имеют место сразу же после окончания периода дождей. Весьма вероятно, причиной обрывов кабелей является оползание осадков, вновь отложившихся на склоне перед устьями рек в момент, когда масса этих осадков находится еще в состоянии неустойчивого равновесия. Обрыв кабеля на склоне перед Большой банкой Ньюфаундлена, явившийся следствием землетрясения 1929 г., по крайней мере частично, был вызван также и оползанием осадков [Шипард, 24]. Западная телеграфная компания сообщает также о повреждениях кабелей на склоне у Банки Джорджа, особенно в районе подводных каньонов, причем случаи эти вызывались не землетрясением. Кабельными компаниями обнаружено, что на значительных пространствах кабели оказались погребенными под толщей обломочного материала. Как указано в письме Пратта, сотрудника Уинстонской компании в Барранкилье (Колумбия), адресованном Береговой и геодезической службе, «во время постройки мола в устье реки Магдалены в августе 1935 г. произошло опускание морского дна примерно на 46 *м* по вертикали». Зона опускания распространялась не менее чем на 32 *км* в сторону моря, и на этом расстоянии от берега был обнаружен обрыв кабеля Американской кабельной компании. Когда произошло опускание, не отмечалось никаких признаков землетрясения, и поэтому подобное явление можно объяснить как результат подводного оползня. Ряд других доказательств существования подводных оползней дают исследования подводных каньонов [Шипард и Эмери, **29**, *94—102*]. Архангельский [1] описывает многочисленные оползни в донных отложениях Черного моря. Он установил, что такие оползни могут развиваться даже при уклонах порядка в 1°, а при уклоне в 2—3° они становятся обычным явлением.

Обнаружив в основании колонок, полученных на крутом склоне у берегов Индонезии, уплотненные горизонты, Кьюнен предположил, что это уплотнение должно воспрепятствовать дальнейшему оползанию. Однако работы Казагранде [3] привели

к иным выводам. Казагранде указывает, что «многие катастрофические оползни в твердых и уплотненных глинах оказываются возможными лишь в результате возникновения гидродинамических напряжений на прослойках песка или диатомовой муки, заключенных в глинах. Сами по себе, будучи однородными, подобные глины отлично сопротивлялись бы скольжению. При наличии же подобных прослоек и при замедленной фильтрации грунтовых вод незначительные естественные или искусственные импульсы могут вызвать движение масс глины по этим слоям, подобное скольжению на шариковых подшипниках».

Многие черты рельефа материкового склона можно объяснить оползанием материала. Пологие илистые поверхности в нижней части материкового склона могут быть прямым следствием стекания ила с верхней его части и образования у подножия своего рода конусов выноса. Представление об этих потоках позволяет уяснить, почему верхняя часть склона остается обнаженной и хорошо объясняет наличие разрозненных обломков коренных пород в нижней части склона. Оползанием материала можно объяснить и образование холмов и котловин на склоне. Рельеф, показанный на фиг. 63 и 64, несколько напоминает бугристо-котловинную поверхность горных склонов с развитыми оползневыми явлениями. Такое сопоставление может вызвать возражение, так как известно, что уклоны на морском дне значительно меньше, чем на горных склонах с бугристым рельефом. Однако условия движения масс осадков на морском дне существенно отличаются от таковых на земной поверхности, и оползания на подводном склоне могут возникнуть при значительно меньших уклонах. Можно встретить много указаний на внутриформационные деформации в древних морских отложениях, образовавшихся на поверхностях с весьма малыми уклонами [Файрбридж, 9].

Лавовые потоки и кораллы как вероятные факторы, определяющие рельеф материкового склона. В некоторых районах материковый склон может быть образован лавовыми потоками, и это вполне возможно даже на многих крутонаклоненных участках. Возможно, что лава выдавливалась на поверхность склона вдоль сбросовых линий или в сбросовых зонах. Однако следует отвергнуть предположение о преимущественно лавовом строении материковых склонов. Подводные склоны вулканических островов имеют уклоны около 15° вплоть до глубины в 1500—2000 *м*. Кьюнен [13] приводит большое число примеров для вулканов Индонезии с уклонами в верхней части склона порядка 20°, а в некоторых случаях (участок вершины склона протяженностью 200 *м*) даже 30—40°. Близкие по крутизне склоны были обнаружены недавно судами американского флота при промерах у острова Хило, Гаваи. Однако в большинстве случаев уклоны

материкового склона не достигают подобной крутизны. Крутые участки склонов, подобные вышеупомянутым, мы встречаем в тех случаях, когда эти участки слагаются лавой. Однако материковые склоны такой крутизны — явление редкое. Кроме того, следует отметить, что при драгировании материкового склона и прорезающих его каньонов в большинстве случаев извлекаются образцы осадочных коренных пород.

Кораллы упоминаются часто среди отложений материкового склона, хотя истинная природа этих «кораллов» еще далеко не ясна. Склон у коралловых островов (см. главу 10) еще круче, чем у вулканов. Недавние измерения на коралловых рифах у Маршальских островов [Эмери, 6] показали довольно равномерный уклон на всем протяжении материкового склона. В целом можно отметить, что коралловые колонии и отсыпи лишь в редких случаях могут образовывать материковый склон.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВЫХ БОРДЕРЛЕНДОВ

Глубоководные террасы, грядово-котловинный рельеф и широкие плато, располагающиеся между бровкой шельфа и подножьем материкового склона, видимо, имеют тектоническое происхождение. Материковый бордерленд Южной Калифорнии характерен длинными прямыми обрывами и глубокими котловинами, вполне подобными таковым на суше и не оставляющими сомнений в их тектоническом происхождении. Однако происхождение широкого плато Блейк у восточных берегов США не представляется столь ясным. Это плато весьма сходно с широким шельфом, расположенным к северу от мыса Гаттерас, и вполне вероятно, что оно было погружено по линии сброса. С другой стороны, возможно, что плато Блейк и Флоридский пролив представляют собой участки шельфа, глубоко эродированного Гольфстримом. Процессы эрозии могли особенно интенсивно проявляться при низком стоянии уровня океана в период плейстоценового оледенения.

ВЫВОДЫ ПО ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА

Из характеристик материкового склона можно сделать заключение о его первоначальном происхождении в результате сбросовых движений на стыке материковых и океанических участков литосферы. Эта граница в дальнейшем неоднократно обновлялась повторными сбросовыми движениями, но в настоящее время значительная часть сбросовых поверхностей склона замаскирована толщей осадков, особенно на глубинах более 1800 *м*. Трудно представить себе иной процесс образования этих громадных

склонов, уходящих в глубины океана. Большое число выходов коренных пород исключает к тому же предположение о поверхности склона как о толще осадков, отложенных вокруг края материков. Указаниями на сбросовое происхождение склонов могут служить, кроме того, обычная их прямизна, наличие жолобов у основания склона (соответствующих котловинам у основания сбросовых обрывов на суше) и обычная приуроченность к зоне материкового склона эпицентров землетрясений. Существенным фактором образования современного рельефа склона могли явиться подводные оползни, частично в форме иловых потоков.

СРАВНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА И БОРДЕРЛЕНДА С ОТЛОЖЕНИЯМИ ШЕЛЬФА

Проблема стратиграфии. Вопрос о глубине, на которой отлагались осадочные породы, находимые в настоящее время на суше, вызывал и вызывает большой интерес у геологов. Особое значение приобретает эта проблема при суждении о генезисе толщ большой мощности, вскрытых эрозионными процессами или бурением. Большинство американских геологов полагает, что тысячеметровые толщи осадочных пород в геосинклинальных зонах Америки являются мелководными отложениями и что погружение шло примерно с той же скоростью, как и заполнение геосинклинальных впадин осадками. Между тем многие европейские геологи утверждают, что отложение осадков в геосинклиналях, находившихся на месте современных горных цепей Европы и Азии, происходило в глубоководных бассейнах. Недавно возникло аналогичное противоречие во мнениях о глубине отложения плиоценовых и миоценовых пород Южной Калифорнии. Палеонтологические данные указывают на глубоководное происхождение этих формаций [Натленд, 19; Вудринг, 34], но по литологическим признакам их скорее можно отнести к мелководным отложениям.

Геологи обычно полагают, что песчаные отложения характерны для малых глубин и что знаки ряби и косая слоистость являются показателями исключительно мелководных условий отложения. Еще более надежным показателем мелководности считается присутствие гальки или гравия. Однако в отложениях, где эти признаки великолепно выражены, в Южной Калифорнии встречена была глубоководная фауна. Это противоречие нелегко разрешимо, но некоторые разъяснения можно получить при рассмотрении характера современных морских осадков и условий отложения, существующих в настоящее время на различных глубинах. В районе Лос Анжелоса наиболее близкие условия, сравнимые с условиями отложения мощных третичных толщ, имеют место на материковом бордерленде; реже могут быть

использованы в этих целях некоторые участки материкового склона.

Фаунистические доказательства. Весьма существенны для решения проблемы материалы, полученные Натлендом [19] при исследовании фораминифер, собранных на различных глубинах у Южной Калифорнии. Натленд установил, что можно выделить следующие ассоциации, характерные для пяти экологических зон, соответствующих пяти глубинным зонам:

I зона — мелкие солоноватые лагуны. Глубина в низкую воду 0,3 *м*, в высокую — от 1,2 до 2,1 *м*.
Население — *Rotalia beccarii* (Linnaeus)

II зона — температура в придонном слое 13,2—21,43° С
Глубины — от 4 до 40 *м* (открытое море)
Население: *Nonion scapha* (Tichtel)
Elphidium articulatum (d'Orbigny?)
— *hannai* (Cushman и Grant)
— *hughesi* (Cushman и Grant)
— *spinatum* (Cushman и Valentine)
Buliminella elegantissima (d'Orbigny)
Esponides ornata (d'Orbigny)

III зона — температура в придонном слое 8,5—13,2° С
Глубины — от 40 до 300 *м*
Население: *Cassidulina californica* (Cushman и Hughes)
— *limbata* (Cushman и Hughes)
— *tortuosa* (Cushman и Hughes)
Esponides repanda (Fichtel и Moll)
Polymorphina charlottensis (Cushman)
Quinqueloculina akneriana (d'Orbigny)
Robertina charlottensis (Cushman)
Sigmomorphina frondiculariformis (Galloway и Wissler)
Triloculina trigonula (Lamarck)

IV зона — температура в придонном слое ± 4 — 8,5° С
Глубина — от 300 до 2000 *м*
Население: *Bolivina subadvera* v. *spissa* (Cushman)
— *argentea* (Cushman)
Cassidulina cushmani (Stewart и Stewart)
Globobulimina pacifica (Cushman)
Pulvinulinella pacifica (Cushman)
Uvigerina peregrina (Cushman)

V зона — температура в придонном слое ± 2,4 — ± 4° С
Глубина — от 2000 до 2500 *м*
Население: *Bolimina rostrata* (H. B. Brady)
Pullenia bulloides (d'Orbigny)
Nonion pacifica (Cushman)

Для образцов, собранных на склоне у берегов Тихого океана от Аляски и до Панамы, аналогичным глубинам соответствуют примерно те же ассоциации. Большое количество проб, собранных в процессе работ Скриппсовского института, были переданы Натленду без указания глубины их взятия, и почти всегда он мог после изучения фауны достаточно точно указать глубинные отметки проб. Однако в некоторых случаях мелководные ассоциации обнаруживались на склоне на необычно больших глубинах; так, аномальное распределение фауны было встречено, например, в глубоких впадинах Калифорнийского залива. На дне этих впадин были обнаружены некоторые ассоциации, характерные обычно для верхних участков. Работами Кашмена [4] у восточных берегов США была установлена зависимость состава этих ассоциаций от глубины, но большинство данных свидетельствует о преобладающем влиянии фактора распределения температур.

Изучение современных рыб у берегов Калифорнии показало, что в зависимости от глубины они также могут быть разделены на ряд зональных ассоциаций. Устройство организма рыб изменяется с ростом давления, уменьшением освещения и количества пищи. Многие семейства хорошо приспособлены к большим глубинам, и их распространение ограничивается только определенной зоной. Изучение ископаемых рыб верхнего миоцена Южной Калифорнии показало, что в этих отложениях встречаются в некоторых районах глубоководные ассоциации [Дэвид, 5]. Также найдены Дэвид глубоководные рыбы и в некоторых плиоценовых формациях.

Немало указаний на глубоководные условия можно получить при изучении пространственного распределения беспозвоночных. Хорошая сводка, в которой сравнивается абиссальная и мелководная фауны, дана Хессом и др. [10]. Некоторые типы не совпадают с находимыми на соответствующих глубинах в современных осадках. Таким образом, можно сделать вывод, что некоторые архаические формы мигрировали на более значительные глубины, поскольку аналогичные ископаемые формы мы находим в осадках, которые достаточно достоверно можем определить как мелководные. Известны фаунистические формы, которые позволяют установить, что содержащие их отложения образовались на лишенных света участках дна, подобных котловинам или плато континентального бордерленда. Ряд особей, находимых в позднетретичных и в четвертичных отложениях, указывают на их глубоководное происхождение: кремневые губки, стебельчатые лилии (криноидеи), морские жолуди *Verucca* и *Scapellum*, десятиногие ракообразные семейства эриноидей, головоногие *Spirula* и *Nautilus*, голотурии семейства *Elasipodidae*. Обилие некоторых типов иглокожих также может указывать на глубоководность отложе-

ний. Многие морские звезды распространяются до больших глубин. Среди радиолярий с ростом глубины *Nasselaria* и *Phaeodaria* начинают преобладать над *Spumelaria* и *Acantharia*. С другой стороны, многие беспозвоночные могут указывать на мелководное происхождение отложений. Эти типы столь многочисленны, что нет возможности здесь перечислять их; но существенно в этом смысле различие между прикрепленными формами бентоса и пелагическими формами, так как многие из последних хотя и характерны для мелководных бассейнов, но могут оказаться включенными в глубоководные осадки. В общем, можно утверждать, что обильная фауна моллюсков достаточно убедительно свидетельствует о мелководном происхождении отложений. К мелководным формам относятся также организмы, покрывающие корой обрастания гальку конгломератов, хотя отдельные обломки могут быть переотложены на больших глубинах при переносе их совместно с растущими на них водорослями. Водоросли практически не распространяются глубже чем на 100 *м*, так как на большей глубине становится невозможным интенсивный фотосинтез. Однако растения могут быть также перенесены в глубоководные участки моря по поверхности или в различных слоях воды, прежде чем окажутся отложенными на дне. Наиболее типичным признаком, позволяющим заключить, что осадок отлагался на глубине свыше 200 *м*, является относительная бедность фауны.

Лишенные осадков поверхности. Описания материкового склона и бордерленда свидетельствуют, что в их пределах могут быть встречены участки самого разнообразного характера. Работы у берегов Калифорнии показали, что даже на глубине 900 *м* можно встретить поверхности, на которых драгирование дает гальку. В Индонезии галечниковые отложения были встречены на 20 из 385 станций на глубинах от 350 до 2600 *м* [Ниб, 20. Табл. II, стр. 225—227]. Однако эти находки отнюдь не позволяют утверждать, что обнаруженные отложения образовались в современных условиях. Как и для шельфа, на склонах можно встретить значительные по площади поверхности, на которые осадки не поступали вообще [Шипард, 27]. Большинство поверхностей, лишенных покрова осадков, мы встречаем на банках, подводных хребтах или на подводных возвышенностях[1]. Действительно, мало вероятно, чтобы какие-либо из этих приподнятых поверхностей могли получать значительное количество осадков. Соответственно и факт наличия грубообломочного материала на подобных поверхностях мы не должны оценивать как доказатель-

[1] Здесь термин «банки» применен к возвышенностям на шельфе, материковом склоне и бордерленде, в то время как термином «подводная возвышенность» обозначены поднятия над дном глубокого моря.

ство его современного отложения на этих глубинах. Скорее этот материал можно считать реликтом, отражающим условия, которые имели место в прошлом.

Характер современных отложений. Осадкообразование в настоящее время, вероятно, имеет место в нижней части континентального склона. Насколько нам известно, здесь отлагается в основном ил с большим содержанием глинистых частиц. Впадины на бордерленде Южной Калифорнии также получают в настоящее время большое количество осадков [Ревель и Шипард, 23]. Колонки, полученные со дна этих впадин, в большинстве случаев дают ил с большим содержанием глины. Хотя этот ил и не имеет четкой стратификации, но в нем встречаются погребенные слои тонкого песка. Чистый тонкий песок также встречается в сравнительно коротких колонках на некоторых участках котловин и впадин. В наиболее глубокой впадине Калифорнийского залива мы находим илы, но на некоторых участках можно встретить чередование слоев ила с диатомовым илом, причем это чередование напоминает годичные слои. Однако в одной из наиболее мелких котловин, на глубине около 420 *м*, тонкие илы оказались перекрытыми плохо отсортированными отложениями с преобладанием мелкого гравия, и трубка прошла несколько дециметров гравия прежде чем достигла ила. Дно котловины довольно плоско, и проба была взята вдали от стенок котловины, так что не приходится говорить о возможности оползания. У берегов ближайших островов подобные осадки не встречены. Как и в других областях с очень сухим климатом, здесь возможны редкие, но очень сильные ливни, способные вызвать значительный смыв материала с суши.

Одновременное присутствие на значительной глубине в одном и том же районе слоев тонкого глубоководного песка и мелкого гравия довольно неожиданно. Можно было бы предположить, что их отложение происходило в различных условиях, но исследование фораминифер из слоев с грубыми осадками, произведенное Натлендом, показало, что отложение происходило на глубинах, не отличающихся от современных. Можно, конечно, думать, что фораминиферы были привнесены в осадок уже после отложения грубообломочного материала, но целесообразней предположить, что песок, а возможно, и гравий могли отложиться в глубоких котловинах континентального бордерленда. Изучение течений в котловинах (см. главу 3) показало, что здесь существуют течения со скоростью до 25 *см/сек*, способные, по Нэвину [21], переносить тонкий, а возможно, и среднезернистый песок. Хотя 25 *см/сек* и представляет собой наибольшую наблюденную скорость (да и то кратковременную), но вполне возможно, что в некоторых условиях могут возникать и большие скорости.

Знаки ряби известны на глубинах до 230 *м*, где они были сфотографированы, а также и получены путем слепков (см. главу 3). Нет данных об их распространении на бо́льшие глубины, но максимальные наблюденные там скорости течений достаточны для образования рябей, и можно предполагать вероятность их нахождения там. Волновые или симметричные ряби на значительных глубинах существовать не могут, поскольку длина волны (если исключить цунами) не столь значительна, чтобы оказать необходимое воздействие на дно за пределами шельфа. Согласно устному сообщению Ревеля, типичные осадки котловин Южной Калифорнии и Калифорнийского залива очень тонки; их средний диаметр обычно лишь немногим более микрона. С другой стороны, илы открытого шельфа грубее и большей частью представляют собой сильт. Тонкозернистый материал также может отлагаться в некоторых мелководных заливах и в лагунах, окаймляющих протоки дельт. Таким образом, сама по себе крупность осадка не может являться достоверным критерием глубины его отложения. Осадки глубоких котловин обычно исключительно богаты органическим веществом [Траск, 32], но содержание его может быть значительным и в некоторых полузамкнутых бухтах. С другой стороны, содержание органического вещества в отложениях открытого шельфа довольно низко. Таким образом, и этот критерий недостаточно надежен, поскольку указывает скорее на отсутствие циркуляции, чем на глубину отложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., «Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления». *Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., отд. геологии*, VIII, № 1—2, 1930.
2. Bell H. S., «Density currents as an agent for transporting sediments». *Jour. Geol.*, 50, 512—547, 1942.
3. Casagrande A., «Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills». *Boston Soc. Civil Engs Jour.*, 23, 27, 1935.
4. Cushman J. A., «Foraminifera». Harvard University Press, 1940.
5. David Lore R., «Miocene fishes of southern California». *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 43, 1943.
6. Emery K. O., «Submarine geology of Bikini Atoll». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 1191, 1946.
7. Emery K. O. and Shepard F. P., «Lithology of the sea floor off Southern California». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, 431—478, 1945.
8. Ewing Maurice, Woolard G. P., Vine A. C. and Worzel J. L., «Recent results in submarine geophysics». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 909—934, 1946.
9. Fairbridge R. W., «Submarine slumping and locations of oil bodies». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 30, 84—92, 1946.
10. Hesse Richard, «Ecological animal geography. Revision and translation prepared by W. C. Allee and K. P. Schmidt». John Wiley and Sons, 248—269, 1937.

11. Holtedahl Olaf, «The sybmarine relief off the Norwegian Coast». *Det. Norske Videnskaps-Academi»*, I Oslo, **43**, 1940.
12. Iddings Arthur and Olsson A. A., «Geology of northwest Peru». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **12**, 30, 1928.
13. Kuenen Ph. H., «Geological interpretation of the bathymetric results». *Snellius* Expedition, 1929—1930, **5**, pt. 1, 1935.
14. Kuenen Ph. H., «Geological results of the Snellius Expedition, bottom samples». *Snellius* Expedition, 1929—1930, **5**, part 3, sec. 1, 1942.
15. Meinesz F. A. Vening, «Gravity expeditions at sea». Waltman, Delft, **1**, **2**, 1932, 1934.
16. Milne John, «Sub-oceanic changes, Pt. 2». *Geog. Jour.*, **10**, 259—284, 1897.
17. Murray H. W., «Profiles of the Aleutian trench». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, 757—782, 1945.
18. Murray H. W., «Topography of the Gulf of Maine». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **58**, 153—196, 1947.
19. Natland Manley, «The temperature and depth distribution of some recent and fossil foraminifera in the Southern California region». *Scripps Inst., Tech. Ser. Bull.*, **3**, No. 10, 225—230, 1933.
20. Neeb Ir. G. A., «Geological results of the *Snellius* Expedition, bottom samples» in *Snellius* Expedition, 1929—1930, **5**, pt. 3, sec. 2, 1943.
21. Nevin Charles, «Competency of running water to transport debris». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, no. 7, 651—674, 1946.
22. Prouty W. F., «Atlantic coastal plain floor and continental slope off North Carolina». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **30**, 1917—1920, 1946.
23. Revelle Roger and Shepard F. P., «Sediments off the California Coast» in Recent marine sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 245—282, 1939.
24. Shepard F. P., «Saint Lawrence (Cabot Strait) submarine trough». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **42**, 853—864, 1931.
25. Shepard F. P., «Depth changes in Sagami Bay during the great earthquake». *Jour. Geol.*, **41**, 527—536, 1933.
26. Shepard F. P., «Salt domes related to Mississippi submarine trough». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, 1349—1362, 1937.
27. Shepard F. P., «Nondepositional physiographic environments off the California coast». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 1869—1886, 1941.
28. Shepard F. P., «Submarine topography of the Gulf of California». To appear as part of a special paper of the Geol. Soc. Am.
29. Shepard F. P. and Emery K. O., «Submarine topography off the California coast». *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **31**, 1941.
30. Stetson H. C., «Geology and paleontology of the Georges Bank canyons». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, 339—366, 1936.
31. Terzaghi Karl von, «Theoretical soil mechanics». John Wiley and Sons, 1943.
32. Tpask P. D., «Origin and environment of source sediments of petroleum», Gulf Pub. Co., 240, 1932.
33. Veatch A. C. and Smith P. A., «Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo submarine valley». *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **7**, 1939.
34. Woodring W. P., «Lower Pliocene mollusks and echinoids from the Los Angeles Basin», California, *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, **190**, 1938.
35. Yamasaki Naomasa, «Physiographical studies of the great earthquake». *Jour. Faculty of Science, Imperial Univ. Tokyo*, Sec. 2: Geology, **2**, pt. 2, 77—119, 1926.

Глава 9

ПОДВОДНЫЕ КАНЬОНЫ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

В науке о Земле, тот ее раздел, который посвящен подводным каньонам, неизменно вызывает горячие споры, всякий раз, когда о нем упоминается. Многие известные американские геологи пытались объяснить происхождение этих каньонов. Любопытно, что в их гипотезах общей была лишь одна часть — убеждение, что морские каньоны в отличие от наземных не обусловлены суб*аэральной эрозией. Иначе говоря, каждый исследователь выдвигал* свои собственные гипотезы, и в их числе имеются теории подводных течений и прибрежных противотечений, подъема глубинных вод или суспензионных течений. Эти гипотезы включают и предположения о подводном растворении, действии артезианских источников, тсунами, подводных оползней и факторов диастрофизма.

Другие геологи, отмечая черты близкого сходства наземных и подводных каньонов, предполагают, что последние были сперва прорезаны реками, а затем уже подверглись затоплению.

Поскольку все геологи признали гипотезу о поднятии горных областей, может показаться странным, что гипотеза затопления речных каньонов встречает столько возражений. Возможные объяснения столь единодушных возражений и большого числа взаимно исключающих толкований можно найти в летописях геологической науки.

Сперва существовало убеждение, что различного рода катастрофы произошли на Земле внезапно, вызвав образование горных хребтов, создав высокие плато и обусловив погружение океанического дна.

В конце предыдущего столетия, на основании множества убедительных данных, была принята и прочно утвердилась теория о последовательных и медленных движениях земной коры и было установлено, что для значительных изменений уровня требуются миллионы лет.

Приблизительно в это время Спенсер [23] и позже Халл [9] обратили внимание на подводные каньоны и составили серию карт, показывающих, что эти каньоны протягиваются с континентальных склонов Северной Америки в океанические глубины

Европы и Западной Африки [1]. Спенсер и Халл утверждали, что каньоны явились результатом огромных поднятий, с амплитудой до 2 миль (3200 *м*), которые имели место в ледниковый период и были причиной оледенения. Это предположение не всеми было принято единодушно. Нетрудно было доказать, что оба ученых составляли свои карты скорее наугад, по очень малому количеству промеров. Кроме того, исследованиями Чемберлена, Пенка и многих других ученых было неопровержимо установлено, что произошло несколько оледенений, разделенных периодами, на протяжении которых климат был по крайней мере таким же теплым, как и ныне. Не многие геологи могли согласиться с мнением, что континенты испытывали повторные вертикальные движения с амплитудой порядка 3000 *м*. Хотя некоторыми геологами высказывались противоречивые гипотезы происхождения каньонов, большинство из них просто полагало, что подводные каньоны — это локальные формы, и игнорировало их широкое распространение на земном шаре. В результате, руководства по геологии, изданные в «веселые» 90-е годы, содержат столько же сведений о каньонах, что и труды, вышедшие 40 лет спустя [2].

Неурядица с каньонами продолжалась до тех пор, пока Американская береговая и геодезическая служба не провела в 1930 г., используя новейшие методы (см. главу 2), обширные работы по картированию континентального склона. Было установлено, что большинство склонов на берегах Соединенных Штатов прорезано подводными каньонами. Кроме того, геологическое изучение каньонов было начато в 1934 г. с использованием кораблей и оборудования Вудхоллского океанографического института и Скриппсовского института океанографии. Эти исследования показали, что на склонах многих каньонов имеются обнажения коренных пород, содержащих большей частью меловую и третичную фауну [Стетсон, 24; Эмери и Шипард, 5]. Весьма детальная съемка некоторых калифорнийских каньонов [Шипард и Эмери, 21, табл. 6, 7, 13 и 15] показала, что они сходны с континентальными каньонами по своей V-образной форме в поперечном разрезе, извилистости русла и древовидному ветвлению притоков. В то время, когда производились эти исследования, появилась серия отличных карт с изобатами, выполненных Витчем и Смитом [26].

---

[1] Как это установлено В. А. Снежинским, первые сведения о существовании подводных долин были опубликованы в 1869 г. русскими моряками, проводившими промеры вдоль Кавказского берега Черного моря (см. Шнейдер Е., Промеры глубин посредством электролота. Морской сборник, № 3, 1869). (*Прим. ред.*)

[2] Учебник, по которому учился мой отец (Дэна, Руководство по геологии, изданное в 1880 г.), в этом отношении столь же хорош, как и руководства, которые были изданы за последнее десятилетие.

Изобаты были вычерчены на основе новых съемок восточного берега США на участке от мыса Гаттерас до Банки Джорджа, и метод изображения изобатами, как установили авторы, был достаточно нагляден.

Они нашли, что в частях континентального склона, расположенных ближе к берегу, обнаруживаются многочисленные системы долин речного типа, и заключили, что подобные системы могут быть нанесены и на те участки карты, где линии промеров находились на значительном удалении или пересечения были очень редкими. Поскольку самые глубокие участки съемок неизменно включались в эту же категорию, на картах можно видеть сеть разветвленных долин, достигающих границы закартированных площадей, в некоторых случаях на глубине 2740 *м*. Больше того, в статье, сопровождающей эти карты, утверждалось, что на протяжении периода эрозии, который начался 5 тыс. лет назад, «море достигало уровня, расположенного приблизительно на 3600 *м* ниже современного». Опускание до уровня 3600 *м* предположительно имело место на обоих склонах Атлантики в послеледниковое время.

Реакцией на это многих геологов явилось часто повторяемое положение: «Вы не заставите меня поверить, что в самом недавнем геологическом прошлом континенты могли испытать поднятие и опускание с амплитудой 3600 *м* за время, которое является лишь эпизодом в геологической истории». Казалось, следовало бы предположить, что геологи, удивленные очертаниями речных долин на картах Витча и Смита, станут оспаривать подлинность изобат на картах, по крайней мере в тех местах, где они проведены предположительно. Но вместо этого очень многие участки изобат были целиком скопированы в статьях и книгах, которые отвергали эрозионную гипотезу.

Наиболее мелкие долины на карте Витча и Смита были отнесены к водотокам, благодаря чему создалось впечатление, что такие водотоки характерны для склонов вообще. В результате это предположение послужило основанием для создания гипотезы, призванной объяснить происхождение «водотоков» [1].

При попытках объяснить происхождение гипотетических «водотоков» совершенно забыли о самых крупных подводных каньонах, которые показаны на картах Витча и Смита, так же как на картах из других районов. По мнению некоторых авторов, огромные подводные каньоны со скальными стенками, обнаружен-

[1] Как ниже несколько раз отмечает и сам автор, карты Витча и Смита построены совершенно произвольно и далеко не все контуры изобат обеспечены хотя бы одной отметкой. Проводившееся мной и Г. Н. Рудаковой изучение первичных материалов показало, что в нескольких крупных каньонах расчленение склона имеет скорее глыбовый, чем долинный характер. (*Прим. ред.*)

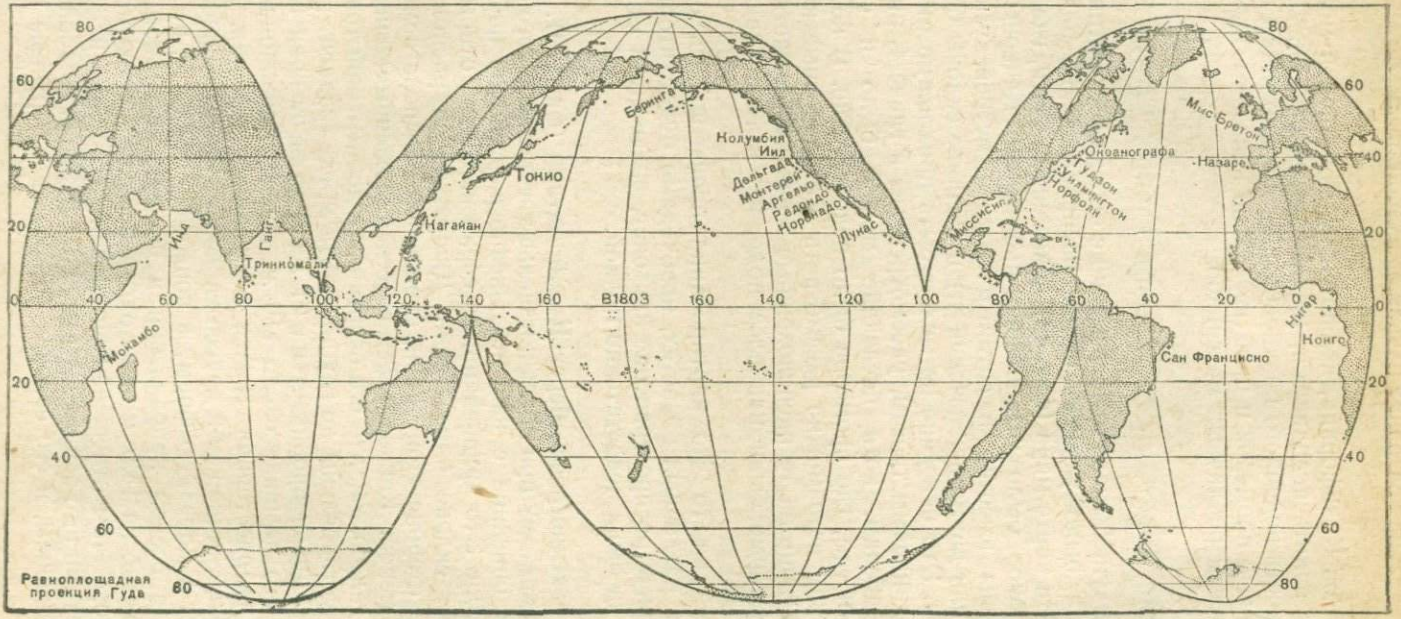
ные у берегов Калифорнии, являются исключением и могут действительно являться долинами, прорезанными реками. Доказать справедливость подобного предположения должно путем сопоставления данных промеров и проб грунта по каньонам, примыкающим к берегам различных материков.

СРАВНЕНИЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ РАЗНЫХ ЧАСТЕЙ СВЕТА

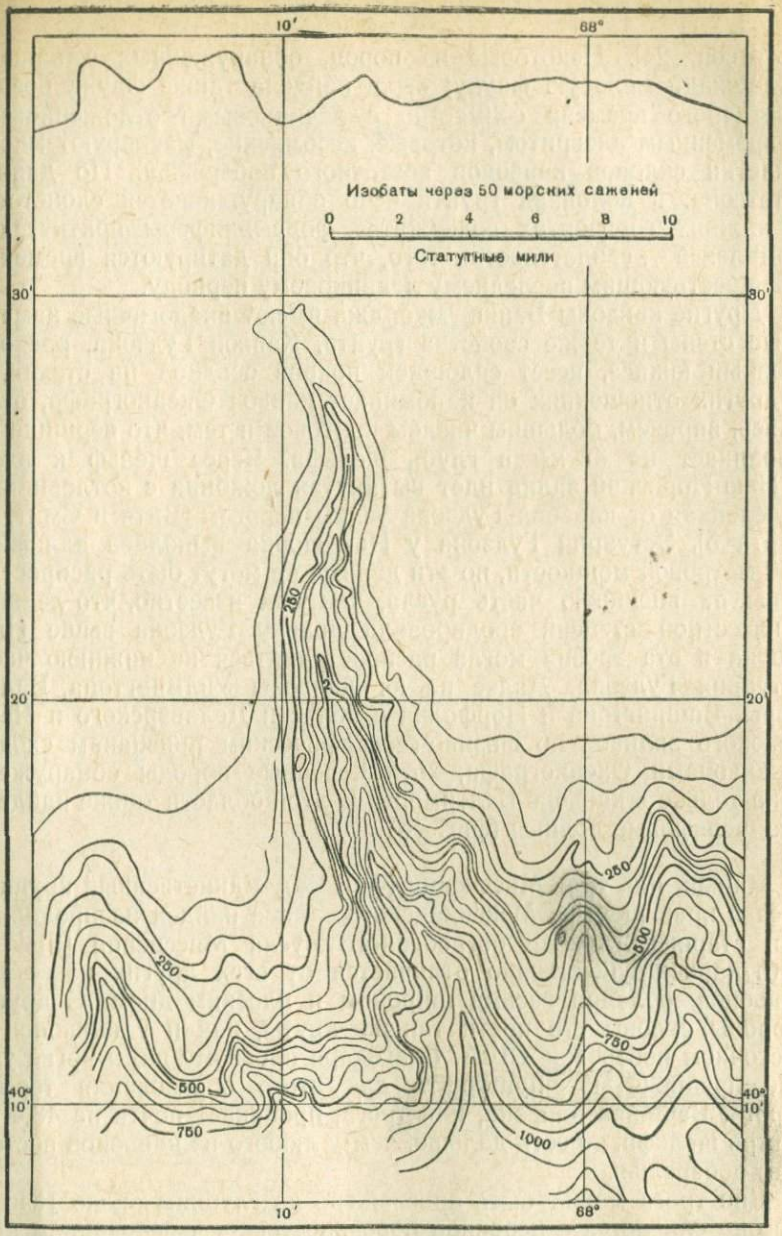
В предыдущей главе одновременно с описанием континентального склона было указано общее распространение подводных каньонов. На карте мира (фиг. 69) показаны области, где присутствие каньонов было установлено промерами. Каньоны имеют крутые стены высотой в сотни и тысячи метров, узкое дно (за одним или двумя исключениями) и внешние склоны без больших впадин. Это описание не может быть приложимо ни к подводным ледниковым трогам, рассмотренным в главе 4, ни к подводным грабенам, хотя последние можно было и смешать с каньонами там, где промеров было недостаточно. В последующем описании невозможно рассмотреть все подводные каньоны. Выбор пал лишь на те расположенные в различных частях света каньоны, которые были наиболее подробно и точно закартированы.

Несмотря на то что картирование производилось разными методами в различных областях, необходимо будет, чтобы показать всемирное распространение каньонов, включить и те случаи, когда съемка была недостаточно полной.

Каньон Океанографа, берег Новой Англии (фиг. 70). Следуя правилу, принятому при описании шельфа и материкового склона, мы начнем описание с каньона Океанографа, близ побережья Новой Англии. Это крупнейший из серии каньонов, открытых на материковом склоне близ Банки Джорджа; он располагается на внешней стороне этой банки, сложенной предполагаемой ледниковой мореной. Каньон был пересечен большим количеством эхолотных галсов, так что его очертания с достаточной точностью могут быть установлены до глубины 2012 *м*, где градиент наклона равен 2,3°. Каньон проникает на 21 *км* внутрь от края шельфа. Глубина в его вершине около 110 *м*, причем ближайшая суша находится на расстоянии 160 *км* от вершины каньона. Каньон Океанографа, так же как и другие каньоны восточного побережья США, имеет V-образную форму в поперечном разрезе, несколько изгибается в осевом направлении и обладает притоками. Дно каньона врезано на 1527 *м* ниже окружающих участков морского дна, так что в этом отношении он сравним с крупными сухопутными каньонами юго-запада Соединенных Штатов. Подобно материковым каньонам, в его склонах обнажаются коренные породы



Фиг. 69. Распределение подводных каньонов на земном шаре.



Фиг. 70. Каньон Океанографа у берегов Новой Англии.

[Стетсон, 24]. Некоторые из пород, обнаруженных в каньоне, содержали меловую фауну; была найдена также фауна позднетретичного времени совместно с ледниковыми отложениями и современным алевритом, которые, несомненно, маскируют многие участки склонов каньонов восточного побережья. По данным Стетсона, в колонках грунта ясно обнаруживается слоистость; в нижних горизонтах содержатся фораминиферы арктического комплекса — свидетельство того, что они датируются временем, предшествующим последнему ледниковому периоду.

Другие каньоны Банки Джорджа имеют аналогичные каменистые стены и те же свойства грунта. Каньон Гудзона, расположенный южнее, несет сплошной покров осадков на стенах, но в других отношениях он напоминает каньон Океанографа, отличаясь, впрочем, бóльшим числом притоков и тем, что вершина его проникает на 32 *км* в глубь шельфа. Через шельф к входу в Нью-Йоркский залив идет вытянутая ложбина с котловинами, отделенная от каньона Гудзона узким порогом [Витч и Смит, 26, карта 5]. Эстуарий Гудзона у Нью-Йорка выполнен аллювием 300-метровой мощности, но эти данные не могут быть распространены на внешнюю часть русла, так как известно, что ледники в известной степени эродировали долину Гудзона выше Нью-Йорка и эта эрозия могла распространяться на нижнюю часть эстуария Гудзона. Далее на юг каньоны Уилмингтона, Балтиморы, Вашингтона и Норфолка в области Делавэрского и Чезапикского заливов по физико-географическим признакам сходны с каньонами Океанографа, хотя коренные породы обнаружены пока только в каньоне Балтиморы. В этой области также найдены две шельфовые долины (фиг. 46).

Каньон или трог Миссисипи (фиг. 64). Единственный крупный врез в край шельфа Мексиканского залива найден на продолжении старого, глубоко погребенного русла Миссисипи [Fisk, 6]. Этот каньон существенно отличается от всех других известных каньонов, обладая весьма широким и плоским дном. С другой стороны, склоны его почти так же круты, как и у каньонов на восточном побережье США. Благодаря плоскому дну многие ученые предпочитают применять для этого образования термин «трог». Вершина каньона, или трога, проникает почти на 48,4 *км* внутрь шельфа, то есть дальше, чем у любого из каньонов восточного побережья.

Дно трога может быть прослежено до глубины около 1646 *м*, где оно сливается с неровной поверхностью — чередованием холмов и впадин — на пологом континентальном склоне, характерной для северной части Мексиканского залива. Погребенное русло глубиной по крайней мере в 300 *м* было обнаружено на краю дельты [Остерхуд, 17]. По данным Вендлера (нефтяная компания

Хумбль), русло было прослежено геофизическими методами на 32,2 *км* в сторону моря. Вендлер отмечает: «Общая форма, размер и направление русла, несомненно, показывают, что оно относится к подводным каньонам».

Другой каньон, или трог, был найден на континентальном склоне близ реки Аппалачикола (фиг. 65). Это образование отличается от сходных подводных каньонов тем, что имеет на всем своем протяжении котловинообразные впадины.

Каньон Монтерей, Калифорния (фиг. 71). Если оставить в стороне различные каньоны Южной Америки и западной Мексики, о большинстве которых имеется слишком мало сведений, то следующим каньоном, который нужно рассмотреть, явится крупнейший из известных на Калифорнийском побережье [1] — каньон Монтерей — один из крупнейших в мире. Он начинается в заливе Монтерей, на равнине Мосс, где до 1908 г. впадала в океан река Салинас. Каньон может быть прослежен фактически до самого побережья. Ось каньона выходит из залива и протягивается на 80,5 *км* в сторону моря, где на глубине 2743 *м* впадает в трог, отличный по строению от верхней части. До глубины около 1555 *м* каньон имеет четкую V-образную форму, но на большей глубине дно становится сравнительно плоским. Поперечные профили каньона Монтерей, если их сравнить с разрезом через Большой каньон, используя то же самое количество исходных точек, показывают с ним замечательное сходство (фиг. 72). Конечно, картина сходства не может быть полной. Каньон Монтерей имеет несколько притоков, но, вероятно, не так много, как Большой каньон. Главным притоком каньона Монтерей является каньон Кармел, протягивающийся в одноименный залив; как показывает детальная съемка, вершина его имеет направление, совпадающее с наземным каньоном Сан-Хосе [Шипард и Эмери, 21, вкл. 7 и фиг. 27].

Топография обоих каньонов очень сходна; в стенах того и другого был найден гранит. На глубине 914 *м* юго-восточный склон каньона Монтерей сложен гранитом, но с меньших глубин были получены слоистые осадочные породы с плиоценовой фауной. Образцы со дна каньона Монтерей, как было установлено, содержали главным образом песок; но пробы, взятые в верховьях каньона, представлены илом. Колонка с глубины 1550 *м* показала изменение от грубого гравия в нижней части, через тонкий гравий и песок к алевриту вверху. На глубине более 1800 *м* был найден алеврит с прослоями песка в нижней части колонки. Нижние слои содержали фораминиферы, которые, по мнению Натленда,

[1] Детальное описание каньонов Калифорнии см. Шипард и Эмери [21, *51—85*].

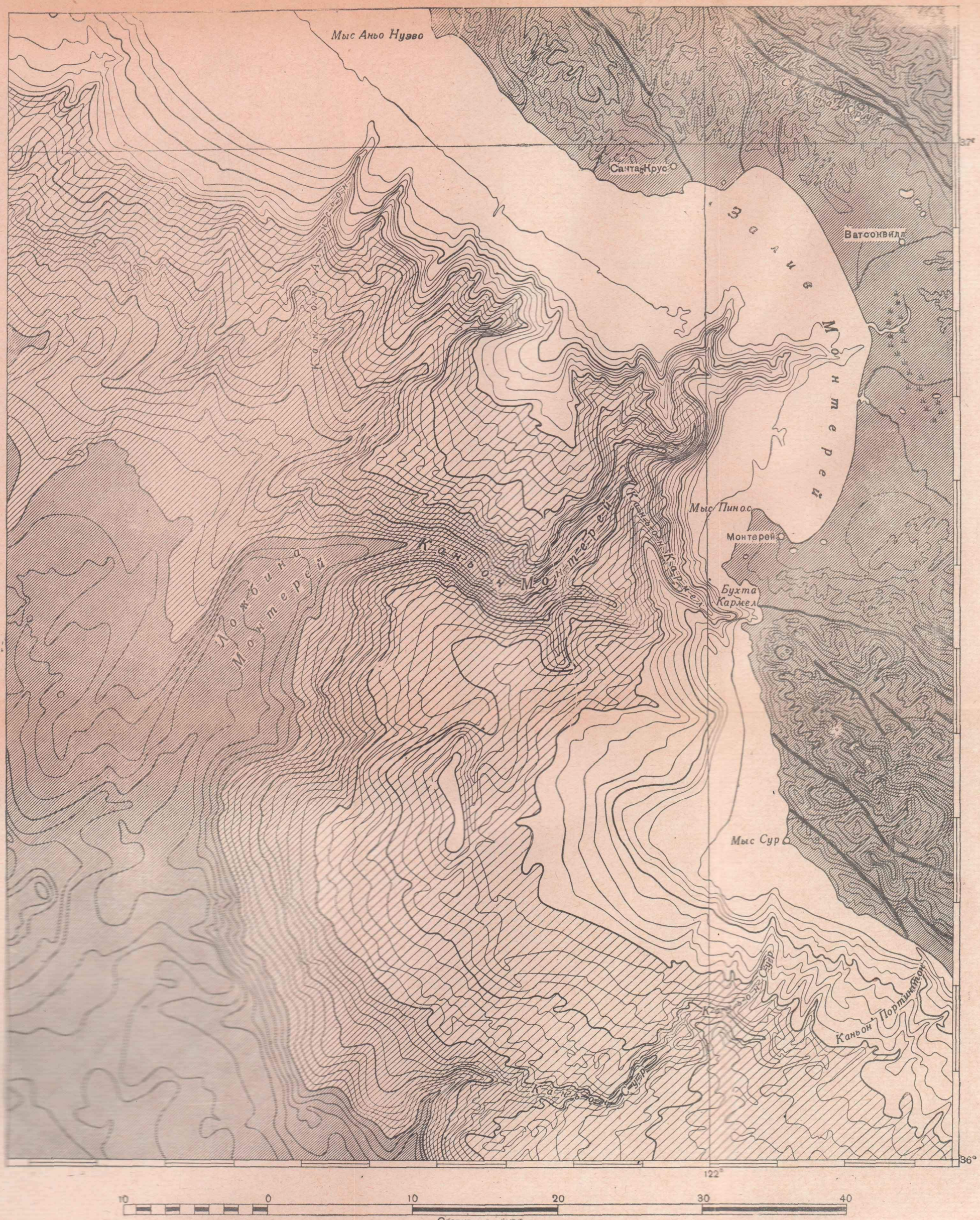
указывают на более мелководные условия отложения, чем существующие в настоящее время.

Другие подводные каньоны Калифорнии имеют много общего с каньонами залива Монтерей, хотя ни один из них не обладает столь значительными размерами. Каньоны южнокалифорнийской группы не протягиваются на значительную глубину, так как ограничиваются с внешней стороны трогами и котловинами, присущими этой области. Тем не менее некоторые из южнокалифорнийских каньонов имеют склоны более крутые, чем каньон Монтерей

Фиг. 72. Разрезы подводного каньона Монтерей и Большого каньона реки Колорадо, основанные на данных, позволяющих сопоставить их.

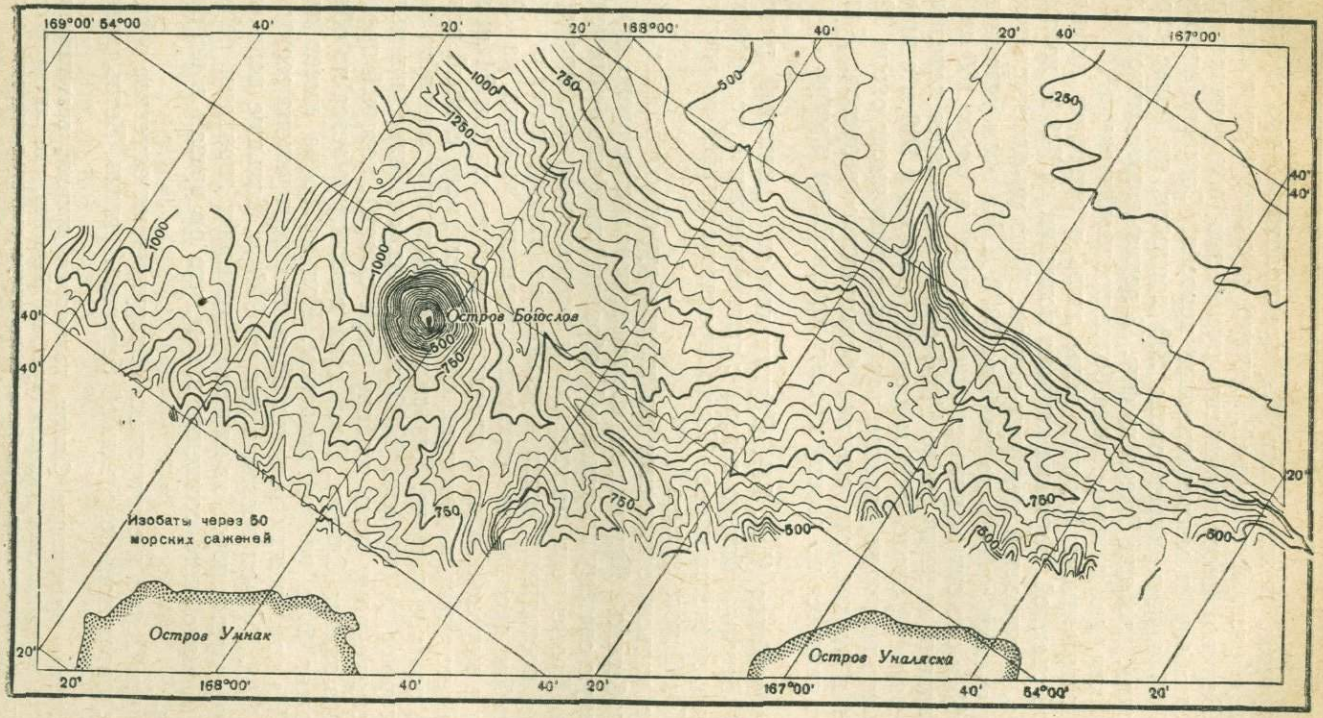
и его притоки. Каменистые стены каньонов Скриппс и Дьюм в некоторых местах, в сущности, вертикальны. Севернее мыса Консепсьон многие калифорнийские каньоны протягиваются на столь же значительную глубину, как и каньон Монтерей, хотя в пределах их внешних частей промеров было произведено недостаточно.

Каньон Беринга (фиг. 73). Опуская рассмотрение каньонов Орегона и Вашингтона, мы обратимся далее к каньону Беринга, расположенному на 54°. Этот каньон находится севернее Алеутских островов. Ни один из ныне известных каньонов Тихого океана не расположен на столь высоких широтах. Так как каньон расположен, в общем, параллельно Алеутским островам и южнее островов имеются сбросовые жолобы, в свою очередь параллель-



Фиг. 71. Подводный каньон Монтерей и его „притоки" (Шипард и Эмери, 21).
Изобаты через 50 мор. саж. Изменения штриховки через 500 мор. саж.

Зак. 2166. Ф. Шипард.



Фиг. 73. Каньон Беринга к северу от Алеутских островов. Изобаты по данным Эмери.

ные островам, можно было бы предположить, что и каньон является сбросовой впадиной. Однако, в отличие от последних, каньон Беринга имеет извилистое русло, дно, пологонаклоненное в одну сторону, и многочисленные притоки. Согласно изобатам Смита [22], каньон имеет около 200 притоков, но более строго построенные изобаты Эмери на фиг. 73 показывают только 50 притоков. Последняя интерпретация более предпочтительна [1].

Изобаты каньона Беринга даны лишь в пределах площади, покрытой съемкой. Вершина каньона показана на 743 *м*, хотя она, вероятно, достигает и меньших глубин. Вниз он простирается до предела съемки, то есть до глубины 2378 *м*. На этом участке глубина 1555 *м* отстоит от указанной на расстоянии около 160 *км*, что дает градиент падения около $^1/_2°$. Поперечный разрез показывает склоны высотой около 1800 *м* с одной стороны и 900 *м* с другой. Склоны сравнительно пологие, так как каньон имеет около 32 *км* ширины в точках, где сделано большинство разрезов. Каньон Беринга является по своему объему крупнейшим в мире.

Каньон Токио (фиг. 74). Другим каньоном, который, подобно каньону Беринга, близко связан с тектоническим строением морского дна, является каньон Токио, протягивающийся во внешнюю часть Токийского залива.

Этот каньон отличается по характеру от сбросовых трогов вдоль побережья Японии тем, что имеет извилистое русло, дендритообразную систему притоков и V-образный профиль в поперечном разрезе. Кроме того, насколько мы можем судить по промерам, он имеет постоянный уклон к устью и не обнаруживает ступеней и перегибов продольного профиля. Вершина каньона на 40 *км* вдается в морской залив и прослеживается до глубин 54 *м*, хотя верхний его участок протяженностью 8 *км* имеет слабый рельеф и очень пологое падение. Каньон может быть прослежен во внешнюю сторону до глубины 1400 *м*, где он, очевидно, примыкает к расположенному здесь грабену (fault trough), который протягивается из залива Сагами. Последний резко отличается по облику и не может быть назван каньоном. Каньон Токио имеет длину 71 *км*. На протяжении внешних 63 *км* градиент уклона составляет около $1^1/_2°$. Каньон врезан в дно на 900 *м*. Большое количество образцов горных пород из каньона, описанных японцами, не оставляет ни малейшего сомнения в том, что он врезан в коренные породы.

Каньон Токио и его притоки обнаруживают заметное совпадение с очертаниями современной береговой линии. Ветвь, которая

[1] Изобаты, проведенные Смитом, показывают притоки, протягивающиеся вниз даже по подводным склонам вулкана Богослов, где линии промеров проходят перпендикулярно к изобатам и не могут свидетельствовать о существовании долин.

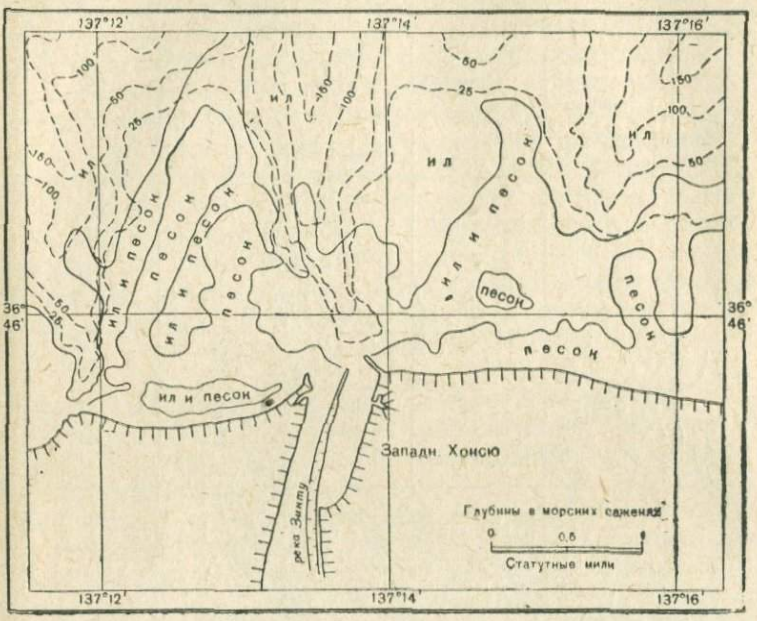
входит в залив Тайяма, также является интересным примером подводного каньона. С другой стороны, каньон к югу от него, показанный у края фиг. 74, не столь ясно связан с изгибами береговой линии.

Фиг. 74. Каньон Токио, протягивающийся в Токийский залив. Крестиками обозначены пункты взятия проб донных отложений.

Каньоны Тайяма (фиг. 75). Вдоль западного берега Японии, у вершины залива Тайяма, имеется серия каньонов, частично воспроизведенных на фиг. 75.

Вершины большинства этих каньонов направлены от речных устьев, выходящих на прямолинейный берег. Они протягиваются

по пологим склонам дна залива до глубины 549 *м*, далее они не могут быть прослежены по имеющимся промерам. Сопоставление характера грунта дна каньонов и участков гребней весьма интересно. В каньонах найден ил, на гребнях — песок или ил и



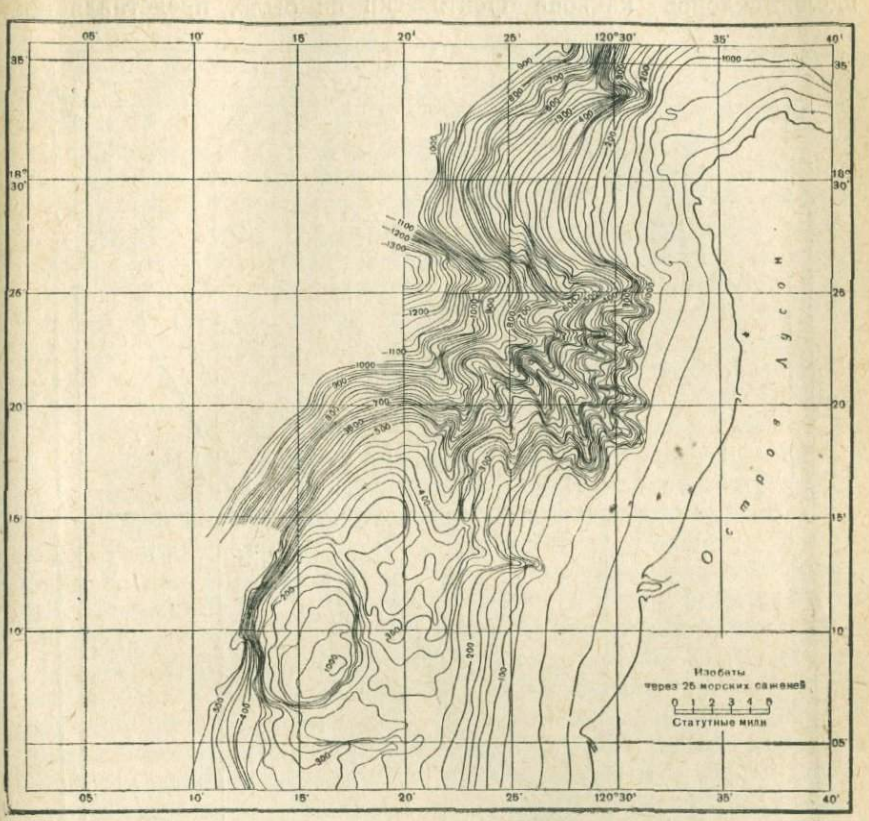
Фиг. 75. Небольшие каньоны в вершине залива Тайяма в Японском море.

песок. Это легко объясняется схождением волн на водоразделах, что сопровождается продольными течениями (фиг. 17) [1].

Каньоны острова Лусон, Филиппинские острова (*фиг. 76*). Группа каньонов, обнаруженных вдоль западного и северного побережий острова Лусон, относится к типу, показанному на фиг. 76. Эти каньоны не подходят близко к берегу, а оканчиваются на расстоянии 5 и более километров от него на глубинах около 90 *м*. Они могут быть прослежены вниз по склону до глубины около 1473 *м*, где вся группа сливается в широкую ложбину. Эти *каньоны имеют градиенты около* 4°. *Другие каньоны Лусона* имеют вершины, явно связанные с заливами или сухопутными

[1] Автор искусственно привлекает для объяснения распределения грунта в данном случае процессы конвергенции волн. В любом случае на возвышенностях залегают более грубые грунты, чем в прилегающих депрессиях. (*Прим. ред.*)

долинами. Каньон Кагайан у северного берега Лусона протягивается вплоть до устьевой части эстуария реки Кагайан.

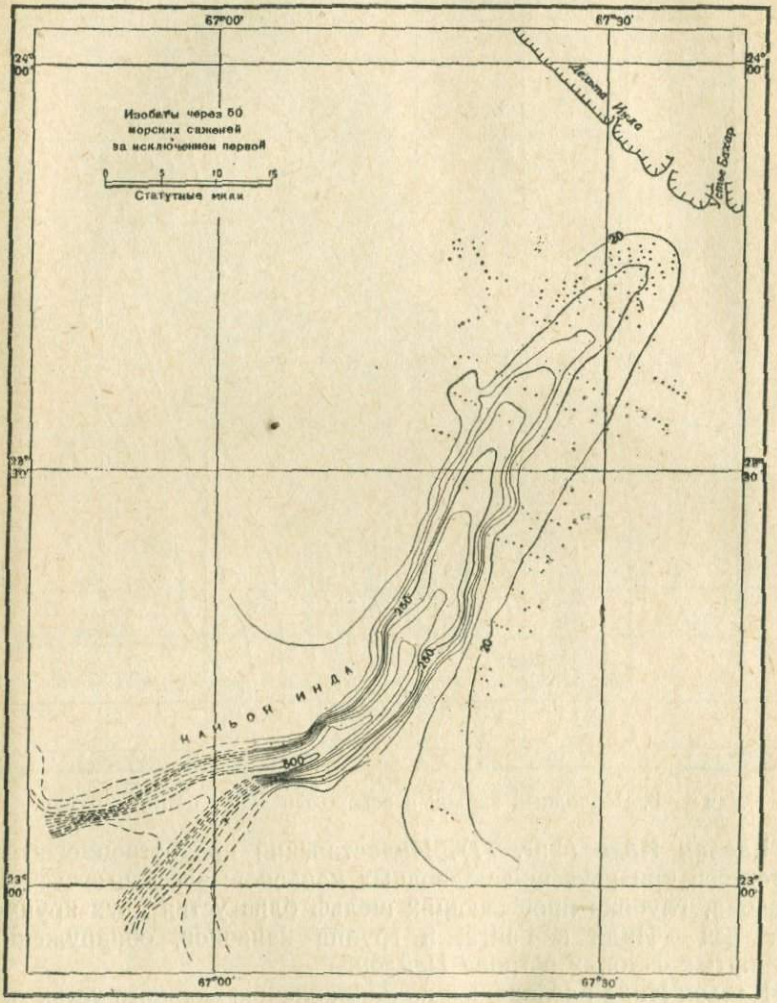


Фиг. 76. Подводный каньон к северо-западу от острова Лусон.

Каньон Инда (фиг. 77). Индостанский полуостров особенно интересен при изучении подводных каньонов: здесь имеются два каньона, глубоко прорезающих шельф близ устья двух крупнейших рек — Инда и Ганга, и группа каньонов, обнаруженных на крутых склонах острова Цейлон.

Каньон Инда расположен по направлению главного устья реки Инд. Вершина каньона может быть прослежена до глубины 36 *м* и находится в 5 *км* от мелководной дельты реки. Каньон протягивается на 113 *км*, достигая глубины 1134 *м* в месте, где промеры были прекращены. Это дает средний градиент около $^1/_2°$. Каньон был промерен только до края континентального склона, но, судя по другим каньонам, вполне вероятно, что он протягивается на значительно бо́льшую глубину. Каньон Инда имеет некоторое

сходство с каньоном Миссисипи. Русло его слегка искривлено. Хотя боковые притоки и не выявлены в связи с тем, что промеров вдоль склонов каньона фактически не было, представляется



Фиг. 77. Подводный каньон Инда.

весьма вероятным, что они существуют. Судя по имеющимся промерам, дно каньона плоское, шириной около 1,8 *км*, но склоны почти так же круты, как в других подводных каньонах.

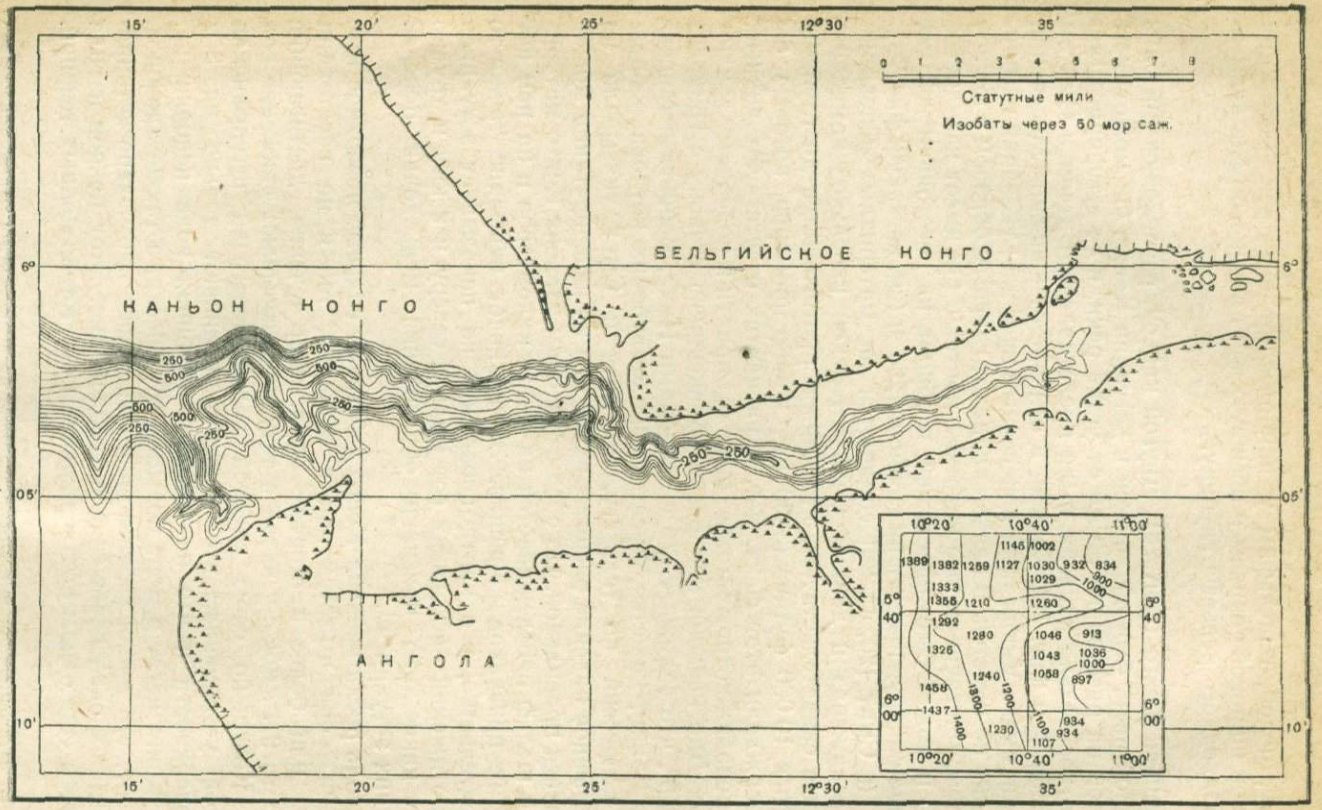
Наиболее интересной чертой этого каньона является то, что он проникает на 130 *км* внутрь континентального шельфа. Этот

шельф, подобно шельфам у наиболее крупных рек, имеет вид плоской широкой террасы и обычную для подобного рода элементов подводного рельефа глубину.

Каньон Конго (фиг. 78). Другой каньон, расположенный близ большой реки, был обнаружен в эстуарии Конго. Он может быть отмечен на расстоянии 32 *км* от устья реки, в ее эстуарии. Данные относительно каньона были представлены Витчем и Смитом [26, табл. 2 и фиг. 10]. Каньон, в отличие от каньонов Миссисипи и Инда, имеет V-образный поперечный профиль; указаний на плоское дно не имеется. В каньон впадают, главным образом с южной стороны, многочисленные короткие притоки. Он имеет извилистое русло и может быть прослежен, в общем, на расстоянии 233 *км*, где еще обнаруживается на глубине 2266 *м* (см. вставку к фиг. 78). Витч и Смит [26, ст. 26] ссылаются на материалы экспедиции «Челленджера» и данные Сильвертонской кабельной компании, которые свидетельствуют, что каньон протягивается до глубины «почти в 10 000 футов» (3000 *м*). Однако промеров, которые бы подтверждали этот факт, нет, и на картах отсутствуют данные, на основании которых можно было бы прийти к подобному заключению. Дно каньона наклонено во внешнюю сторону с градиентом 0,5°, что сближает его с каньонами Инда, Беринга и Миссисипи. В нем, кажется, имеется ряд неглубоких котловинообразных депрессий по тальвегу, но Витч и Смит указывали на непрерывное падение внешних склонов и их интерпретация может оказаться правильной. По обеим сторонам каньона Конго материковый шельф прослеживается на много километров и на нем нет никаких признаков каньонов. Заслуживает внимание также то обстоятельство, что карта побережья не показывает эстуариев на протяжении нескольких сот миль к северу и к югу и трудно найти какие-либо признаки образования мелководья поперек прежних эстуариев [1].

Вдоль русла каньона Конго действуют сильные поверхностные течения — они имеются как в эстуарии, так и на расстоянии 15 *км* или более в сторону моря. Эти течения, достигающие скорости 9,6 *км/час* у входа в эстуарий, вызывают движение вод реки Конго по слою соленой воды; береговая штурманская служба установила, что течения проникают только на 3 *м* от поверхности и что на больших глубинах вода неподвижна. Хотя Конго несет в море большой груз песка, а также алеврита, считают, что дно и склоны покрыты только илом; зарегистрировано лишь одно сообщение о твердом дне. Этот покров из ила является еще одним подтверждением отсутствия донных течений.

[1] То есть выравнивание дна произошло не в результате заполнения ранее существовавших эстуариев. (*Прим. ред.*)



Фиг. 78. Подводный каньон Конго, глубоко заходящий в эстуарий одноименной реки. Врезка показывает участок каньона, расположенный за пределами данной карты, на крайней его оконечности.

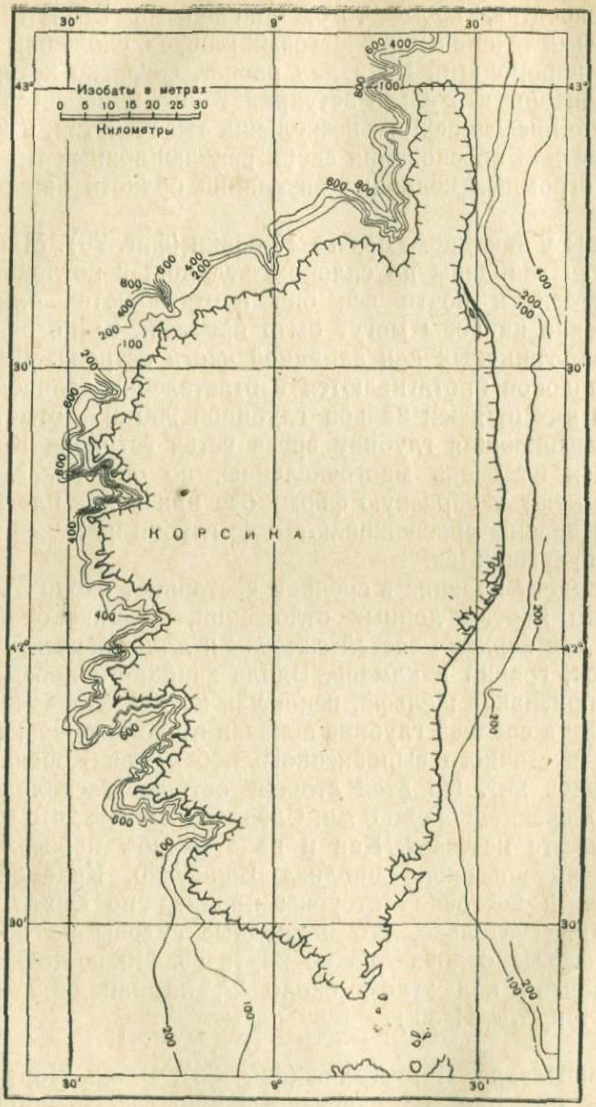
Имеется не только привнос песка рекою; некоторое его количество переносится, кроме того, описанными Витчем сильными прибрежными течениями с береговых клифов, сложенных мягкими третичными породами. Витч дал расчет, согласно которому процесс заполнения верховьев эстуария Конго измеряется отрезком времени, не превышающим нескольких тысячелетий, и использует эти данные для обоснования своих революционных гипотез относительно огромных недавних опусканий области каньона Конго.

Каньоны у западного берега Корсики (фиг. 79). Многочисленные каньоны найдены на склонах, ведущих в котловину Средиземного моря, и почти все они протягиваются близ берега. Корсиканские каньоны могут быть прослежены по оси каждого из заливов, типичных для западной части острова. Даже ответвления каньонов протягиваются в ответвления заливов. В устье одного из них отмечен каньон глубиной 950 *м* — отметка, почти вдвое превышающая глубину вреза устья эстуария Конго. Промеры здесь не очень многочисленны, но они показывают, что каньоны имеют V-образную форму без признаков плоских участков дна. Каньоны прослеживаются до глубин не менее 900 *м*, где промеры прерываются.

Их градиент падения в среднем составляет около 5°. Согласно германским картам донных отложений, дно каньонов покрыто илом, но для верхних частей склонов и для краевых частей указаны песок, гравий и камень. Вдоль западного побережья Корсики нет признаков шельфа, исключая южное окончание острова, где шельф на средней глубине показан в проливе Бонифачо.

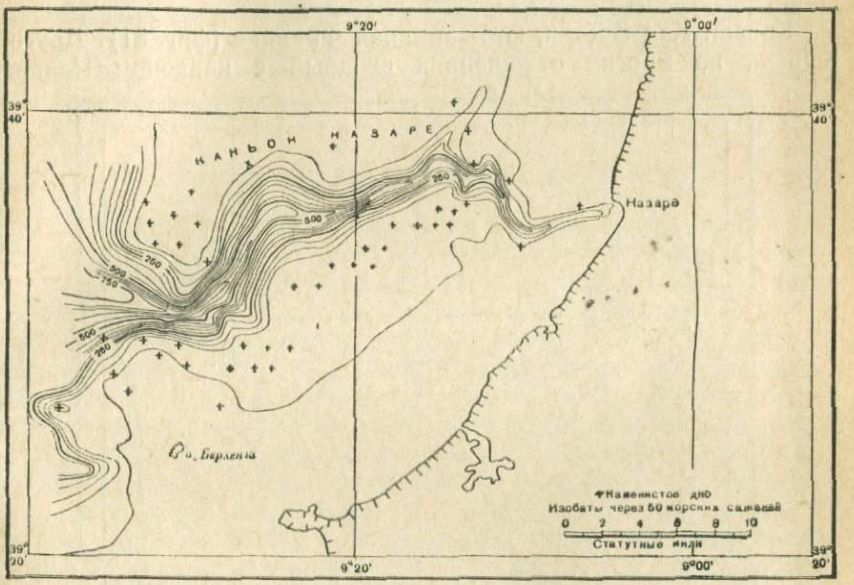
Вдоль восточного выровненного побережья Корсики подводных каньонов нет. На этой стороне острова расположен шельф шириной в среднем около 8 *км*. Следует отметить, что этот шельф в одном месте исчезает. Как и на западном побережье, шельф выдается на юг около пролива Бонифачо. Краевые глубины с западной и восточной стороны пролива по существу одни и те же. Примечательно, что подводные склоны по обе стороны Корсики весьма отличаются по крутизне. На восточной стороне дно наклонено под углом около 2°, на западной — около 6° (севернее широты 41°50′).

Каньон Назаре, Португалия (фиг. 80). Вдоль Португальского побережья имеются многочисленные каньоны. Наиболее примечательный из них протягивается прямо от устья реки Алока, у Назаре, на расстоянии 0,8 *км* от берега. Каньон может быть прослежен в сторону моря на 73 *км*, где он имеет глубину около 2200 *м*. Далее расположено понижение, которое, очевидно, подобно трогу, найденному в каньоне Монтерей. Этот трог может быть прослежен в сторону моря до глубины 4127 *м*. Возможно,



Фиг. 79. Подводные каньоны у побережья Корсики. Отмечается отсутствие подводных каньонов у восточного берега и связь их с углублениями береговой линии на западной стороне острова.

что эта внешняя часть является продолжением внутреннего каньона, но, судя по наблюдениям в других местах, более вероятно, что это просто грабен на океаническом дне. Градиент до глубины 2185 *м* составляет приблизительно 2°. Еще не имеется достаточных данных, позволяющих утверждать, что в ложе каньона отсутствуют депрессии, но, судя по незаконченной съемке, такое толкование кажется наиболее вероятным. В поперечном разрезе каньон, повидимому, V-образный, стены его



Фиг. 80. Подводный каньон Назаре у берегов Португалии.

крутые, с наклоном 25° на 900-метровом склоне. Это позволяет сравнивать его с каньонами Монтерей и Токио.

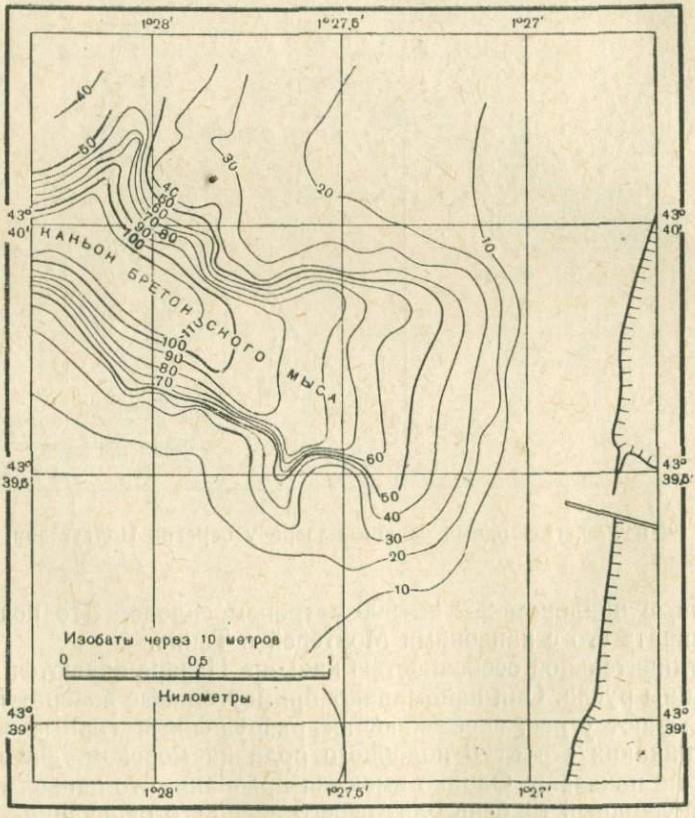
Отличительной особенностью каньона Назаре являются резкие излучины русла. Они напоминают прямоугольные повороты, которые бывают у рек, пересекающих разрушенные горные хребты, хотя никаких структур подобного рода на морском дне в этом месте не показано. Однако имеются признаки, что каньон пересекает подводный гребень близ своего внешнего окончания. К югу отсюда гребень поднимается на поверхность моря в виде островов Берленга. Эти острова сложены гранитом [Андрадэ, 3, *238*].

Так как породы, указанные в каньоне, близки к островным гранитам, вполне возможно, что каньон был прорезан в граните. Вдоль края каньона коренные породы отмечены во многих местах.

Тем не менее почти на всем протяжении дно каньона покрыто преимущественно илом.

Каньоны Португалии являлись объектом монографии Андрадэ [3], хотя последний не дает указаний на то, что здесь были произведены исследования по морской геологии. Каньон Назаре имеет и экономическое значение, как хорошая якорная стоянка — волны обычно незначительны у его вершины (см. главу 3), каменистые стены каньона делают его хорошим донным обиталищем для рыб.

Каньон Кап Бретон, юго-западная Франция (фиг. 81). Другой каньон, во многих отношениях сходный с каньоном Назаре,



Фиг. 81. Подводный каньон Бретонского мыса в юго-западной Франции. Показано положение устья реки Адур в XV в. Внешняя часть каньона недостаточно обследована.

найден близ рыбацкого селения у мыса Кап Бретон. Его местоположение вызывает особенный интерес, так как в этом месте

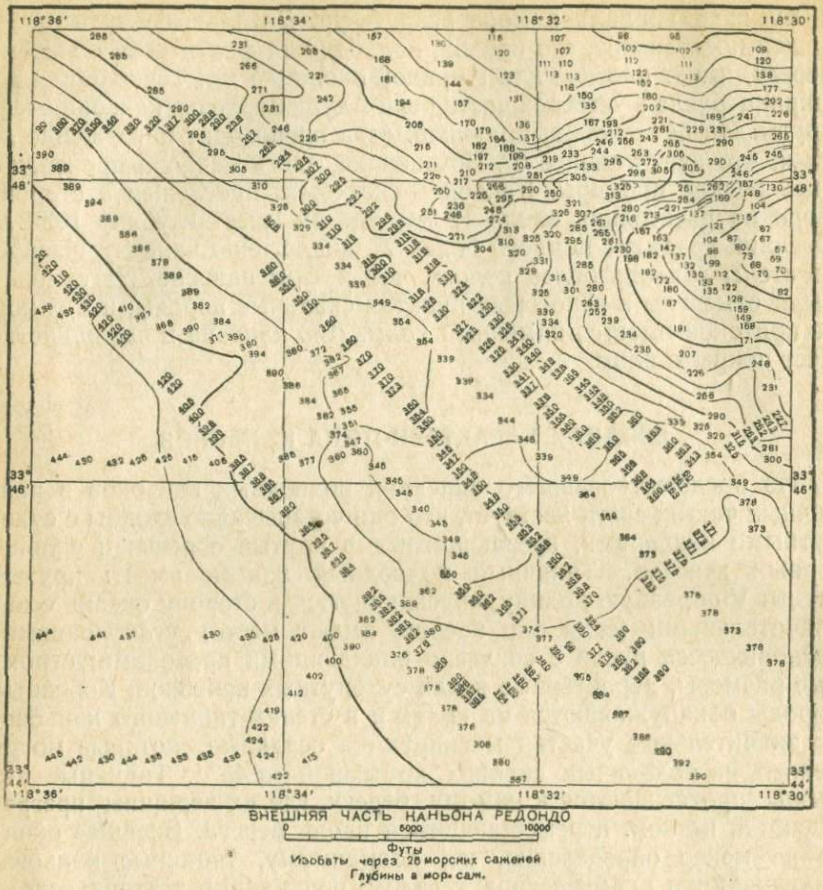
в XV веке впадала в море река Адур. Детальные карты побережья показывают, что каньон, подходящий фактически к самому берегу, имеет плоское дно шириной около 0,4 *км*. Точно такая же ширина русла в устьевой части реки Адур. Верховья каньона очень круты. На протяжении полукилометра происходит погружение до 45 *м*, что дает уклон в 6°. Во внешней части каньона производились редкие промеры. Каньон может быть прослежен в сторону моря на расстоянии около 18 *км*, где он имеет глубину 1096 *м*. Средний градиент немного более 2°, аналогично каньону Назаре, но стены каньона более пологи, чем в этом каньоне. На склонах были отмечены в некоторых пунктах скальные породы, и в одном из притоков имеется каменный холм. Дно каньона в большинстве мест покрыто илом.

СВОДНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАНЬОНОВ

Из предшествовавшего описания подводных каньонов в различных частях света явствует, что они чрезвычайно сходны с сухопутными каньонами, врезающимися в крутые обрывы и склоны горных хребтов. Типичный подводный каньон имеет: крутые стены; V-образную долину, спускающуюся в сторону океана с незначительными (если они вообще имеют место) углублениями; изгибающееся русло с согласно впадающими притоками; огромные размеры, характерные и для сухопутных каньонов. Коренные породы обнаруживаются на краях и в стенах типичного каньона, но значительные участки маскируются осадками, которые могут лежать на подводных склонах крутизной до 45° [1]. Типичные каньоны протягиваются к самому берегу, где их вершины преграждаются песком, перемещающимся вдоль берега. Внешнее окончание менее определенно, но, повидимому, типичные каньоны оканчиваются рвами с характерными признаками тектонического (диастрофического) происхождения.

Некоторые каньоны обладают во внешней части сравнительно широким плоским дном. Другие каньоны, как известно, имеют внешние окончания в виде веера или дельты (фиг. 82); третьи обнаруживают приуроченность к тектоническим структурам — их очертания прямолинейны там, где они, вероятно, следуют слабым слоям или разрывам, и дают резкие изгибы в тех местах, где каньоны пересекают структуры под крутыми углами.

[1] Хаймакер из Скриппсовского института обследовал южный склон каньона Ла Джолла, спустившись на дно в скафандре. Он нашел, что угол наклона равен 45°, причем ровный склон каньона сложен был песком с алевритом и простирался от глубины 18 до 51 *м*. Колонки, взятые близ основания этого склона, показывают, что покров осадков очень тонкий.



Фиг. 82. Дельтоподобное окончание подводного каньона Редондо.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАНЬОНОВ

Общие положения. Фиг. 69 показывает, что каньоны распространены повсеместно вокруг материков. Наблюдаются, правда, и значительные пробелы, но многие из них представляют области с широким континентальным шельфом, а краевые части шельфа и прилегающие склоны далеко не равномерно обследованы промерами [1]. Совершенно недостаточно количество промеров для установления наличия каньонов в Арктике, Антарктике, вдоль

[1] На восточном побережье Соединенных Штатов, до тех пор пока съемками последнего десятилетия не было обнаружено присутствия множества крупных каньонов, был известен лишь один каньон.

большей части берегов Южной Америки и Австралии, значительной части восточных берегов Африки и Аравии.

Большинство каньонов было найдено в областях с узкой материковой платформой, благодаря тому, что промеры в таких местах захватывали краевую часть шельфа и некоторую часть континентального склона, но, несомненно, каньоны отсутствуют на склонах некоторых широких шельфов.

Бесспорно, каньонов нет в большинстве областей с очень пологим континентальным склоном, примером чего является склон южнее мыса Гаттерас, ведущий к плато Блейка с градиентом менее 2° (фиг. 23). Кроме того, каньоны обычно не встречаются на очень прямолинейных и крутых склонах, подобных резко очерченным обрывам тектонического происхождения (фиг. 66) [1]. Подводные каньоны всегда отсутствуют и там, где имеются цепи островов или подводных рифов с внешней стороны шельфа, которые при больших понижениях уровня могли играть роль перемычки [2]. Примером местности, где подобная перемычка могла бы иметь место в случае, если оказались бы закрыты оба прохода, является область склона вдоль берегов южной Бирмы и Малайи, расположенная на внутренней стороне Андаманских и Никобарских островов. Есть основания полагать, что каньоны должны реже встречаться в поясе около 30° широты, где выпадает незначительное количество осадков. Частично, однако, это явление может быть объяснено недостаточным количеством промеров в областях, расположенных под указанной широтой, но весьма показателен тот факт, что в области пустынь не было обнаружено ни одного большого каньона.

Кроме перечисленных исключений, почти все континентальные склоны прорезаны многочисленными каньонами. Примечательно, что каньоны обычно встречаются группами. Так, две группы каньонов известны на северо-восточном побережье Соединенных Штатов, одна группа — у южной оконечности Нижней Калифорнии, несколько групп — вдоль калифорнийского побережья, группа — близ Токийского залива в Японии, другая группа — в заливе Тайяма в западной Японии, группы — вокруг юго-восточной Формозы, восточного Лусона, Цейлона, Португалии, восточной Африки и несколько групп — в Средиземном море. Возможно, что последнее обстоятельство обусловлено частично более высококачественными съемками в районах, где такие группы найдены, а частично и тем, что каньоны в промежуточных областях могли быть полностью погребены в осадках.

---

[1] Подводный обрыв сбросового происхождения вдоль западной части Калифорнийского залива не имеет каньонов (Шипард, 20, в печати).

[2] Это значит, что в данном месте образовывалось внутреннее озеро или море, так что реки (предполагаемые по гипотезе автора) не могли здесь эродировать склонов. (*Прим. ред.*)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАНЬОНОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ И ИСТОРИИ БЕРЕГОВ

Может быть, наиболее замечательной чертой каньонов является то, что они найдены у берегов самых разнообразных типов. В одних местах вершина каньона или входит в залив, или даже проникает далеко в длинный эстуарий. В других местах каньоны находятся у глубоко расчлененных заливами берегов, но их вершины расположены на шельфе. Кое-где каньоны располагаются близ прямолинейной береговой линии. В немногих местах каньоны найдены у выступающих краев дельт. В распределении каньонов не обнаруживается видимой связи с известной нам геологической историей берегов.

Они обнаружены в местах, где преобладали длительные погружения. Таковы области дельт Миссисипи, Ганга и Инда и котловины Лос Анжелос и Вентура в Южной Калифорнии. Во всех этих районах данные бурения и геофизической разведки свидетельствуют, что мощность осадков достигает многих тысяч метров. Области положительных движений, испытавшие повторные поднятия, также окаймлены подводными каньонами. Гористые берега Южной Калифорнии могут рассматриваться в целом как пример таких приподнятых областей. Каньоны у Приморских Альп являются примером другой области, где поднятия берегов и процессы горообразования определяли на протяжении значительного периода ход геологической истории.

Берега, не связанные с процессами недавней орогении, также имеют подводные каньоны. Примерами последних служат северо-восточное побережье Соединенных Штатов, Цейлон, западное побережье Африки и область Бразильского нагорья. Каньоны встречаются по соседству с побережьями, на которых развиты молодые и древние горные хребты, и у берегов, подвергавшихся оледенениям, близ дельт и других берегов аллювиальных типов и у берегов с внешними барами. Незначительное количество каньонов отмечено вдоль берегов сбросового типа и вдоль вулканических гряд и коралловых рифов.

Связь каньонов с устьями рек. Вопреки распространенному мнению, удалось установить, что наиболее значительные каньоны могут быть с большей долей уверенности связаны с реками или речными долинами на суше. Большинство крупных каньонов может быть отнесено к этой группе. Так, мы имеем большие каньоны близ устья рек: Конго, Инд, Ганг, Колумбия, Сан-Франсиско в Бразилии и Миссисипи (погребенное русло). Подводный каньон Гудзона связан с рекой Гудзон мелкой долиной, пересекающей шельф. Каньон Монтерей определен у древнего устья реки Салинас, каньон у мыса Кап Бретон найден близ древнего устья реки

Адур. Существенно, что фактически все перечисленные каньоны глубоко проникают в область шельфа. Так, каньон Гудзон прорезает шельф на расстоянии 32 *км* (или 185 *км*, включая мелководное русло), каньон Миссисипи — на 48,4 *км* (или 209 *км*, включая его погребенную вершину), каньон Конго протягивается на 130 *км*, каньон Инда — на 113 *км*, каньон Ганга — на 108 *км* и каньон у мыса Кап Бретон — на 48,4 *км*. Другие крупные подводные каньоны следующим образом связываются с большими реками: каньон Беринга — с рекой Юкон, Хуан-де-Фука — с рекой Фрэзер, Балтимора — с рекой Делавэр и Норфолк — с рекой Саскачеван [Витч и Смит, 25, *42*]. Каньон Назаре расположен близ устья небольшой реки, но возможно, что он связан с древним устьем реки Тахо (Тэжу). Большинство мелких каньонов обнаружено близ речных долин, и многие из них проникают внутрь речных эстуариев или имеют вершины, близко подходящие к речным устьям.

Наконец, в одном случае, когда каньон лежит у нерасчлененного участка горной гряды, его происхождение объясняется вероятной связью с разломом Сент-Эндрюс, на продолжении которого этот каньон расположен [Шипард и Эмери, 21, *38* и фиг. 15][1]. Известно, что наблюдались горизонтальные смещения вдоль этого разлома. Весьма маловероятно, что приуроченность каньонов к рекам и речным долинам является случайным совпадением. Чрезвычайно существенно, что наиболее значительные и крупные каньоны связаны с большими реками.

БУРОВЫЕ СКВАЖИНЫ В ПОДВОДНЫХ КАНЬОНАХ

В пределах нескольких подводных каньонов была определена глубина заполнения рыхлыми отложениями с помощью буровых скважин.

Результаты бурения в дельте Миссисипи [Фиск, 6] и геофизическая разведка в той же области [Остерхуд, 17] определенно свидетельствуют о заполнении переуглубленного русла. Менее надежные данные получены из скважин в вершине каньона Монтерей. Здесь галька и мелководные раковины были получены с глубины 240 *м* ниже уровня моря [Шипард и Эмери, 21, *72*]. Мощное заполнение было обнаружено в различных местах и на южнокалифорнийском побережье, где каньоны особенно многочисленны [Экис, 4 и Келли, 12]. Нужно надеяться, что возможность

[1] Сброс Сент-Эндрюс протягивается на несколько сот километров вдоль побережья Калифорнии и на севере поворачивает в море почти под прямым углом. По линии этого сброса неоднократно происходили разрушительные землетрясения и отмечены значительные горизонтальные и вертикальные подвижки земной коры. (*Прим. ред.*)

найти толщи гравия, заполняющие вершины и других подводных каньонов, заставит произвести там бурение, результаты которого прольют свет на этот предмет.

ВНЕШНИЕ ОКОНЧАНИЯ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Одним из наименее известных элементов подводных каньонов является природа их внешних окончаний на материковом склоне. Во многих случаях глубоководные промеры показывают, что ложе каньонов все еще продолжается на морском дне. Имеется единственный пример, когда съемка показала, что каньон затухает в нижней части материкового склона [Шипард и Эмери, 21, вкл. 17]. С другой стороны, лишь в немногих случаях промеры были достаточно детальными, для того чтобы показать, что они действительно идут к основанию склона, достигая глубин океанического дна. Во многих местах, где линии промеров редки, неровности континентального склона можно истолковать и как подводные каньоны, и как котловинообразные углубления, образованные в результате оползней, и даже как сбросовые троги.

Некоторые каньоны побережья Южной Калифорнии определенно заканчиваются там, где они достигают глубин примерно на уровне края бассейна, в который они ведут [1]. По крайней мере один каньон имеет окончание в виде равнины, сходной с дельтой (фиг. 82). Другие, подобно описанному выше каньону Монтерей, изменяют характер русла от типично V-образного и извилистого до трога с прямолинейными стенами, который может иметь самое различное происхождение.

Несмотря на эти трудности и недостаток данных, можно с уверенностью сказать, что во многих местах типичные V-образные извилистые каньоны, которые производят величественное впечатление своими размерами, опускаются на 1,6 *км* или более под уровень моря. Внешние части наилучше изученных каньонов показывают меньшую глубину вреза, чем их вершины. Это может навести на мысль, что вскоре они достигнут своего естественного окончания, но возможно, что подобное явление вызывается уменьшением наклона внешней части материкового склона. В заключение еще раз подчеркнем, что многие каньоны проникают вниз по крутому склону на глубину по крайней мере одной мили (1,6 *км*), но в настоящее время нет оснований считать, что каньоны проникают на глубину в 2 мили (3,2 *км*) или более.

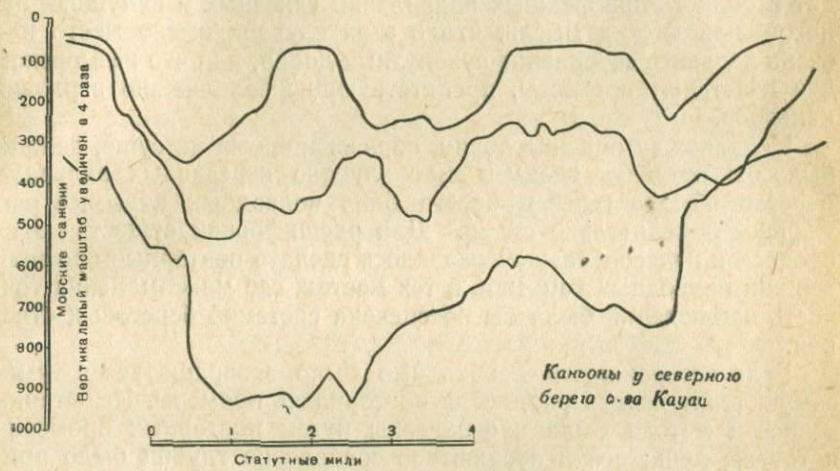
---

[1] Имеется в виду погруженный «бордерленд» Южной Калифорнии. Топография дна здесь очень сложна, и на нем имеется ряд замкнутых бассейнов. При понижении уровня они должны были превращаться в озера, почему автор и указывает на факт окончания каньонов у краев котловин, как на довод, подтверждающий его эрозионную гипотезу. (*Прим. ред.*)

ДОЛИНЫ И КАНЬОНЫ У ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

К сожалению, в нашем распоряжении имеется очень мало данных о подводных склонах вокруг океанических островов и мы не можем сказать, являются ли в этих местах каньоны столь же обычными, как и вдоль подводного склона материков. Съемка Гавайских островов и некоторых коралловых островов в юго-западной части Тихого океана доставила очень мало данных.

Новейшие съемки области Гавайских островов указывают на присутствие подводных каньонов. Мелкие долины были найдены также у входов во многие бухты, но эти углубления оканчиваются



Фиг. 83. Поперечные разрезы предполагаемых подводных каньонов у северного берега острова Кауаи (Гавайские острова). По данным трех промерных галсов, параллельных берегу.

на глубине не более 100 *м*. Наличие живых кораллов во многих областях, где зафиксированы такие мелкие долины, наводит на мысль, что долины в прошлом простирались на большую глубину и затем были заполнены растущими кораллами. Данные промеров вдоль северного берега острова Молокаи показывают, что истинные каньоны встречаются у сильно эродированных восточных берегов Молокаи, но отсутствуют у подводных склонов более молодых вулканов в западной части этого острова. Каньоны, начинающиеся у берега, были прослежены до глубины приблизительно 900 *м*. Съемки, произведенные для проекта «SOFAR» флота США близ залива Канеохэ, Оаху, также показали присутствие каньонов у сильно эродированного побережья. Другие примеры имеются на северной стороне острова Кауаи (фиг. 83), где также имеются большие наземные каньоны.

У северо-восточного побережья вулканического острова Гвадалупе, близ берегов Нижней Калифорнии, имеется широкий (подводный. — *Ред.*) амфитеатр с обрывами в верхней части стен, до некоторой степени напоминающий цирк. Восточный склон острова Тонга, в архипелаге Фиджи, изрезан каньонообразными формами, которые могут быть родственны сходным образованиям на Гвадалупе.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРШИН ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Тот факт, что вершины некоторых подводных каньонов заходят в область прибрежных накоплений галечных и валунных наносов, наводит на мысль, что в этих случаях имело место или очень недавнее затопление сухопутных долин, или что на морском дне действуют процессы, препятствующие заполнению верховий каньонов.

Недавнее затопление долин, образовавшихся на суше, должно было бы оставить следы в виде глубоко изрезанных заливами берегов, но фактически берега близ подводных каньонов расчленены сравнительно слабо. Для расшифровки существа этих процессов целесообразным оказалось сделать повторные профили вершин подводных каньонов в тех местах, где максимальная точность наблюдений была бы обеспечена системой береговых створов.

Ради осторожности необходимо было возвращаться в ту же самую точку всякий раз, когда повторялись промеры. Испытания точности метода были произведены путем повторных промеров в тот же день; почти абсолютное совпадение глубин было признано вполне удовлетворительным. Для получения точных данных на крутых склонах дна приходилось пользоваться весельной лодкой, определять положение как секстаном, так и по створам и держать один и тот же курс при каждом повторном промере.

На протяжении нескольких лет промеры повторялись с различными интервалами в верховьях четырех подводных каньонов у Калифорнийского побережья [Шипард и Эмери, 21, *94—102*]. Эти повторные промеры показали, что вершины каньонов не сохраняют постоянной глубины. Дно некоторых подводных каньонов заполнялось с такой скоростью, что они должны были бы сравняться с окружающим дном в течение нескольких лет. Разумеется, однако, это заполнение не было непрерывным. Наблюдался также и обратный процесс, когда углубление шло интенсивнее, чем заполнение.

В некоторых случаях заполнение одних каньонов совпадало с углублением других. Из этого явствует, что нет указаний, которые свидетельствовали бы, что заполнение связано со слабым

волнением, а углубление — с сильным. Для каньона Кармел полученные данные указывают только на заполнение, но совершенно не исключена и возможность углубления этого каньона на протяжении всего периода, последовавшего за прекращением повторных промеров, отчасти вызванного военными действиями. Другое указание на углубление получено путем промеров у двух длинных пирсов, которые протягиваются к верховьям подводных каньонов. Эти пирсы расположены на Редондо-Бич в Южной Калифорнии и у Мосс-Ландинг — в заливе Монтерей в Калифорнии.

В обоих местах в некоторых случаях имели место внезапные увеличения глубины у окончаний пирсов, причем подобные изменения иногда происходили в периоды безветренной погоды. Промерами городских инженеров было установлено углубление в Редондо-Бич на 7,5 *м*.

Такие изменения вызывают значительное беспокойство, так как внезапное углубление следует непосредственно за медленным заполнением. После заполнения воды становятся настолько мелкими, что суда не могут пристать к пирсу, тогда как углубление приводит к подмыванию фундамента пирса и уже причинило ему некоторые повреждения [1].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

Гипотеза тектонического происхождения. Некоторые исследователи полагают, что сбросы или разломы земной коры позволяют объяснить происхождение подводных каньонов.

Действительно, на материках имеются долины, приуроченные к линиям разломов. Они имеют, в общем, прямолинейные очертания в плане, трогообразный профиль и котловиноподобные углубления, следуя согласно направлению тех или иных структурных элементов.

Но подводные каньоны, в противоположность наземным, имеют извилистые русла и V-образный профиль. Котловиноподобные углубления в них отсутствуют. Часто они располагаются вкрест простиранию структур, вытягиваясь скорее в направлении падения материкового склона, чем вдоль него. Несмотря на эти различия, внешние части подводных каньонов могут иметь сбросовое происхождение, особенно там, где для них характерны трогообразный профиль и относительно прямолинейное русло. Внешняя

---

[1] В монографии Шипарда и Эмери причиной, вызывающей периодические углубления вершин каньонов, считаются подводные оползни, о чем здесь он не пишет. Значительные изменения глубин в вершине подводных каньонов известны и в СССР. (*Прим. ред.*)

часть каньона Монтерей может служить тому удачным примером (фиг. 71) [1].

Гипотеза суспензионных (плотностных) течений. Некоторые типы течений рассматривались как причина образования подводных каньонов. К таковым относят течения, обусловленные приливами и отливами, подъемом вод с глубины, противотечениями от штормовых волн, течениями, связанными с различиями в солености или температуры, и суспензионными течениями на краю шельфа в период низкого стояния воды. Эти гипотезы были разобраны Джонсоном [10], который привел многочисленные доводы против подобных предположений. Возможность образования каньонов любыми течениями (кроме потоков ила) устраняется фактом стратификации воды в океане по удельному весу. Иловые потоки требуют специального рассмотрения, так как возможно, что воды, утяжеленные илом, могут иметь достаточно большой

[1] Трудно согласиться с автором, когда он отвергает или чрезвычайно суживает рамки применения тектонической гипотезы образования каньонов и полностью становится на сторону эрозионной гипотезы. С последней совершенно не согласуется громадный материал по геологии и геоморфологии окраин континентов, который не дает ни малейших свидетельств возможных понижений уровня на величину порядка 3000 *м*. Такое понижение, будь оно достаточно длительным, неизбежно наложило бы глубокий отпечаток на строение и рельеф окраин континентов. Мы же видим лишь следы эвстатических колебаний во время ледниковых и межледниковых эпох, амплитуда которых не превышала 200 или немного более метров.

С другой стороны, если обратиться к тектонической гипотезе, следует отметить, что автор забывает, что в подводных условиях явления разломов и дифференциальных движений отдельных участков земной коры и более мелких глыб происходили в совершенно иной физической среде и что там нельзя искать полной аналогии со сходными структурами суши. Таким же образом явления оползания осадков и моделировки первичных тектонических депрессий могли дать качественно отличные формы от того, что мы видим на суше.

Например, работами Архангельского А. Д. и Страхова Н. М. доказаны сбросовое происхождение и четвертичный возраст материковых склонов Черного моря. Тем не менее там имеются «классические» каньоны и многие из них расположены против долин крупных рек (Дунай, реки Кавказа). Естественнее предположить, что крупные поперечные разломы рассекали одновременно и край суши, и область материкового склона, но дальнейшее развитие их было различно. На суше разломы были заняты речными долинами, тогда как на дне, под влиянием процессов солифлюкции, депрессии, расположенные поперек склона, эволюционировали в каньоны, расположенные по образующей склона, были засыпаны и снивелированы. Заметим, что теория первичного тектонического заложения долин суши насчитывает ныне немало сторонников среди крупнейших геологов и географов.

Данные самого автора свидетельствуют, что многие каньоны оканчиваются внизу трогообразными депрессиями, которым он считает возможным приписать тектоническое происхождение. Заметим также, что склоны вершин калифорнийских каньонов (врезанные в граниты!), недавно зафиксированные при фотосъемке дна, показывают характерные плоскости отдельности и, возможно, зеркала сбросов, но совершенно не похожи на склоны долин, разработанных эрозией. (*Прим. ред.*)

удельный вес и стекать вниз по океаническому склону до больших глубин, где расположены внешние части каньонов.

Гипотеза об эрозии дна потоками илистой суспензии была впервые высказана Дэли [2] на основании сравнения с данными, полученными путем изучения процессов размыва склонов в водохранилищах. Существование таких течений, направленных вниз от дельтовых участков в озерах и даже следующих по дну до самых удаленных концов озер, представляется несомненным. Дэли считал, что при понижении уровня моря во время оледенения на внешнем крае материковой платформы возникают большие отмели из ила, что вызывает течения, идущие вниз по склонам и размывающие мягкий материал. Эта гипотеза была затем включена в многочисленные руководства.

Критическая проверка гипотезы суспензионных течений, в свете новых данных по геологии моря, развенчивает ее полностью. Мы уже видели, что не на внешнем крае шельфа происходит накопление ила. Исследования показали, что большинство каньонов прорезано в твердых горных породах, а не в рыхлых осадках. Рассмотрение каньонов, как образования, присущего всему миру, а не как специфичной черты восточного берега США, показывает, что большинство их проникает в мелкие воды шельфа и даже в эстуарии рек, и таким образом исключается возможность их образования суспензионными течениями в то время, когда, по Дэли, уровень моря был на 75 *м* ниже современного. Более того, мелкие долины или «лощины», на которые ссылается Дэли, можно видеть главным образом на картах Витча и Смита, где показаны многочисленные мелкие сходные образования на континентальном склоне. Хотя и допускается возможность существования таких «лощин», примечательно, что при пересоставлении этих карт другими геологами и картографами были нанесены только крупные каньоны, подобные описанным в других частях света. Наконец, если даже суспензионные течения и существуют на морском дне, почему им приписывается роль силы, образующей каньоны? В озере Мид, в месте, где, казалось бы, суспензионные течения должны были бы быть наиболее сильными, образуется подводная дельта. Большинство этих возражений было приведено ранее, но рассматриваемая гипотеза продолжает возрождаться снова и снова с незначительными изменениями [1].

---

[1] После того как были написаны эти строки, появилась интересная статья Кьюнена [13], в которой был разработан новый вариант теории суспензионных течений. Кьюненом была предпринята попытка ответить на некоторые возражения и применить гипотезу к существующим условиям. Однако высокие скорости, наличие которых Кьюнен основывает на сомнительных экстраполяциях данных экспериментальных исследований, представляются неубедительными для большинства океанографов, по крайней мере до той поры, пока не появятся дальнейшие доказательства.

Гипотеза излияния подводных источников. Другой теорией, которая до настоящего времени привлекает внимание, является теория излияний подводных источников. Джонсон (**10**, *71—109*), автор этой теории, считал, что грунтовые воды развивают артезианское давление под материковыми поднятиями и под действием этого давления выходят на материковом склоне, вызывая эрозию и частично растворение пород, которое и является причиной образования каньонов. Циркуляции артезианских вод также должна была бы способствовать вода, выжимаемая из осадков в процессе их уплотнения. Подобно гипотезе суспензионных течений, эта гипотеза, казалось бы, могла быть приложена для объяснения происхождения гипотетических лощин у восточного берега США. Падение пород береговой равнины в сторону моря и обнажение горных пород на материковом склоне показывают, что здесь действительно имеются условия, благоприятные для подземной циркуляции.

Однако с гипотезой артезианских источников, так же как и с другими теориями, основанными на предположениях о воздействии подводных источников, связано множество затруднений. Воды, циркулирующие под землей, будут стремиться, выходя на поверхность, образовать скорее местные углубления, чем идущие вниз по склону долины. В сланцах, слагающих стены Калифорнийских подводных каньонов, условия для циркуляции артезианских вод весьма неблагоприятны. Нигде на склонах этих каньонов не обнаружено признаков растворения. Каньоны отсутствуют у берегов Флориды, где условия, казалось бы, были весьма благоприятны для растворения известняков; в этих местах имеются небольшие подводные котловины или понижения в виде ям. Несомненно, никто не стал бы пытаться отнести многочисленные каньоны, расположенные близ залива Монтерей, к образовавшимся путем излияний подводных ключей, особенно имея в виду гранитные стены этих каньонов.

Гипотеза подводных оползней и потоков ила. Многие авторы ссылались на подводные оползни и потоки ила, как на возможную причину образования каньонов. Континентальные склоны, наклоненные в среднем под углом 4° до глубины 1829 *м*, значительно круче, чем многие склоны на суше, на которых происходят оползни. Теория оползней имеет значительные преимущества перед ранее рассмотренными гипотезами, поскольку воздействие оползней может проявляться как на значительных глубинах, так и близ поверхности.

Однако против объяснения происхождения каньонов в результате подводных оползней и потоков ила также существуют серьезные возражения. Форма каньонов совершенно не похожа на оползневые «шрамы». В каньонах явно отсутствует типичный

рельеф из бугров и котловин, свойственный ложам оползневых долин, и они имеют значительно бóльшую длину и ширину. Едва ли можно предполагать, что потоки ила могут прорезать крупные каньоны в скальных образованиях и в особенности в граните или в других твердых породах. Природа шельфа во многих областях каньонов показывает, что для прорывания каньонов этим способом здесь не имеется и никогда не было необходимых колоссальных количеств ила. Наконец, потребовались бы многие геологические эпохи для образования огромных каньонов оползнями, и очень мало причин считать, что условия на протяжении этого громадного времени оставались стабильными. Если на склоне действительно имеются небольшие лощинообразные депрессии (подобные показанным на картах Витча и Смита), то оползни и потоки ила могут быть причиной их образования, но эти процессы вряд ли могут помочь в объяснении образования крупных каньонов.

Тсунами (приливные волны). Бэчер [1] считал основной причиной, обусловливающей возникновение подводных каньонов, огромные волны, возникающие при сбросовых движениях, которые сопровождают землетрясение. Бэчер правильно указывает, что большая длина волн тсунами является фактором, который может вызвать течения на морском дне даже на больших глубинах. Бэчер ссылается также при этом на подводные оползни, вызвавшие повреждения кабеля во время тсунами; подобный случай имел место на Большой банке при землетрясении 1929 г. Происхождение каньонов под действием тсунами не согласуется, однако, с большей частью данных океанографии. Подводные каньоны почти отсутствуют как раз в тех местах, где наблюдается наибольшее число тсунами — на побережье Санрику в Японии и на изрезанной части западного побережья Перу. Более того, в тех местах, где каньоны наиболее развиты, редко наблюдаются тсунами значительной силы.

Кроме того, волны, двигающиеся широким фронтом, не могут производить эрозионной работы в узких долинах. Бэчер не обратил внимания на то, что волны, продвигаясь к берегу, будут иметь минимальную мощность в депрессиях склона; соответственно, тсунами будут наносить удары максимальной силы о гребни между каньонами. Это явление нашло подтверждение на примере воздействия волн тсунами, обрушившихся 1 апреля 1946 г. на Гавайские острова.

Наконец, расчеты сотрудника Скриппсовского института Мунка для течений, аналогичных возникающим на материковом склоне во время наиболее сильных тсунами, показали, что скорость на глубине 914 *м* не превышает 1 узла, причем этот максимум удерживается лишь в течение немногих минут и приходится

на многолетний период; таким образом время, необходимое для образования глубоких каньонов подобными течениями, значительно превышало бы возраст Земли. Все вышеприведенные гипотезы не соответствуют, таким образом, данным современных океанографических исследований.

Врезание рек. Не надо обладать специальными познаниями в геоморфологии, чтобы отметить черты сходства подводных каньонов с наземными каньонами. Если бы материковый склон, на котором отсутствуют каньоны, был приподнят над уровнем океана или если бы уровень моря опустился и, благодаря этому, склон подвергся субаэральной эрозии, реки бурно потекли бы по этим крутым склонам и в короткий срок прорезали бы каньоны в мягких горных породах и в осадках, которые покрывают склоны. Даже в твердых породах, при условии существования крупных рек, каньоны были бы прорезаны достаточно быстро. Крупные каньоны на восточном склоне Сьерры, как полагают, были прорезаны в граните на протяжении небольшого отрезка ледникового периода [Мэттьюс, 15]. Эти каньоны должны были бы иметь извилистое направление, короткие притоки, постоянный наклон во внешнюю сторону и V-образный поперечный профиль, который как раз и характерен для существующих подводных каньонов. Если бы эти каньоны были погружены недавно, их истоки были бы расположены в глубине эстуариев так, как это имеет место в западной части Корсики (фиг. 79); но если бы погружение произошло много тысяч лет назад, абразия успела бы выровнить берега и отодвинуть их далеко от вершин каньонов.

Кроме того, многочисленные долины, затопленные в отдаленном прошлом, были бы заполнены сейчас более поздними отложениями, причем процесс заполнения был бы особенно активен на наиболее пологих подводных склонах. Это полностью совпадает с теми данными, которыми мы располагаем. Более того, материковые склоны, образованные молодыми сбросовыми движениями, теоретически не должны иметь каньонов. Снова факты соответствуют теории, так как на подводных склонах по соседству с берегами, образованными разломами, подводные каньоны в большинстве случаев отсутствуют. Кроме того, следующие факты подтверждают гипотезу происхождения подводных каньонов путем врезания рек:

1. Самые большие и глубокие каньоны найдены главным образом близ устьев крупных рек.

2. Между каньонами, которые протягиваются внутрь эстуария, подобно Конго, и каньонами, вершины которых лежат на шельфе и даже на материковом склоне, нет существенных различий. Речное происхождение первых не оспаривается даже противниками эрозионной гипотезы.

3. Многочисленные признаки бывшего мелководья — галька, гравий и мелководные раковины — в ныне глубоких водах различных побережий земного шара [сводка, см. Шипард и Эмери, 21, *141—142*] указывают, что уровень стояния моря по отношению к суше в прошлом был значительно ниже. Самые последние данные этого рода получены в бассейне Средиземного моря, где Г. Петтерсон [18] отмечает присутствие мелководных моллюсков в нижних частях длинных колонок, полученных в глубоководной части Тирренского моря.

4. Учитывая, что многие крупные каньоны выработаны в позднетретичных формациях, следует отметить, что их образование в условиях медленного действия подводных процессов маловероятно; формирование каньонов вызвано было более быстрыми процессами, подобными эрозионному врезу на крутых склонах.

5. Потоки являются единственным агентом, который может прорезать глубокие каньоны в твердых породах, слагающих склоны некоторых каньонов.

Приведенные данные полностью подтверждают теорию речного происхождения каньонов, но мы не должны упускать из вида и трудности, которые с ней связаны. Наиболее существенными из них следует признать широкое распространение каньонов и большую глубину, на которую они простираются. Вероятно, если бы каньоны были найдены только около подвижных берегов, геологи без колебания объясняли бы их происхождение действием рек. Частные возражения, возможно, и были бы высказаны, если бы драгировки не показали, что стены каньонов обычно слагаются породами третичного возраста; это, в свою очередь, указывает на затопление, которое имело место, бесспорно, в самом недавнем прошлом.

В настоящее время мы стоим перед проблемой объяснения кратковременного поднятия всего или части материкового склона на высоту по крайней мере 1800 *м* и последующего его затопления. Более того, так как многие каньоны прорезаны в широком шельфе, для образования которого требуются миллионы лет, кажется вероятным, что амплитуда затопления была приблизительно того же порядка, что и последовавшее поднятие, которое привело шельфы в первоначальное положение.

Эту проблему нелегко разрешить. Могут утверждать на основании геологических исследований, что уровень моря и крупнейшие участки суши были приблизительно стабильны за последние несколько миллионов лет и поэтому каньоны должны быть образованы какими-то другими процессами. Однако все другие возможности объяснения кажутся уже исчерпанными; поэтому лучше будет обсудить еще раз, не сможем ли мы найти более правильное логическое объяснение факту поднятия суши.

КРАЕВЫЕ ДВИЖЕНИЯ СУШИ ИЛИ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

В геологической науке имеется достаточно доказательств вертикальных движений больших масштабов. Мы находим остатки морской фауны на многих высочайших горных вершинах. Поэтому с достаточным основанием можно принять, что в то время, когда одни области поднимаются, другие соответственно погружаются.

Амплитуды вертикальных движений, необходимые для объяснения происхождения каньонов, не превышают обычно наблюдаемых в крупнейших горных хребтах. Однако, если движения были обусловлены тектоническими факторами, не было бы ничего невероятного в том, что одновременно с затопленными каньонами на одних берегах мы находили бы приподнятые террасы на других. Хотя нечто подобное и имеет место на острове Корсика (фиг. 79), но факт этот почти не объясняет повсеместного распространения каньонов. Более того, современные глубинные исследования показывают широкое распространение плосковерхих банок в значительной части Тихого океана, что является еще одним доказательством всемирного масштаба движений; как мы увидим в главе 10, коралловые рифы также были затоплены. Как было объяснено выше, движения были, очевидно, компенсирующими, так что поднятия были приблизительно эквивалентны затоплениям, что вообще не является обычным при тектонических движениях. Допустимо, что материки поднимаются вследствие нагревания радиоактивным теплом и затем при остывании опускаются [Джоли, 11], но даже эта гипотеза недостаточна для объяснения происхождения глубинных плосковерхих банок и других признаков погружения дна Тихого океана.

Трудности, возникающие при объяснении поднятия суши тектоническими факторами, оставляют нам только непосредственную возможность объяснения процесса изменением уровня моря. Понижение уровня моря не исчерпывает полностью всех проблем, связанных с возникновением каньонов. Если бы в настоящее время уровень моря резко понизился, то на месте Средиземного моря образовалось бы озеро на уровне около 390 *м* [1]. Каньоны в Средиземном море могут быть прослежены, повидимому, до глубин 1,61 *км,* так что для объяснения таких явлений необходимо привлечь какие-то другие факторы [2]. Аналогичное положение наблюдается в Корее, где каньоны обнаружены ниже уровня порога Японского моря. Эти явления показывают, что, кроме понижения уровня, действовали какие-то другие факторы. Если счи-

[1] Имеется в виду глубина Гибралтарского порога. (*Прим. ред.*)

[2] В Черном море подводные каньоны прослеживаются до глубин 900—1000 *м* при глубине Босфорского пролива — 27 *м*. (*Прим. ред.*)

тать главным объяснением понижение уровня, то либо озера на месте Средиземного и Японского морей понижали свой уровень путем испарения, либо здесь происходили значительные тектонические движения.

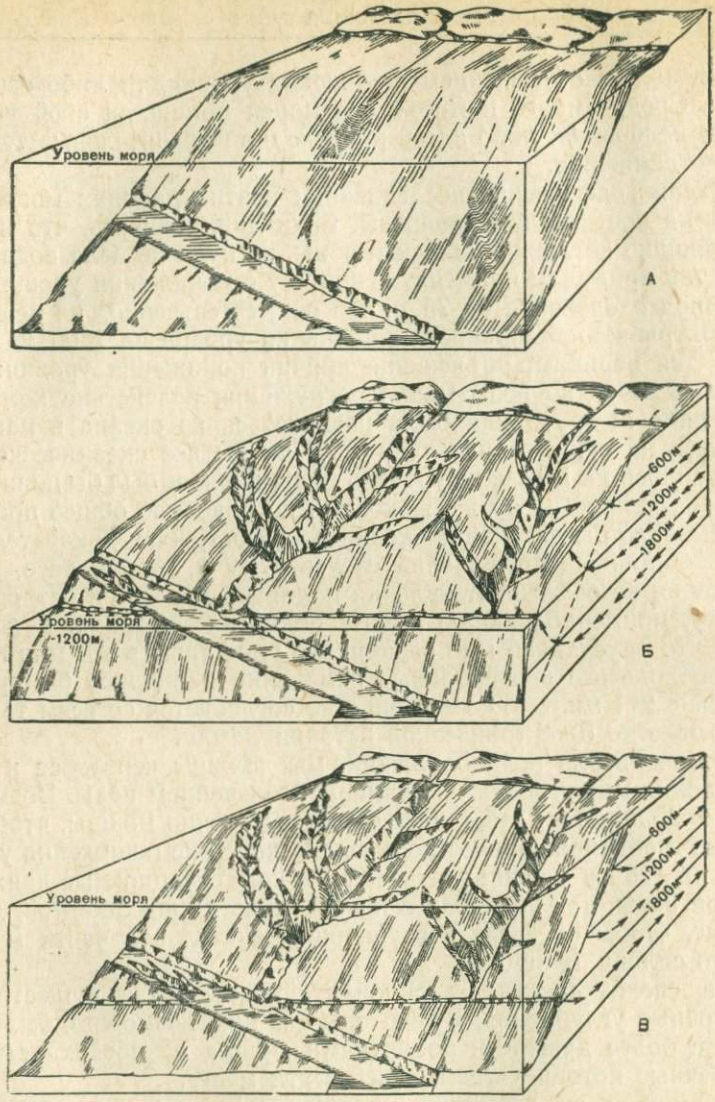
Океанографические исследования в этих районах могут дать ответ на поставленные вопросы. Если даже считать, что пороги, отделявшие котловины, были глубже, то куда исчезла вода? Геологи так привыкли применять гипотезу о понижении уровня моря в период оледенения на 75 *м*, что они, естественно, не решаются рассматривать возможность понижения уровня на 1800 *м*. Могут быть два варианта объяснения причин понижения уровня: либо океаническое дно испытывало погружения вследствие компенсации, либо вода должна была извлекаться из океана и нагромождаться на суше в виде льда [1]. Если бы все океаническое дно погрузилось на 1,6 *км*, то уровень воды должен был бы понизиться приблизительно на ту же величину, но подобное общее погружение вызвало бы опускание океанических островов; доказательства столь обширных погружений отсутствуют и, кроме того, такие движения не объясняют явления поднятия хребтов и островов на высоту, примерно равную высоте поднятия материка. Если принять, что опускание было ограничено площадью в 2,5 млн *кв. км*, то необходимые вертикальные изменения равнялись бы приблизительно 241 *км*. Это совершенно не согласуется со всем тем, что нам известно о тектонической истории Земли.

Отбросив ряд предположений, мы должны вернуться к гипотезе понижения уровня, вызванном извлечением воды. Возможно ли, что ледники в плейстоцене были достаточно мощны, чтобы накопить требуемое количество воды? Вследствие понижения уровня моря на 1200 *м* могли начаться такие компенсационные движения земной коры, как поднятия в краевых частях континентов, достаточные, чтобы обеспечить осушение значительной части материкового склона (фиг. 84).

На свежеобнаженных склонах должны были существовать остаточные углубления, и некоторые из них, возможно, были связаны с более древними поднятиями склона на поверхность, так что речные потоки устремлялись в эти места.

Возможно ли допустить понижение уровня моря приблизительно на 1200 *м*, необходимое для объяснения среднего уровня плосковерхих банок в Тихом океане и всемирного распространения каньонов? Годами нам говорили, что уровень моря в период оледенений понизился максимум на 75 *м*, но как могут геологи утверждать, что это был максимум, когда у них нет способов оценки мощности льда в обширных центральных областях

[1] Фретц [7] предполагал существование вокруг Земли огромного «гало», подобного кольцу Сатурна.



Фиг. 84. Три возможные стадии в развитии подводных каньонов. *А* — часть материкового склона до начала образования каньона. Впадины на поверхности вызваны явлениями диастрофизма и погружением, которое имело место в далеком прошлом; *Б* — стадия, на которой уровень моря был на 1300 *м* (4000 футов) ниже современного и склон оказался поднятым в результате изостатического выравнивания; каньоны были врезаны в склон в местах ранее уже обозначившихся впадин; *В* — современное положение склона; уровень моря повысился, склон опустился, и при этом устье каньона, расположенное на стадии *Б* на 1300 *м*, погрузилось до 2000 *м* (6000 футов).

материковых ледников? Более того, все выкладки показывают, что была упущена возможность (или вероятность) оледенения больших участков мелководного дна океана [Шипард и Эмери, **21**, *149—153*]. Далее, разве мы обязаны считать, что ледники плейстоцена никогда не имели мощность большую, чем современные ледники Гренландии? Возможно, их мощность достигала многих километров. Ни метеорологи, ни физики, с которыми я консультировался [1], не считают рост ледникового покрова до мощности 16,1 *км* явлением невозможным. Даже обширные площади в Арктике могли быть заполнены льдом, так как только оттуда могли прийти массы его, покрывшие Сибирь [2]. Вполне возможно, что ледяной покров обладал массой огромной мощности. В этом случае мы смогли бы объяснить многие факты, которые пока остаются глубокой тайной.

ПРЕИМУЩЕСТВА ГИПОТЕЗ ЛЕДНИКОВОГО КОНТРОЛЯ И КРАЕВЫХ ПОДНЯТИЙ

Среди факторов, которые могут быть объяснены гипотезами ледникового контроля и сопровождающих краевых поднятий, отметим следующие:

Распространение каньонов по всему земному шару. Во время опускания уровня моря различные реки с суши протекали через шельф и вниз по склону, быстро врезаясь в него, за исключением случаев, когда склон был слишком пологим и потоки меняли русло или когда при регрессии моря оставались озера, покрывающие склоны. Вернувшееся море должно было затопить каньоны. Там, где склоны были очень пологими, образовавшиеся долины должны были заполняться осадками благодаря тому, что течения ила и оползни здесь недостаточны для того, чтобы поддерживать их открытыми. Каньоны должны были бы отсутствовать там, где развиты сбросы, возникшие после ледникового понижения уровня. Изучение карты всеобщего распределения каньонов показывает замечательное соответствие каньонов этой гипотезе. Тому, кто пожелает обратить внимание на исключения, можно порекомендовать объяснить это распределение какими-либо другими гипотезами.

Плосковерхие подводные возвышенности и глубинные банки в Тихом океане. Если бы уровень моря значительно понизился, волны выравнивали бы вершины различных подводных возвышенностей, особенно сложенных вулканическими туфами. Открытие

[1] В частности, С. Ф. Брукс и Р. У. Бриджмен из Горвардского университета.

[2] Этот факт отрицается Марковым [14].

многочисленных банок на глубине около 1643 *м* в Тихом океане [Хесс, 8] чрезвычайно показательно. Существование эвстатических колебаний не означает, что эти банки должны иметь одинаковую высоту. Острова и суша подвергались огромным колебаниям, и маловероятно, чтобы вулканы морского дна оставались в покое на протяжении сотен тысяч лет, прошедших со времени ледниковых погружений большого масштаба.

Плосковерхие банки вдоль Калифорнийского побережья [Шипард и Эмери, 21, карта I] и в заливе Аляска [Мэррей, 16] могут быть объяснены подобным же образом. Тем не менее плосковерхие банки могли иметь и более сложное происхождение.

Если они не являются вулканическими конусами, то их значительная ширина наводит на мысль о продолжительном периоде выравнивания.

Возможный плейстоценовый возраст каньонов. Открытие плейстоценовых отложений в стенах каньонов восточного и западного побережий Соединенных Штатов и другие указания на третичный возраст отложений, прорезанных каньонами, сокращают время возникновения каньонов и позволяют установить, что многие из них имеют не очень древнее происхождение. Находки отложений позднеледникового времени на дне некоторых каньонов восточного побережья позволяют предположить, что их возраст может быть допоздневисконсинским.

Открытие 300-метрового слоя рыхлых отложений, выполняющего дельту Миссисипи, внутрь которой входит одноименный каньон, и плейстоценовый возраст этих отложений лишний раз подтверждают наши аргументы. Расположение каньонов близ банки Джорджа и у Лофотенских островов в Норвегии совершенно не связано с той системой рек, которая возникла бы, если уровень моря в настоящее время был бы понижен.

Наиболее вероятным объяснением этого несоответствия является предположение, что бóльшая часть поверхности, ныне занятой каньонами, в то время, когда врезались каньоны, была покрыта ледниками и ледниковые потоки прорывали каньоны. Отсутствие каньонов близ ледниковых трогов в указанных областях может быть объяснено действием ледниковых языков, которые в этих местах заходили вниз на материковый склон.

Многочисленные находки гравия, галек и мелководных раковин на больших глубинах. Исследование морского дна показывает присутствие такого рода мелководных отложений на больших глубинах [Шипард и Эмери, 21, *141—142*], и трудно объяснить это иначе, как всеобщим погружением в недалеком прошлом.

ЗАТРУДНЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ГИПОТЕЗОЙ ЛЕДНИКОВОГО КОНТРОЛЯ И КРАЕВЫХ ПОДНЯТИЙ

Вышеприведенные доказательства значительных понижений уровня во время оледенения производят выгодное впечатление, особенно на фоне других гипотез, изобилующих слабыми пунктами, и дают возможность составить цельную картину процесса. Однако не следует пренебрегать и теми затруднениями, с которыми сталкивается эта гипотеза. Необходимо не только побороть установившееся предубеждение, что плейстоценовые ледники были значительно более мощными, чем ныне существующие в Гренландии, но объяснить присутствие каньонов в Средиземном и Японском морях ниже порога глубин этих морей. Также, повидимому, не имеется доказательств, что климаты земли в течение плейстоцена испытывали воздействие столь большого понижения уровня, если не принять, что этот эффект был связан с общим похолоданием, которое и вызвало оледенение. Наконец, имеются некоторые факты, требующие для своего объяснения понижения уровня большего, чем на 1800 *м*, — понижения, которое укладывается в пределы ледниковой гипотезы.

Здоровый скептицизм в отношении гипотезы понижения уровня уместен, но было бы неправильно отбросить все ее доводы как негодные и предложить одну из новых гипотез образования подводных каньонов из числа тех, что привлекают воображение, но не соответствуют прогрессу в океанографических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bucher W. H., «Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, 489—512, 1940.
2. Daly R. A., «Origin of submarine canyons». *Am. Jour. Sci.*, 5th series, **31**, 401—420, 1936.
3. De Andrade C. F., «Os Vales submarinos Portugeses». Direcção Geral de Minas E. Servicos Geologicos, Summary in English, 1938.
4. Eckis Rollin, «South coastal basin investigations. Geology and ground water storage capacity of valley fill». *Calif. Dept. Public Works, Water Resources Division, Bull.*, **45**, 1934.
5. Emery K. O. and Shepard F. P., Lithology of the sea floor off southern California». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, 444, 1945.
6. Fisk H. N., Geological investigation of the alluvial valley of the lower *Mississipi River*». *War Department, Corps of Engineers, U. S. Army Mississipi River Commission, Vicksburg*, 16 + pl. 11, 1944.
7. Fretz A. N., «The level of the ocean during the Cenozoic Era». *Science, n. s.*, **87**, 346—347, 1938.
8. Hess H. H., «Drowned ancient islands of the Pacific Basin». *Am. Jour. Sci.*, **244**, 772—792, 1946.
9. Hull Edward, Sub-oceanic physiography of North Atlantic Ocean. Edward Stanford, London, 1912.
10. Johnson D. W., The origin of submarine canyons. Columbia University Press, 1939.

11. Joly J., Surface history of the earth. Oxford University Press, 1925.
12. Kelley V. C., «Ceology of the westernmost Santa Monica Mountains, California». *Proc. Geol. Soc. Am.*, **311—312**, 1935.
13. Kuenen Ph. H., «Two problems of marine geology: atolls and canyons». *Verhandelingen der Koninglijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde Tweede Sectie*, **XLIII**, No. 3, 1947.
14. Герасимов И. П. и Марков К. К., Ледниковый период на территории СССР. *Тр. Ин-та географии*, вып. XXXIII, изд. АН СССР.
15. Matthes F. E., «History of faulting movements at the east front of the Sierra Nevada as indicated by dislocated moraines». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, 1955, 1939.
16. Murray H. W., «Submarine mountains in the Gulf of Alaska». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52, 333—362, 1941.
17. Osterhoudt Walter, «A buried Mississippi valley». *Paper presented before Geological Society of America*, Dec. 28, 1946.
18. Pettersson H., «Oceanographic work in the Mediterranean». *Geog. Jour.*, **107**, 163—166, 1946.
19. Shepard F. P., «Nondepositional physiographic environments off the California Coast». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 1869—1886.
20. Shepard F. P., «Submarine topography of the Gulf of California». (To be published as part of a special paper, Geol. Soc. Am.)
21. Shepard F. P. and Emery K. O., «Submarine topography off the California Coast». *Geol. Soc. Am., Special Paper*, No. 31, 1941.
22. Smith P. A., «The submarine topography of Bogoslof». *Geog. Rev.*, **27**, 625—636, 1937.
23. Spencer J. W., «Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **14**, 207—226, 1903.
24. Stetson H. C., «Geology and paleontology of the Georges Bank canyons». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, 339—366, 1936.
25. Veatch A. C. and Smith P. A. «Atlantic submarine valleys of the United States and Congo submarine valley». *Geol. Soc. Am., Special Paper* **No. 7, 1939.**

Глава 10

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ

ОБЗОР ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Геологами и биологами написано множество книг о коралловых рифах. Происхождение этих рифов, а также их внутренних лагун — одна из наиболее горячо обсуждавшихся научных проблем. Как и в случае с подводными каньонами, к разрешению этого спорного вопроса было привлечено немало известных геологов. Но не менее внушительно выглядит и список биологов, выступивших по тому же поводу.

По следующим причинам геологам, прежде чем приступить к разбору различных гипотез о происхождении коралловых рифов, необходимо ознакомиться с имеющимся фактическим материалом: в геологической литературе существует много ошибочных мнений по вопросу образования коралловых рифов; вместе с тем в ней отсутствуют существенные данные экологических исследований и мало внимания уделено результатам работ экспедиции на «Снеллиусе» [Кьюнен, 18]. Далее следует отметить, что в 1940—1947 гг. благодаря огромному количеству промеров, произведенных в лагунах коралловых рифов, и изучению явлений, сопровождавших испытание атомной бомбы в Бикини, были собраны материалы, которые позволяют дать иную интерпретацию многим фактам.

Определение понятия «коралловые рифы». Название это было применено для карбонатных отложений, которые в той или иной степени содержат кораллы. Хоффмейстер и Ладд [16] применяли этот термин, даже описывая гряды, сложенные некоралловыми известняками. К той же категории все авторы, повидимому, относят и рифы, образованные известковыми водорослями в районах тропических островов. В некоторых местах рифы состоят из масс фораминифер, моллюсков и других организмов с известковыми раковинами, скрепленных кораллами и известковыми же водорослями. Активно растущие колонии кораллов распространены широко, но лишь изредка скелеты их являются главным элементом, слагающим рифы.

Несмотря на различие состава карбонатных пород, слагающих коралловые рифы, они обладают специфическими чертами, которые отличают эти породы от других известковых отложений. Мощные колонии кораллов и огромные скопления литотамний и

других известковых водорослей образуют компактные массы породы. Эти массы нарастают кверху и бывают ограничены отвесными склонами, иногда покрытыми шлейфами обломочного материала. Эти бесструктурные тела с брекчиевидными глыбами и массами кораллов и корковых водорослей не следует смешивать со слоистыми известняками, образующимися на некоторых банках и в лагунах тропического пояса.

Выделяются четыре основных типа коралловых рифов, изображенных на фиг. 85:

1. Окаймляющие рифы — вырастают непосредственно у берега и частично обнажаются вдоль него при отливе.

2. Барьерные рифы — отделены от берега лагунами.

3. Атоллы — рифовые образования, окаймляющие лагуны и имеющие овальные очертания. В лагунах атоллов располагаются только слегка приподнятые рифы и небольшие песчаные банки.

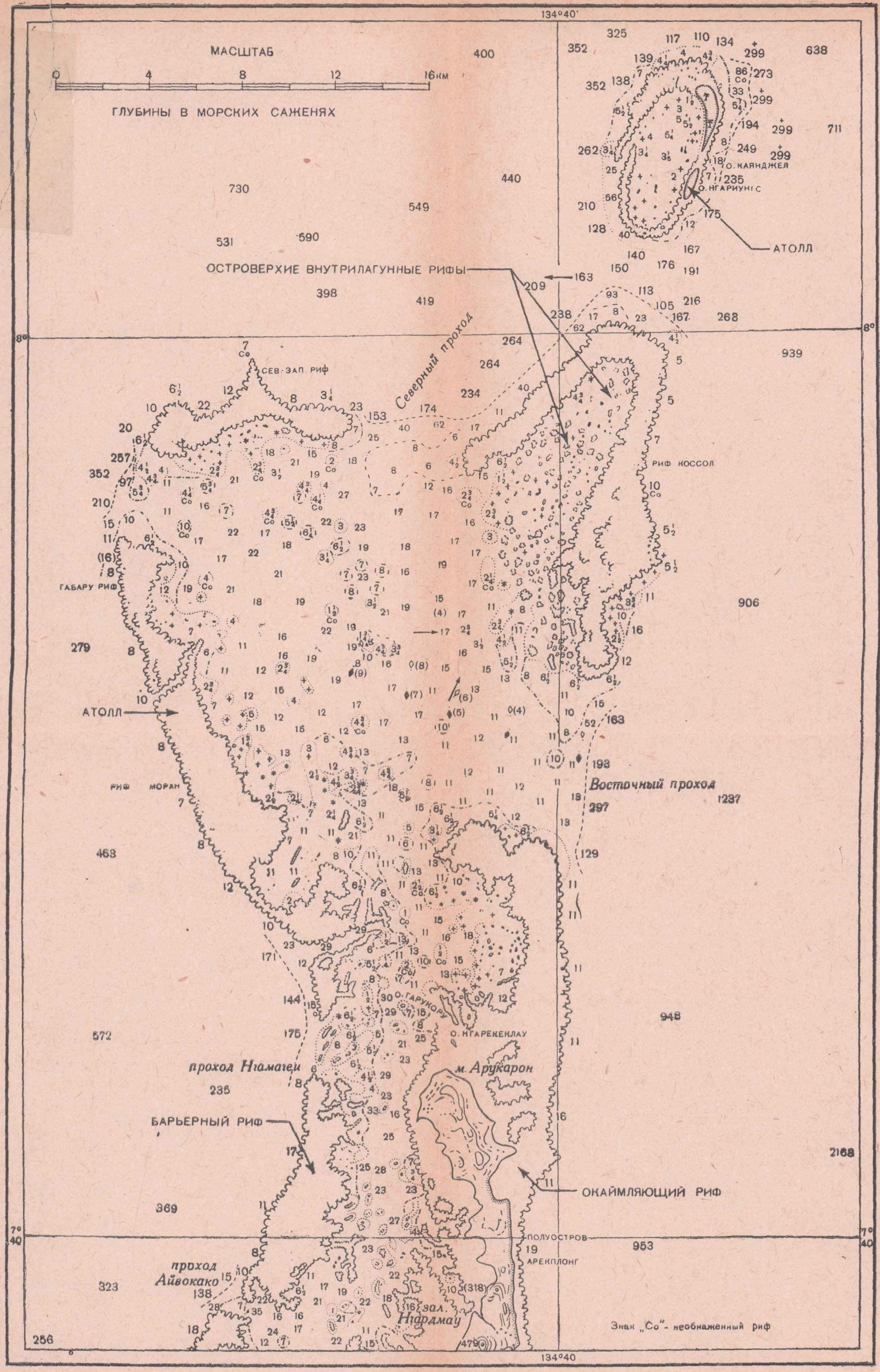
4. Внутрилагунные рифы. Этот тип в геологической литературе упоминается весьма редко. Он представлен островерхими коралловыми рифами преимущественно небольших размеров, выступающими со дна лагун и зачастую близко подходящими к уровню воды. Картирование во время войны и при испытаниях атомной бомбы в Бикини выявило, что этот тип заслуживает детального изучения.

Все эти типы связаны между собой переходными видами коралловых рифов.

Экология рифов. Первые исследования в области экологии коралловых рифов были произведены величайшим из биологов — Чарльзом Дарвином [1]. В ряду других биологов, доставивших науке ценные сведения из этой области, следует упомянуть А. Агассиза, А. Г. Майора, Т. В. Вогана, С. М. Ионге, Д. С. Гардинера, С. Кроссланда и С. Х. Эдмондсона. Результатом работ названных ученых было частичное выявление наиболее благоприятных и ограничивающих условий роста рифообразующих кораллов и водорослей.

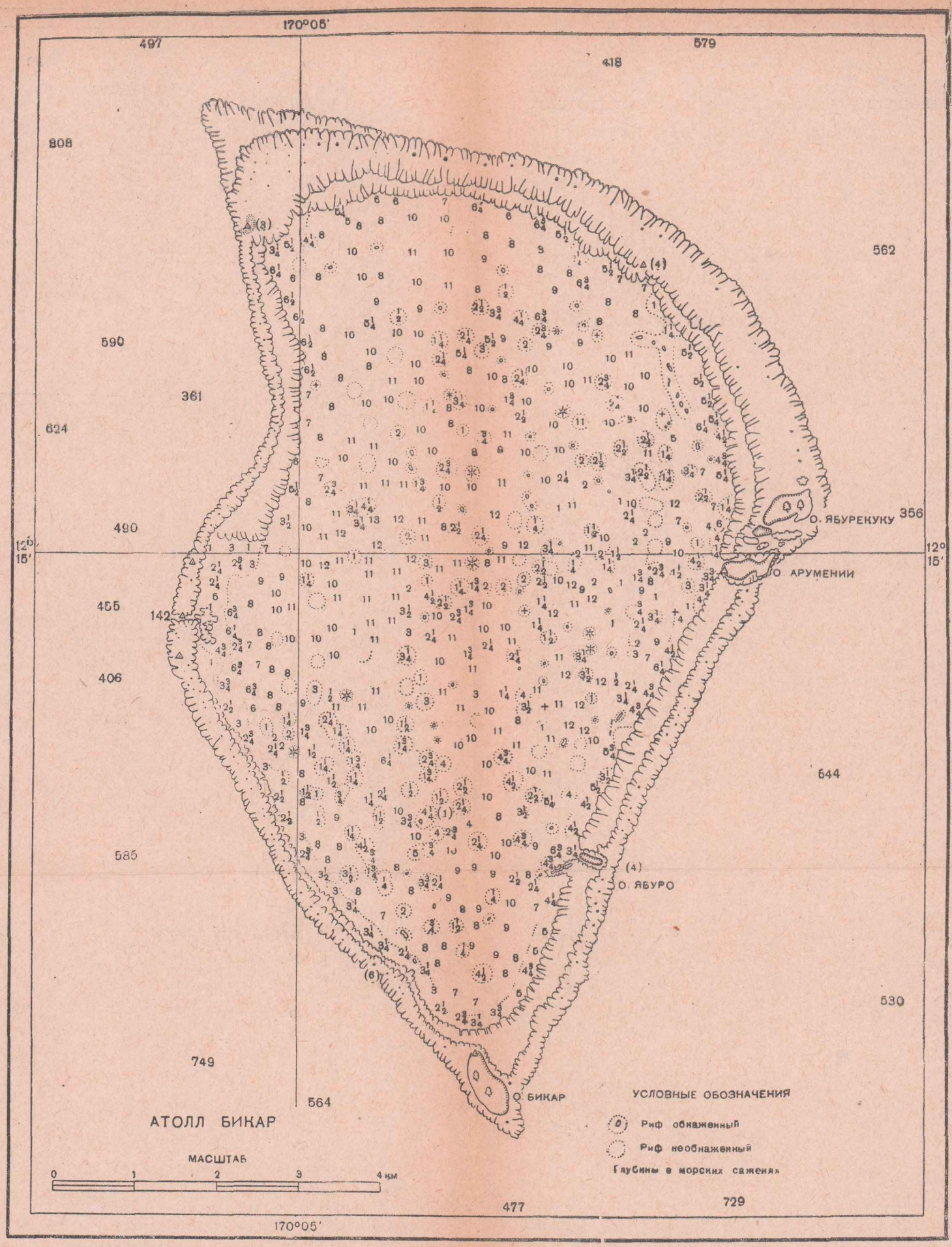
Воган [29] указывает, что энергичный рост коралловых рифов возможен на глубинах до 46 *м* там, где имеется твердое дно, активная циркуляция воды, хорошее снабжение пищей, сильное освещение и где температура воды не ниже 18° и соленость равна 27—38‰. Следующим условием, важным как для активного роста, так и для сохранения жизни колоний кораллов, является

[1] За 10 лет до Дарвина первые соображения об образовании кораллов высказал великий русский мореплаватель Ф. Беллинсгаузен. Эти соображения были развиты затем в теории Мэррея (см. Ступишин А. В., Известия Всесоюзного географического общества, № 3, 1950). (*Прим. ред.*)



Фиг. 85. Примеры четырех главных типов коралловых рифов острова Палау. (Карта 5423 Гидрографического управления военно-морского флота США).

Зак. 2168. Ф. Шепард.



Фиг. 87. Атолл Бикар, в основном заполненный коралловыми постройками. (Карта 6024 Гидрографического управления военно-морского флота США.)

Зак. 2168. Ф. Шепард.

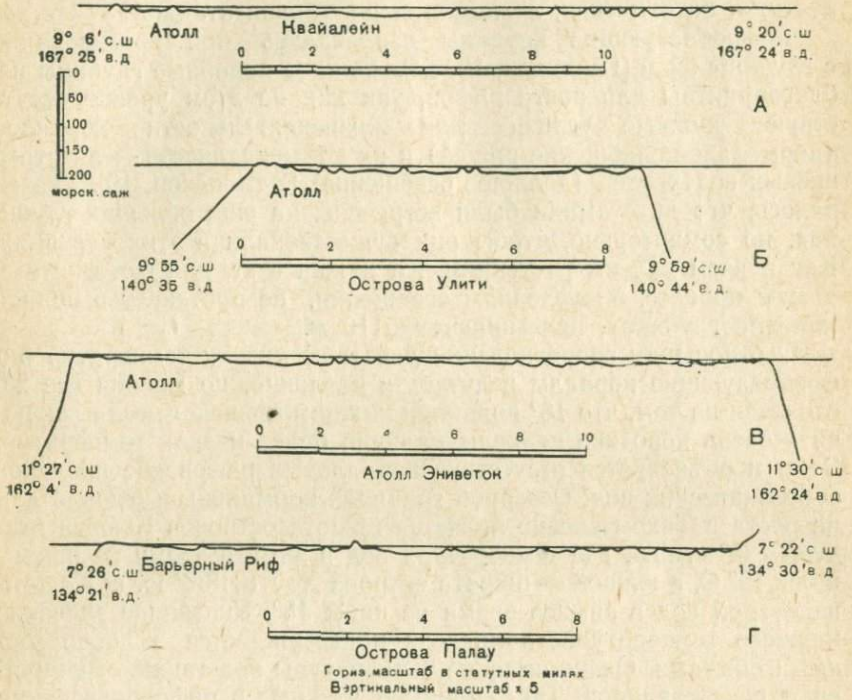
постоянное их пребывание в воде, хотя кораллы и могут переносить кратковременные спады воды, ведущие к обнажению дна в периоды низких отливов [Эдмондсон, **10**, *52*]. Следует отметить, что литотамнии не требуют соблюдения этого условия. Располагаясь по краям рифов, и особенно с их наветренной стороны, они растут и на отметках, лежащих выше уровня отлива.

Рифообразующие кораллы извлекались при драгировании с глубины 92 *м* [Гардинер, **13**, *64*]. Однако подобные глубины неблагоприятны для роста рифов, так как на этом уровне отсутствуют нужные условия для жизнедеятельности кораллов (нормальное снабжение пищей) и их комменсалистов — литотамниевых водорослей (должное освещение) [Эдмондсон, 10]. Указывалось, что литотамнии были встречены на еще бо́льших глубинах, но сомнительно, чтобы они существовали в этих условиях. Как и всем другим растениям, им нужен свет для фотосинтеза, а этот процесс, по условиям освещения, не протекает в полной мере на глубинах, превышающих 110 *м*.

В отношении сопротивления действию низких температур рифообразующие кораллы ведут себя различно, но мнения все же сходятся на том, что 18° являются нижним пределом, если исключить очень короткие периоды наличия более низких температур. Этим и объясняется отсутствие коралловых рифов вне пределов субтропических вод. Северной границей нормальных условий для их роста в Тихом океане является широта островов Кьюр и Мидуэй (28° с. ш.), где температура вод в зимнее время не падает ниже 19° С, а южной — широта острова Хоу (31°30′ ю. ш.) с температурой вод в зимнее время не ниже 18°. Указанное значение нижнего температурного предела подтверждается и лабораторными опытами. Очень высокие температуры вод также ограничивают рост кораллов. Так, например, важные в рифообразовании группы кораллов не способны переносить температуру в 34,5° более 30 минут [Майор, **21**, *18*]. Майор в этом случае указывает на район Самоа, где, повидимому, изредка имеет место губительное для кораллов повышение температуры воды.

Изучение Воганом [29] и Хоффмейстером и Ладдом [16] субстрата для роста коралловых рифов показало, что он может быть различным, но, однако, Воган исключает заиленные участки дна, считая их неблагоприятными для рифообразования. Отсутствие кораллов на таких участках объясняется загрязненностью воды взмученным илом, как это подтверждается и работой Эдмондсона [**10**, *49*]. Последний, исследуя риф Вайкики (остров Оаху), пришел к выводу, что рост этого рифа был приостановлен в заиленном месте, близ устья некогда впадавшего в море потока. Его опыты показали, что большинство рифообразующих кораллов лишь в течение весьма короткого промежутка времени может без ущерба существовать, будучи погребено под илом.

Имеются, однако, данные, которые свидетельствуют, что на жизнедеятельность кораллов не оказывает вредного влияния взвешенный в воде ил. Например, Ладд и Хоффмейстер [**20**, *82*] обращают внимание на наличие рифов при устье реки Рева (острова



Фиг. 86. Разрезы (*А* — *Г*) через лагуны типичных атоллов и барьерных рифов. Обратите внимание на большое количество внутрилагунных островерхих рифов. Глубина лагун, в промежутках между внутрилагунными рифами, близка к 46 *м*.

Фиджи), «несмотря на громадные количества ила, поставляемого рекой в этот район». Кьюнен [**18**, *65*] также отмечает, что в периоды разливов рек рифы покрываются илом без особого вреда для существования кораллов. Известно, кроме того, существование рифов у южного побережья одного из Гавайских островов — острова Молокаи, несмотря на загрязненность, присущую водам, омывающим этот остров [1]. При этом на северном побережье острова, где вода обычно чиста, рифы отсутствуют.

[1] Я плавал близ рифа Каунакакаи и находил живые кораллы в местах, где видимость в воде через стеклянную маску не превышала 30 *см*.

Возможно, что решающим фактором в этих случаях является не взвешенный в воде ил, а опреснение морской воды реками. Ведь, как известно, кораллы чрезвычайно плохо переносят условия низкой солености, и Майор [**21**, *24*] приводит пример их массовой гибели на Паго-Паго в воде, опресненной большим разливом рек.

Складывается общее впечатление, что наиболее энергично кораллы растут на внешнем крае рифа, особенно с наветренной стороны, так как здесь условия питания наиболее благоприятны и вода чище. Однако до сих пор мы еще не располагаем достаточно убедительными данными для суждения о наиболее благоприятной обстановке для роста кораллов. Майор [**21**, *5*] установил, что род *Acropora* особенно хорошо развивается на краях рифов в то время как род *Porites* и некоторые другие роды благополучно существуют во взмученной воде, вдали от зоны прибоя. Касаясь источников питания кораллов, необходимо отметить, что планктонные сетки, при ловле планктона в районах распространения коралловых рифов, доставляют копепод — основную пищу кораллов — в большем количестве из лагун, нежели из вод у краевых рифов. Некоторые из наиболее активно растущих коралловых рифов встречаются в лагунах. И если в лагуне, образованной барьерным рифом, налицо обильное питание, — береговой риф начинает развиваться настолько интенсивно, что в конце концов заполняет лагуну и присоединяет к себе барьерный риф. В лагунах многих атоллов встречаются в большом количестве бурно растущие островерхие рифы. Темп их роста таков, что они способны в течение нескольких тысяч лет целиком заполнить лагуну, если не изменятся условия существования. На фиг. 87, иллюстрирующей это положение, изображен атолл, лагуна которого уже в большей своей части заполнена рифами.

Скорости роста коралловых рифов были экспериментально установлены Воганом [29] и Майором [21]. При исключительно благоприятных условиях они оказались равными 35 *м* в тысячу лет для *Acropora* (краевые части рифов) и 17,6 *м* в тысячу лет для *Porites* (лагуны). Однако указанные скорости значительно превышают реальные, так как следует иметь в виду, что не одни только кораллы принимают участие в строении рифов. Все же можно считать, что скорость роста коралловых рифов весьма высока. Именно благодаря этому коралловые рифы столь удачно могут приспособиться и к медленному погружению островов или (что все равно) к подъему уровня океана. При оптимальной скорости роста, при наличии обильного питания и других благоприятных условий рифы сохраняются, несмотря на погружение их оснований.

Глубины и характер дна лагун. По мнению некоторых исследователей, дно лагун коралловых рифов совершенно плоское.

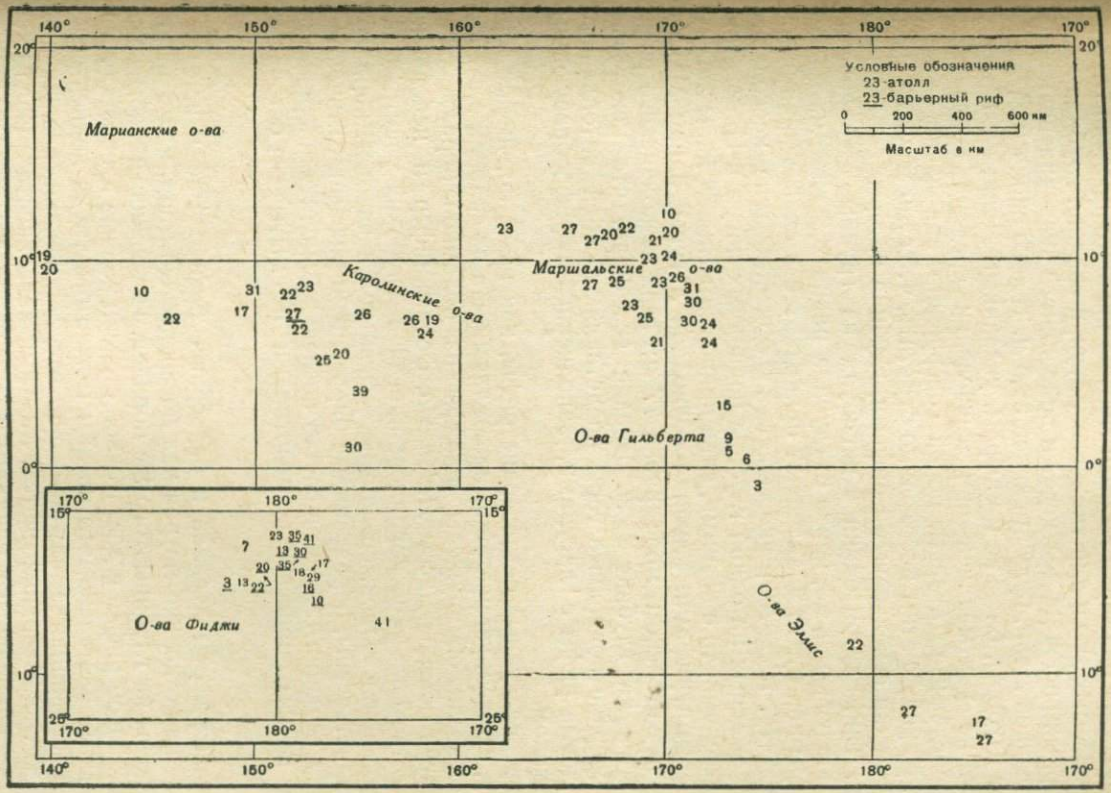
Дэли (4, *67*), например, утверждает, что «если исключить некоторые выросты колоний кораллов, дно каждой лагуны является почти совершенно горизонтальным». Он также считает, что лагунам свойственны глубины, равные 64—73 *м*, и что эти глубины создаются в результате отложения осадков на твердом дне, расположенном на глубине около 90 *м*. Раковины и другие скелетные остатки, по его предположению, выстилают дно и делают его «плоским, как биллиардный стол».

Хотя Дэли и выбрал для иллюстрации своих выводов лагуны самые глубокие и с наиболее плоским дном, но при просмотре карт даже в этом случае создается впечатление, что ни плоское дно, ни отмеченные для этого дна глубины в 64—73 *м* ни в какой мере не характерны для лагун. Просмотр нескольких сот карт, на которых зафиксированы результаты очень ценных американских и японских исследований, и ознакомление с данными предварительных съемок, произведенных на основе детальных промеров глубин в атолле Бикини во время испытания атомной бомбы [1], приводят к заключениям, диаметрально противоположным воззрениям Дэли. Оказывается, типичные лагуны имеют много островерхих коралловых рифов, отвесно поднимающихся со дна, которое скорее похоже на нефтяное поле, усеянное вышками, чем на «биллиардный стол». Внутрилагунным рифам присущ энергичный рост; крутые склоны их, согласно Эмери, покрыты шлейфом коралловых обломков. Подобные же склоны, если судить по опубликованным промерным данным, имеют внутренние края атоллов и барьерных рифов. Однако этого не было отмечено при промерах в Бикини и в других местах.

Внутрилагунные островерхие рифы разделяются или относительно плоскими участками дна, или своеобразными каналами, зачастую очень неправильных очертаний, которые углублены на 18—35 *м* относительно дна лагуны, и небольшими возвышениями, представляющими, может быть, начальные стадии развития внутрилагунных рифов. Неправильность строения дна типичных лагун прекрасно заметна с воздуха. Бесчисленные отмели отчетливо различаются в прозрачной воде; во многих местах рифы кажутся разросшимися до такой степени, что почти полностью занимают всю лагуну, образуя относительно ровную поверхность с малым числом каналов. В некоторых лагунах, правда, глубины кажутся примерно одинаковыми, но возможно, что это впечатление создается на основе недостаточно детальных наблюдений.

Глубины наиболее плоских участков дна лагун колеблются в значительных пределах, но средние глубины лагун атоллов, относящихся к одной группе, имеют близкие значения (фиг. 88). Несмотря на наличие отклонений, лагуны редко характеризуются

[1] Съемка произведена под руководством К. О. Эмери.



Фиг. 88. Карта средних глубин лагун главного района распространения атоллов в юго-западной части Тихого океана (в морских саженях).

глубинами свыше 90 *м*; средняя глубина лагун атоллов определена в 45 *м* [1]. Она примерно на 29 *м* меньше нижнего предела глубин, определяемых Дэли для типичных лагун, а средняя глубина лагун барьерных рифов не достигает и половинного значения величины, исчисленной Дэли, будучи равной 38,5 *м*. Только около 10% лагун имеют глубины, близкие к цифрам, указанным Дэли; но и в этом случае не учитывались при вычислении средних показателей многочисленные атоллы, порой совершенно заполненные осадками. Наряду с этим необходимо отметить, что существуют коралловые банки с кольцевыми рифами, глубина которых превышает 180 *м*. Так, внутри банки Кинг-Фуад из группы Мальдивских островов [Сьюэлл, 28, карта 6] глубина равна 238—247 *м*, причем промеры как будто улавливают приподнятость одного края рифа. Кьюнен [18, *104—109*] указывает на существование нескольких расположенных на одной глубине подводных лагун в Индонезии, то с высокими, то с низкими, едва приподнятыми над дном лагуны кольцевыми рифами. Глубина подводной лагуны банки Маклсфилд в Китайском море равна 77 *м*; верх ее кольцевого рифа находится на глубине 24 *м*. Вполне возможно, что некоторые плосковерхие подводные горы представляют собой затопленные коралловые рифы с лагунами, заполненными рифообразующим материалом.

Внутрилагунные островерхие рифы, как известно, имеют верхушку, сложенную растущими кораллами. На их склонах в атолле Бикини были обнаружены шлейфы из обломков кораллов. На дне лагун обычны массы *Halymeda*, фораминифер и небольшие количества обломков кораллов; иногда в глубоких участках залегает тонкий осадок, обычно известный под названием кораллового ила. Лагуны, образованные барьерными рифами, отличаются по типу осадков, так как в состав последних входят минеральные пески и илы, нанесенные водотоками и смытые с островных берегов.

Особые черты атоллов и барьерных рифов. Рифы или выдаются на несколько метров над поверхностью моря, или бывают погружены на глубины того же порядка. Поверхности многих покрытых водой рифов в достаточной степени ровные и обнажаются при отливе настолько, что по ним можно без труда ходить пешком. В большинстве случаев они несут признаки разрушения прибоем своих верхних частей. Местами поверхности рифов рассечены неправильными каналами и имеют провалы. Рифы, превышающие уровень океана, сходны с уже описанными (фиг. 89).

---

[1] Интересно сопоставить эти цифры с данными о средней глубине лагун Маршальских и Каролинских островов и островов Гильберта (41,5 *м*)[Наджент, 23.

Фиг. 89. Ущелье в поднятом коралловом рифе, вероятно сходное с ущельями, рассекающими рифы, расположенные на уровне океана. [Фото Эльшнера, 11.]

Плавая по подводным рифовым каналам в стеклянной маске, можно видеть, что стенки их имеют большое количество каверн, глубоко проникающих в тело рифа под его поверхностью. Внутренности каналов обычно представляют собой красивое зрелище, так как их стенки и пещеры обрастают причудливо ветвящимися колониями кораллов и вода изобилует большими стаями ярко окрашенных тропических рыб, находящих здесь убежище. Поверхность рифов, сложенная живыми колониями кораллов, должна все время находиться под водой, за исключением периода самых низких весенних отливов. Рифы, осушаемые в течение длительного времени, мертвеют и приобретают унылый, непривлекательный вид, резко контрастирующий с красотой живых рифов. Однако многие такие мрачные рифы, располагающиеся выше уровня отлива, покрыты массами живых водорослей. Как правило, с наветренной стороны атоллов рифы немного выше, чем с подветренной, но имеется и ряд исключений. Прибой с наветренной стороны благоприятствует обычно росту известковых водорослей, таких, как литотамнии, которые и способствуют нарастанию рифа в этой зоне.

Внешние склоны коралловых рифов. Внешние края коралловых рифов обычно имеют очень крутые склоны, которые порой уходят в океанические глубины; однако иногда они быстро выполаживаются и переходят в узкие шельфы. На одном разрезе атолла Бикини часть склона с подветренной стороны почти вертикальна на протяжении 55 *м* [Эмери, 12], а на острове Элейтера (Багамские острова) Чок [27] обнаружил «клиф» на глубине от 55 до 183 *м*. Возможно, внешние склоны коралловых островов круче склонов вулканических островов. Кьюнен [18, *95—98*] обратил внимание на крайне крутые склоны группы рифов Индонезии, обнаружив, что «практически все атоллы имеют склоны круче 45° до глубины в 365 *м*. Во многих случаях склоны, характеризующиеся таким углом, продолжаются и ниже, до глубин в 915—1100 *м*»; при этом он привел примеры склонов, близких к вертикальным. По его мнению, крутизна склонов не находится в зависимости от размеров атоллов, наличия или отсутствия лагун в них и замкнутости или разомкнутости рифовых колец. Детальные промеры глубин в районе Бикини показали, что краевой клиф сменяется внизу склоном с углом почти в 25°. Другие примеры таких склонов, продолжающихся до глубины 1830 *м*, можно найти на картах района Маршальских островов.

Наряду с атоллами, склоны которых уходят в океанические глубины, существует значительное число атоллов, возвышающихся на платформах или материковых склонах; примеры их можно найти около северо-восточного побережья Австралии и в районе островов Фиджи.

Геофизические исследования и бурение в области рифов. Сейсмические исследования, проведенные в связи с испытанием атомной бомбы в Бикини [Добрин и др., 9], выявили три зоны с различными скоростями распространения волн. Первая зона, до глубины 600 *м*, сложена материалом, сходным с продуктами современного осадкообразования; вторая зона, нижняя граница которой лежит на глубинах от 1500 до 3900 *м*, может быть сложена или пирокластическим материалом, или известняком. Эта зона, очевидно, подстилается магматическими породами.

Получила большую известность скважина, пробуренная в атолле Фунафути в 1897 г., долгое время считавшаяся уникальной. Она была доведена до глубины 330 *м* (ниже уровня океана). Буровой журнал по небрежности был плохо сохранен, при определении пород допущены были ошибки, но в общем виде разрез, судя по данным, содержащимся в отчете, представленном в период производства работ [Хинде, 15], имеет такой вид:

1. 0—45 *м* — растущие на месте кораллы, смешанные с фораминиферами и другими организмами;
2. 45—224,4 *м* — преимущественно обломочный материал, состоящий в основном из фораминифер и органического детрита. Содержит малое количество кораллов;
3. 224,4—333,6 *м* — горизонт, сходный по составу с горизонтом 0—45 *м*, но доломитизированный.

Хинде заключает, что разрез полностью представляет собой единый комплекс рифовых пород, но средняя его зона некогда подверглась деструктивным изменениям.

Другая, менее глубокая скважина в лагуне Фунафути прошла горизонт 0—21 *м*, состоящий из несцементированных скоплений *Halymeda*, находящихся в настоящее время на дне лагуны, и углубилась в обломочный известняк с кораллами и фораминиферами, сходный с известняком верхнего горизонта главной скважины.

В кернах двух скважин, пробуренных на квинслендских рифах, расположенных к северо-востоку от Австралии, кораллы встречались до глубин 120 и 135 *м*; ниже было пройдено 60 *м* песка и 84 *м* грубого песка [Ричардс, 26]. Скважины на Бермудских островах [Пирсон, 25] вышли из верхней коралловой зоны на глубине 73,5 *м*; ниже они прошли до глубины 136,5 *м* выветрелыми породами, затем встретили горизонт вулканогенного песка и гравия, подстилавшегося базальтами.

На уединенном острове Северное Бородино, находящемся в 374 *км* к востоку от Окинава, японцы произвели бурение до глубины 424,8 *м*. Описание керна, данное Хунзавой [17], показало, что скважиной пройдено 210 *м* плотного известняка с большим количеством рифообразующих кораллов. Включения эти были пре-

вращены в коралловый песок, и был обнаружен только один крупный обломок подобных кораллов [1]. По всей длине керна были встречены мелководные и теплолюбивые виды фораминифер.

В настоящее время нефтяной компанией проводятся работы по глубокому бурению на Багамских островах и, по имеющимся сообщениям, скважина еще не встретила вулканогенного материала.

Сказанное выше является, повидимому, полной сводкой данных по бурению в области коралловых рифов. Сделано еще не так много, и будущих исследователей коралловых рифов ожидает широкое и благодарное поле деятельности.

ГИПОТЕЗЫ О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОРАЛЛОВЫХ РИФОВ

Основной темой при обсуждении проблемы коралловых рифов являлось происхождение лагун барьерных рифов и атоллов. Для разрешения этой проблемы создано много гипотез [2], которые можно подразделить на три группы:

1. Гипотезы, основанные на предположении о погружении оснований рифов синхроничном росту последних.
2. Гипотезы, построенные на предположении о колебаниях уровня океана как специфических условиях, вызвавших образование лагун.
3. Гипотезы, основанные на предположении о том, что рифы возникли и развивались на предварительно возникших основаниях, независимо от изменений уровня океана.

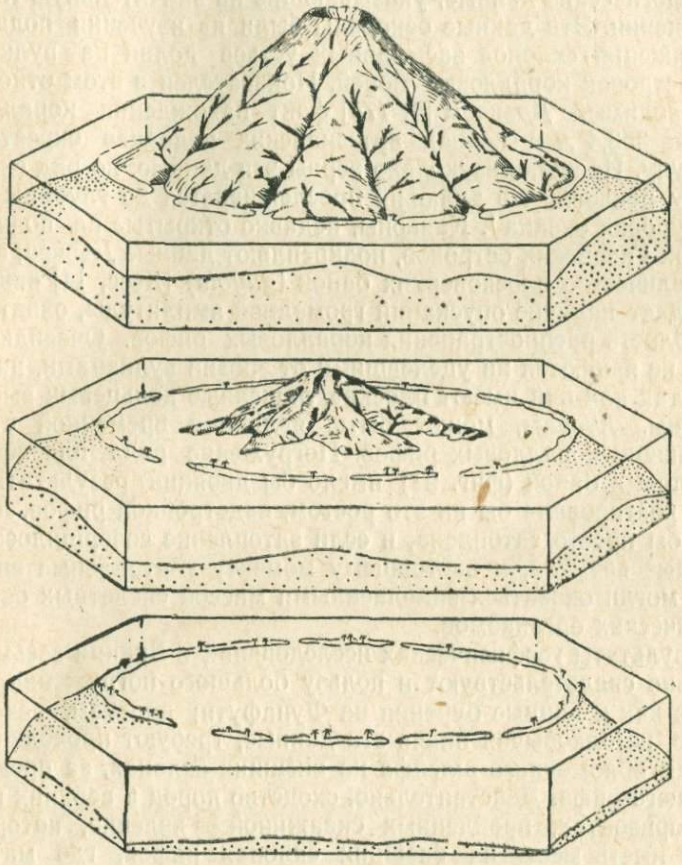
Большинство авторов пыталось объяснить происхождение лагун, основываясь лишь на одной из приведенных гипотез, и лишь немногие отдавали себе отчет в сложности изучаемых явлений.

Гипотеза погружения Дарвина. Разработка гипотезы погружения была начата Чарльзом Дарвином, и, подобно многим его идеям, основана была на наблюдениях, которые он проводил во время длительного плавания на «Бигле». Как явствует из фиг. 90, гипотеза эта чрезвычайно проста. Согласно Дарвину, одновременно с погружением основания какого-либо вулканического острова с той же скоростью происходит рост кораллового рифа. Поскольку более интенсивный рост наблюдается на внешнем крае, то сперва возникает барьерный риф, отделенный от

[1] Когда эти материалы направлялись в печать, я получил письменное сообщение Кьюнена [19] о бурении в атолле, расположенном к северо-востоку от Борнео. Скважина в 500 *м* глубиной не достигла основания толщи осадков лагуны.

[2] См. работу Дэвиса [8], в которой дан наиболее полный обзор всех гипотез (за исключением теорий, выдвинутых в последние годы).

острова лагуной, а затем, при дальнейшем и полном погружении острова, на его месте, в конечном счете, остается лагуна, окруженная атоллом. При этом предполагается, что в ходе погружения лагуна заполняется осадками — продуктами эрозионной дея-



Фиг. 90. Стадии превращения береговых рифов в атоллы по гипотезе Дарвина.

тельности, разрушающей окружающие рифы, и жизнедеятельности ее органического населения.

Если бы Дарвин и его сторонники оценили значение процесса роста кораллов внутри лагун, они встретили бы, пожалуй, менее враждебный прием на определенной стадии развития своей гипотезы.

Данные, свидетельствующие в пользу гипотезы погружения, были получены уже давно при геоморфологических исследова-

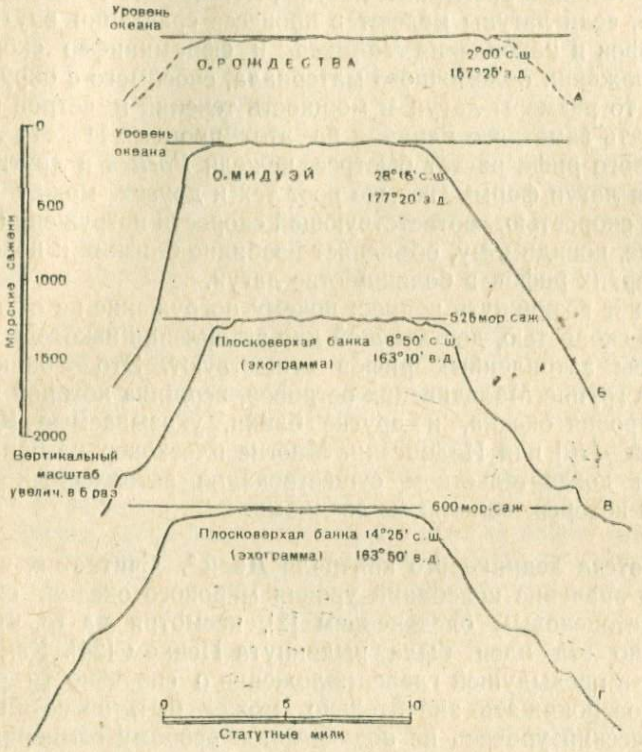
ниях Дэна [5], обратившего внимание на многочисленные ингрессионные заливы коралловых островов. Дэна истолковал эти заливы как индикаторы погружения. Работами Дэвиса [8] и многими другими более ранними исследованиями удалось выявить новые геоморфологические данные, указывающие на значительную глубину погружения. Эти данные основаны были на изучении подводных продолжений склонов засыпанных устьев долин на вулканических островах коралловых морей. Показателен в этом отношении и приводимый Дэвисом [8, *176*] факт нахождения кораллов на глубине 353,4 *м* в кернах артезианских колодцев окрестностей Гонолулу. Не знаю, насколько верны эти данные, но ряд скважин в Оаху показал, что аллювий прослеживается до глубины 300 *м* ниже уровня океана [1]. Каньоны, недавно открытые на подводных склонах Гавайских островов, подкрепляют данные Дэвиса, а большое количество плосковерхих банок (*guyots*) [Хесс, 14] явно подтверждает наличие опусканий громадной амплитуды, охвативших всю область распространения коралловых рифов. Очевидно, эти банки не являются ни уцелевшими от эрозии вулканами, ни атоллами, так как они имеют плоские, лишенные кольцевых выступов вершины. Атоллы, может быть, являются временной стадией в эволюции коралловых рифов. Погружение ряда плосковерхих коралловых банок (фиг. 91) имело бы двоякий результат: часть банок реагировала бы на это ростом, надстройкой рифов, а часть была бы просто затоплена, и если затопление совершилось в отдаленные времена, к настоящему моменту центральные впадины банок могли оказаться заполненными массой скелетных остатков пелагических организмов.

Результаты геофизических исследований в Бикини весьма убедительно свидетельствуют в пользу большого погружения, точно так же как и данные бурения на Фунафути; впрочем, некоторые ученые, истолковывая иначе эти данные, требуют проходки скважинами обломочного шлейфа на внешних склонах, за пределами растущего рифа. Действительно, сходство пород в верхних и нижних горизонтах, пройденных скважиной — явление, которое не может иметь места на внешних склонах рифов, где материал меняет свой характер с глубиной. Эмери [12], ссылаясь на исследования в Бикини, говорит, что «внешние склоны сложены обломками известковых водорослей, к периферии постепенно сменяющимися сперва тонким, а затем глобигериновым песком».

Шлейфы обломочного материала, окружающие растущие коралловые рифы, имеют, повидимому, склоны, крутизна которых не превышает 25—30°. Многочисленные случаи превышения этих пределов (данные Кьюнена и др.), вероятно, представляют собой примеры роста склонов, некогда образованных кораллами, что,

[1] Ряд местных геологов выражает сомнение в правильности этих данных.

в свою очередь, наводит на мысль об опускании оснований рифов. Однако при уклоне, превышающем 30°, даже очень небольшая ошибка в определении места может вызвать искажение в определении кривизны; поэтому правильно было бы произвести проверку степени точности промерных данных, на базе которых построены



Ф и г. 91. Разрезы, показывающие сходство в рельефе между плосковерхими банками (*guyots*) и коралловыми островами с почти заполненными осадками лагунами.

профили склонов. При работах в Бикини, отличавшихся высокой степенью точности, не было обнаружено обрывистых склонов, за исключением мелководья, в непосредственной близости к рифу. Не обнаружено их и на большинстве новых военно-морских карт Маршальских и Марианских островов. С другой стороны, Кьюнен [18, *90*], обосновывая концепцию роста рифов, обращает внимание на тот факт, что круглые атоллы Тёкинг Беси «расположены более или менее произвольно на почти горизонтальном плато» и возвышаются над основанием примерно на 900 *м*. Трудно представить их развитие, не учитывая фактора погружения.

Одним из главных доводов против гипотезы Дарвина было постоянство глубин лагун в атоллах самых различных размеров [1], причем даже в таких поясах, где течения и ветры чрезвычайно переменчивы [Наджент, 23, *775*]. В погружающихся лагунах привнос и отложение обломочного материала должны находиться в соответствии с размерами лагуны, мощностью течений и ветров. Однако, если лагуны мелеют в процессе срастания внутрилагунных рифов и накопления *Halymeda* и фораминифер скорее, чем при отложении обломочного материала, сносимого с окружающих рифов, то размеры лагун и мощность течений и ветров не будут оказывать заметного влияния на этот процесс. И хотя *Acropora* кольцевого рифа растет быстрее, нежели *Porites* и другие, обычные для лагун формы, все же рост тех и других может происходить со скоростью, соответствующей скорости погружения. Это положение, повидимому, объясняет изобилие близких к поверхности островерхих рифов в большинстве лагун.

Может возникнуть вопрос: почему погружение не осуществлялось со скоростью, достаточной для затопления некоторых рифов? Примеры затопленных рифов существуют. Это — банка Кинг-Фуад в группе Мальдивских островов, вершина которой на 238 *м* ниже уровня океана, и другие банки, указываемые Кьюненом [**18**, *104—110*] для Индонезии. Многие плосковерхие банки могут явиться доказательством существования затопленных атоллов, лагуны которых заполнены осадками.

Гипотеза ледникового контроля Дэли [2]. Считается, что Дэли выявил значение колебаний уровня мирового океана, связанных с плейстоценовым оледенением [2], несмотря на то, что первоначально эта идея была выдвинута Пенком [24]. Как мы уже видели в предыдущей главе, положение о способности растущих ледников понижать значительно, может быть на сотни метров, океанический уровень не подвергается особому сомнению. Пользуясь устарелыми взглядами и предполагая сходство между мощностями ледниковых покровов прошлого и современного ледникового покрова Гренландии, мы можем прийти к выводу Дэли о понижении уровня океана на 75 *м* [3]. Дэли доказывал также, что каждое понижение уровня океана сопровождалось похолоданием

[1] Средняя глубина больших лагун, видимо, превышает среднюю глубину меньших лагун, но постоянных соотношений между глубинами и размерами лагун не существует.

[2] Дружеское соперничество Дэли и Дэна в истолковании происхождения коралловых рифов тем более интересно, что они бок о бок работали в одном и том же геологическом учреждении. Эти ученые имели доступ к одним и тем же материалам, но пришли к диаметрально противоположным выводам.

[3] Террасы и общие глубины шельфов (глава 6) свидетельствуют, что именно такова была величина понижения уровня, по крайней мере в самые последние стадии ледникового периода.

океанических вод и их помутнением, то есть явлениями, губительными для подавляющего большинства рифообразующих кораллов. Вымирание же кораллов приводило к активизации абразии, так как острова лишались своих защитников — живых, а следовательно, и растущих, рифов. В силу этого, ниже существующего уровня океана были созданы абразионные платформы, а многие из островов были нацело абрадированы [1], тогда как другие приобрели шельфы, врезанные в их склоны. Когда же в конце ледникового периода наступило потепление и уровень океана повысился, на краях абразионных платформ стали селиться выжившие кораллы, и растущие рифы отграничивали лагуны, дном которых являлись абразионные платформы, прикрытые тонким слоем современных осадков. Таким образом, предполагаемая ровность дна лагун является результатом абразии.

Эта гипотеза в известной мере строилась и на предположении об отсутствии лагун, глубина которых превышает 72—73 *м*.

Острова лагун барьерных рифов, обрывающиеся к морю клифами, также указывают на то, что был период, когда рифы отсутствовали, хотя, с другой стороны, у нас мало имеется доказательств (а быть может, их нет вообще) образования клифов при уровне океана ниже современного. Образование клифов за некоторыми рифами, и при этом довольно интенсивное, имело место во время недавних гавайских тсунами (фиг. 41); оно связано и с тайфунами, когда море обрушивается через рифы, защищающие острова. Впрочем, Дэвис [8] в своей работе приводит примеры ряда островов тропических морей, расположенных за барьерными рифами и не несущих следов образования клифов. Наджент [23, *778*], однако, полагает, что клифы в этих районах все же имеются.

Есть немало оснований, позволяющих сомневаться в универсальном значении гипотезы ледникового контроля Дэли для объяснения процессов рифообразования. Так, например, по мнению различных авторов, Маршальские острова Тихого океана, Чагос и Мальдивские острова Индийского океана слишком велики по своим размерам, чтобы быть абрадированными за время относительно коротких стадий оледенения. Образование атоллов Квайалин и Эниветок, имеющих 36,5 *км* в поперечнике, потребовало бы уничтожения первоначально существовавших островов, равных по величине некоторым из Гавайских. Было бы крайне неосновательно думать, что острова, послужившие платформами для атоллов в архипелагах Элис, Гильберта и Маршальского, были нацело абрадированы, без образования останцов вулканических

[1] В своих многочисленных работах Дэли лишь бегло касается абразии островов.

пород, выдающихся над уровнем моря. Наоборот, ряд объективных данных характеризует абразию вулканических островов, как медленный процесс. Берега на участках Гавайских островов, лишенные рифов, не были абрадированы сколько-нибудь заметно за период времени, истекший с момента первых фотосъемок. Нет, повидимому, даже необходимости приводить в качестве доказательства результаты геофизических исследований на Бикини, чтобы отвергнуть решающую роль абразии периода оледенений в создании необходимой обстановки в районах распространения коралловых рифов.

Наиболее рационально можно было бы, вероятно, применить гипотезу ледникового контроля к объяснению происхождения барьерных рифов, отделяющихся в большинстве случаев от вулканических островов узкими лагунами. Но даже и в этом случае имеющиеся данные не полностью согласуются с этой гипотезой. Казалось бы, абразионные террасы должны быть по крайней мере так же широки на наветренных [1], как и на подветренных сторонах островов. На самом же деле, во многих случаях лагуны, отделяющие рифы от островов, шире с подветренных сторон (фиг. 92). Далее, глубины лагун не столь одинаковы, чтобы можно было привлекать волновую абразию для объяснения их особенностей. Современные процессы в лагунах полностью объясняют все особенности их строения.

Не существует никаких доказательств гибели рифов в более холодных водах ледникового периода. В тропических районах могло иметь место лишь некоторое понижение температуры, которое далеко не достигло предела, являющегося критическим для жизнедеятельности кораллов. В высшей степени спорным представляется фактор помутнения вод, якобы оказавшийся роковым для кораллов [Ладд и Хоффмейстер, 20, *80—82*]. Понижение уровня океана на 82—83 *м* в настоящее время не вызвало бы избыточного загрязнения воды в прилегающих к рифам участках, так как, по авторитетным сведениям, склоны рифов на этой глубине чрезвычайно слабо заилены. Если бы были заилены глубже расположенные склоны, то это, правда, могло бы вызвать загрязнение вод. Но и в этом случае многие виды кораллов не погибли бы; известно, что кораллы выживают в сравнительно мутных водах многих современных лагун.

С другой стороны, если бы даже рифообразующие организмы и выжили, то при понижении уровня на 82—83 *м* дно лагун стало бы ареной деятельности субаэральных эрозионных процессов. Этим, кстати, можно хотя бы отчасти объяснить и характер глубин лагун.

---

[1] Термин употребляется применительно к господствующим пассатам. Штормы часто меняют направления ветров на обратные.

Фиг. 92. Пример барьерного рифа, более широкого с подветренной стороны острова (глубины в морских саженях). (Карта 2859 Гидрографического управления военно-морского флота США)

Зак. 2168. Ф. Шипард.

Образование лагун растворением. Первоначально некоторые исследователи объясняли происхождение лагун действием процессов растворения. Наиболее известный из них, Мэррей [22], полагал, что по краям неподвижных платформ осуществлялся рост рифов, в то время как в центре растворялся «безжизненный» известняк. Однако изучение лагун показало обратное, так как ряд данных свидетельствует о заполнении их. Растворение является существенным процессом, воздействующим на массы выведенных из-под поверхности воды кораллов. Хоффмейстер и Ладд [16] в своих работах, посвященных проблеме коралловых рифов, обратили внимание на формирование впадин растворением внутри приподнятого берегового рифа. Это открытие, в свою очередь, подсказывает возможный способ образования лагун внутри барьерных рифов. Колебания уровня океана в ледниковый период, независимо от их амплитуды, должны были ввести все ранее существовавшие береговые рифы в зону действия процессов растворения. В местах наиболее активного воздействия этих процессов и наземной эрозии, то есть на внутренних сторонах рифов, по восстановлении уровня океана должны были образоваться лагуны, полностью или частично заполнявшиеся осадками как во время поднятия уровня, так и в последующее время его высокого стояния.

Гипотеза растворения в какой-то мере применима и при истолковании происхождения атоллов. Представим себе, что перед понижением уровня океана в ледниковый период лагуны подводных кольцевых рифов совершенно или частично заполнились коралловыми отложениями и таким образом возникли большие коралловые банки того типа, который встречается ныне во многих местах (фиг. 87). Понижение уровня ввело бы банки в зону действия процессов субаэральной эрозии, и особенно процессов растворения, которые стали бы оказывать на рифы разрушающее воздействие независимо от того, сохранилась или исчезла жизнь на их внешних склонах. В массах крайне пористого материала, слагающего рифы, процессы эрозии протекали бы быстро, образуя отрицательные формы рельефа типа долин и воронок. При этом возможно, что срединные части рифов оказались бы эродированы сильнее, нежели окраинные. Это привело бы к образованию зачаточных краевых колец, которые после поднятия уровня океана начали бы интенсивно расти вверх, поскольку обычно на краях рифов существуют оптимальные условия для жизни *Acropora* и литотамний, отличающихся большими скоростями роста.

Эта же гипотеза, но в слегка измененном виде, очевидно, может оказаться полезной при объяснении некоторых современных явлений. Например, с ее помощью можно объяснить возникновение неправильных по форме и различных по глубинам депрессий, которыми характеризуются лагуны барьерных рифов, особенно в местах, где отсутствуют абрадированные клифы с

погруженными основаниями. Тем же путем можно объяснить и находки базальтовых валунов на барьерных рифах Таити [Кроссланд, 1], считая их результатом волновой транспортировки по поверхности некогда существовавших сплошных береговых рифов. Тайфуны и даже тсунами способны переносить валуны по поверхности рифов на расстоянии до 2 *км* и более. В течение последующей стадии оледенения, как предположил Кьюнен [18, *13*], при разрушении прилегавших к берегам частей рифов удалялись и находившиеся на их поверхности валуны. Последние сохранились на внешних краях рифов, в местах, где они были надежно закреплены. Правда, можно предположить, что валуны были завезены на рифы туземцами, но такое объяснение не соответствует действительности, поскольку количество их чрезвычайно велико.

Происхождение лагун в процессе роста рифов на первоначально существовавших основаниях. Ладд и Хоффмейстер [20], следуя предположению Вогана [30], выступили с защитой идеи возникновения и роста барьерных рифов и атоллов на первоначально подготовленных основаниях в результате наступления условий, благоприятных для существования колониальных кораллов и рифообразующих известковых водорослей. Эта идея совершенно не исключает роли ледникового контроля и погружения островов в образовании барьерных рифов и атоллов, но отводит им второстепенное место. Первоначально подготовленные основания, согласно воззрениям Ладда и Хоффмейстера, могут образоваться в результате наращивания глубоко погруженных под водой вулканов массой остатков пелагических организмов. Постепенно нарастая, такое возвышение подойдет к поверхности океана настолько близко, что на нем смогут поселиться рифообразующие организмы. В другом случае основаниями могут быть нацело абрадированные, превращенные в плосковерхие банки и древние вулканические острова. При определенных благоприятных условиях для роста поселившихся кораллов рифы могут расти быстрее с внешнего края и образовывать атоллы. Сходным образом процесс образования материкового шельфа абразией и другими процессами, очевидно, вызывал и возникновение коралловых рифов.

Идея первоначально подготовленных оснований подкрепляется многочисленными данными, касающимися важных этапов в истории развития коралловых рифов. Бурение в квинслендских рифах Австралии показало, что они в этом месте образовались на покрытом осадками шельфе. Изучение Воганом третичных рифов Флориды, Вест-Индии и Панамы выявило много типов оснований, годных для поселения кораллов.

Результаты геофизических исследований в Бикини [Добрин и др., 9] могут указать на первоначальное возникновение и рост

рифа на абрадированной поверхности, испытавшей, повидимому, глубокое погружение, так как она расположена на глубине 600 *м*. Вряд ли мы были удивлены, если бы узнали о первоначальном возникновении рифов Маршальских островов на некоторых абрадированных поверхностях, например на плосковерхих банках, и о последующем их медленном росте по мере погружения этих банок.

Современные отрицательные колебания уровня океана. Хотя идеи Дэли о происхождении атоллов, повидимому, не смогли успешно выдержать испытаний, которым они были подвергнуты, те стороны его гипотезы, которые касались коралловых рифов, получили значительную поддержку. На Дэли [3] произвел впечатление факт однообразия высоты абразионных террас (бенчей), поднятых на несколько метров выше уровня моря вокруг некоторых коралловых островов. Исследования островов Океании Кьюненом, Уэнтворзом, Пальмером, Стирнсом, Мак Дональдом, Ладдом, Хоффмейстером и многими другими показали, что эти террасы широко распространены и отличаются удивительным постоянством. Такие же террасы были обнаружены в Атлантическом и Индийском океанах. Повидимому, одно из положений уровня моря было там на 7,5 *м* выше современного. Гавайские острова опоясаны хорошо развитым и выдержанным бенчем на высоте 1,5 *м*. Происхождение указанных бенчей можно, очевидно, объяснить только колебаниями уровня океана. Каково бы ни было числовое значение этих колебаний, действие их на неглубоко погруженные коралловые рифы было разрушающим. На обширных площадях рифы обнажались, жизнь в них погибала. На месте некогда интенсивно растущих колоний кораллов образовывались белые известковые террасы (фиг. 93). В тех местах, где террасы были приподняты достаточно высоко, чтобы избежать воздействия штормового прибоя, на них развился почвенный покров, смываемый иногда при необыкновенно сильных прибоях, подобных тсунами 1 апреля 1946 г.

Отрицательные колебания уровня океана, несомненно, были важным фактором в образовании атоллов. Гардинер [**13**, *13*] считает существование всех обитаемых атоллов результатом этих колебаний. Некоторые же авторы предполагали, что приподнятые над уровнем океана атоллы образовались нагромождением волнами коралловых обломков; кажется более правдоподобным все-таки выход большинства рифов на поверхность при понижении уровня океана. Как было выяснено большинством исследователей, атоллы имеют много признаков, свидетельствующих о их поднятии. Песчаные островки внутренних лагун, согласно Кьюнену [**18**, *71*], являются результатом понижения уровня океана, обнажившего рифы, что в свою очередь способствовало образованию

песка в ходе дезинтеграции рифообразующих пород. Нагромождения валунов на атоллах объясняются Кьюненом как результат гибели ранее пышно развивавшихся рифов в результате новейших отрицательных колебаний уровня океана. По его мнению, после первого понижения уровня волны, разрушая верхушки рифов, образовали валуны; второе понижение уровня привело последние в положение выше уровня океана.

Фиг. 93. Типичная рифовая платформа, полностью обнажившаяся при отливе и являющаяся показателем небольшого поднятия, что могло явиться результатом незначительного отрицательного изменения уровня океана.

Большие группы мертвых рифов, встречающиеся на всей площади распространения коралловых островов, дали повод Кроссланду [1] для заключения об общем отмирании рифов, но Кьюнен [**18,** *170*] объяснил это явление противоположным образом. Рифы находятся в стадии приспособления к новому уровню океана, а процесс этот включает в себя растворение и эрозию и требует поселения новых колоний на более низких горизонтах. Отрицательные колебания уровня океана вряд ли особенно уменьшали объем лагун, поэтому кораллы, растущие на достаточно глубоко погруженных в воду внутрилагунных рифах, продолжали процветать.

Подобное предположение может служить объяснением наиболее пышного развития рифов в лагунах, а не на барьерах и атоллах.

Заключение о происхождении коралловых рифов. Как и во многих отраслях геологии моря, заключения, касающиеся про-

исхождения коралловых рифов, должны рассматриваться до некоторой степени как предварительные. Новые исследования атоллов геофизическими методами, бурение скважин на атоллах и барьерных рифах осветят ряд неясных сторон проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Crossland C., «Coral reefs of Tahiti, Moorea and Rarotonga». *Jour. Linn. Soc. of London*, **36**, 577—620, 1928.
2. Daly R. A., «Pleistocene glaciation and the coral reef problem». *Am. Jour. Sci.*, Series 4, **30**, 297—308, 1910.
3. Daly R. A., «The changing world of the Ice Age». Yale University Press, 1934.
4. Daly R. A., «The floor of the ocean». University of North Carolina Press, 1942.
5. Dana J. D., «Geology U. S. Exploring Expedition». Philadelphia, 1849.
6. Darwin Charles, «On certain areas of elevation and subsidence in the Pacific and Indian Oceans, as deduced from the study of coral formations». *Proc. Geol. Soc. of London*, **2**, 552—554, 1837.
7. Darwin Charles, «The structure and distribution of coral reefs». London, 1842.
8. Davis W. M., «The coral reef problem». *Am. Geog. Soc., Special Publ.*, **9**, 1928.
9. Dobrin M. B., Snavely B. L., White G., Beresford R. and Perkins B. Jr., «Seismic refraction survey of Bikini Atoll». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, 1189, 1946.
10. Edmondson C. H., «The ecology of an Hawaiian coral reef». *Bernice P. Bishop Museum, Bull.* **45**, 49—62, 1928.
11. Elschner C., «Corallogene phosphat-Inseln Austral Oceanians». Max Schmidt, Lubek, 1913.
12. Emery K. O., «Submarine geology of Bikini Atoll». *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, 1191, 1946.
13. Gardiner J. Stanley, «Coral reefs and atolls». The Macmillan Company, 1931.
14. Hess H. H., «Drowned ancient islands of the Pacific basin». *Am. Jour. Sci.*, **244**, 772—791, 1946.
15. Hinde G. J., «Report on Funafuti Atoll Boring». in Sollas W. J. et al., *Report of the Coral Reef Committee of the Royal Society*. Harrison and Sons, London, Sec. XI, 186—360, 1904.
16. Hoffmeister J. E. and Ladd H. S., «The foundations of atolls; a discussion». *Jour Geol.*, **43**, No. 6, 643—665, 1935.
17. Hunzawa Sheshiro, «Micropaleontological studies of drill cores from a deep well in Kaito-Daito Zinne (N. Borodino Is). Jubilee Publication of Prof. H. Yabe's 60th birthday», **2**, 755—802, 1940.
18. Kuenen Ph. H., «Geology of coral reefs» in Geological Results, the Snellius Expeditions». Brill E. J., Leiden, 5, pt. 2, 1933.
19. Kuenen Ph. H., «Two problems of marine geology: atolls and canyons». *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde Tweede Sectie*, **XLIII**, 3, 1947.
20. Ladd H. A. and Hoffmeister J. E., «A criticism of the glacial-control theory». *Jour. Geol.*, **44**, 74—92, 1936.
21. Mayor A. G., «Some posthumous papers relating to work at Tutuila Island and adjacent regions». *Papers from the department of marine biology, Carnegie Inst. of Washington*, **19**, 1—90, 1924.
22. Murray John, «On the structure of coral reefs and islands». *Proc. Royal Soc. Edinburgh*, **10**, 505—518, 1880.

23. Nugent L. E., «Coral reefs in the Gilbert, Marshall and Caroline Islands». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, No. 8, 735—780, 1946.
24. Penck Albrecht, Morphologie der erdoberfläche. 2 vols., Stuttgart, 1894.
25. Pirsson L. V., «Geology of Bermuda Island: the igneous platform». *Am. Jour. Sci.*, 38, 189—206, 331—334, 1914.
26. Richards H. C., «Results of deep boring operations on the Great Barrier Feef, Australia». *Proc. Sixth Pacific Sci. Cong.*, 2, 857, 1940.
27. Schalk M., «Submarine topography off Eleuthera Island, Bahamas». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 1228, 1946.
28. Sewell R. B., Seymour, «Introduction and topography». John Murray Expedition 1933—1934, Scientific Report, 1, 1935—1936.
29. Vaughan T. W., «On Recent Madreporaria of Florida, the Bahamas, and the West Indies, and on collections from Murray Island, Australia». *Dept. Marine Biology, Capnegie Inst. of Washington, Year Book*, 14, 220—231, 1916.
30. Vaughan T. W., «Coral and the formation of coral reefs». *Ann. Rep. Smithsonian Inst.*, 235, 1917, 1919.

Глава 11

ЛОЖЕ ОКЕАНА

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Представления о ложе океана основаны на промерах глубин и изучении проб донных отложений, взятых в различных пунктах. Только в последние годы накопилось достаточно данных по промерам глубин, на основании которых можно составить представление о характере рельефа океанического ложа.

В прошлом дно океана обычно представлялось в виде обширной плоской равнины с несколькими возвышающимися на ее поверхности горными массивами. Такое представление создалось в результате разрозненных промеров глубин, произведенных экспедицией «Челленджера» в конце прошлого века; оно удерживалось и далее, поскольку в течение долгого времени сведения об океаническом ложе ограничивались данными эпизодических промеров струнным лотом, которые производились по определенным галсам командами военных кораблей и кораблей-кабелеукладчиков. Изобретение эхолота постепенно изменило эту картину. Сейчас стало возможным оборудовать корабль эхолотом-самописцем и проходить большое расстояние по заданному курсу через океан, не меняя скорости [1]. Во время второй мировой войны много раз были пересечены центральная и юго-западная части Тихого океана; ныне эти площади густо покрыты точками промеров (см. особенно карту Гидрографической службы № 5485).

До этого на немецком корабле «Метеор» было произведено большое количество пересечений южной части Атлантического океана, которые дали многочисленные серии промеров [Стокс, 48]. Корабли всевозможных национальностей пересекли различными курсами Индийский океан, северную часть Атлантического и бо́льшую часть северной половины Тихого океана. Суда Геодезической службы Соединенных Штатов произвели особенно хорошее покрытие точками промеров площади залива Аляска [Мэррей, 32, *33*], а корабли военно-морского флота дали промеры по многочисленным галсам между Гавайскими островами и берегами США. В военные годы собрано такое количество нового материала, что до сих пор еще обработка его далека от завершения.

---

[1] К несчастью, однако, большинство эхолотов не работает нормально на глубинах от 3650 до 4200 *м* и немногие имеют такую мощность, чтобы работать на более глубоких участках океана.

Следует отметить также, что там, где не применялись новые точные методы определения (*лоран и шоран*), разрезы были плохо координированы [1]. Но приближается время, когда мы будем в состоянии составлять батиметрические карты ложа океанов с такой же точностью, как и карты шельфов и материковых склонов, обрамляющих берега США.

Из данных, использованных при написании этого труда, явствует, что на океаническом дне имеется множество неровностей: глубоких депрессий, высоких подводных гор, вытянутых хребтов и глубоководных впадин. Несомненно, что многие крупные черты рельефа остаются еще не выявленными даже на сравнительно хорошо промеренных площадях.

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Воды мирового океана представляют собой единое целое, но подводные возвышенности разделяют это водное пространство на три больших океана: Тихий, Атлантический и Индийский. [2] Более высокие барьеры отделяют от Атлантического океана три главных глубоких моря, обрамленных сушей, а также серию морей вдоль азиатского побережья Тихого океана. Такие моря являются либо средиземными, либо окраинными. Первые из них включают Арктическое, Средиземное, Карибское моря и Мексиканский залив.

Атлантический океан. Наиболее полно изучен Атлантический океан, уступающий по величине только Тихому и имеющий площадь около 106,46 млн. *кв. км* с прилегающими средиземными и окраинными морями и 82,44 млн. *кв. км* без них. Средняя глубина его, без прилегающих морей, равна 3932 *м*, включая же эти моря — 3329 *м*, что лишь немногим меньше средней глубины всех океанов (соответственно — 4097 и 3841 *м*). Атлантический океан вытянут с юга на север, глубоко вдаваясь в сушу между Северной и Южной Америкой и между Европой и Африкой. Параллелизм его восточного и западного побережий навел некоторых ученых на мысль о том, что некогда материки представляли собой один гигантский континент, который затем раскололся так, что его части разошлись с образованием между ними океанического бассейна.

---

[1] При попытке накладки серий промеров по трансгихоокеанским разрезам мне пришлось столкнуться с невероятной путаницей противоречивых данных.

[2] Согласно постановлению Президиума ЦИК СССР от 27 мая 1935 г. выделяется особо Северный Ледовитый океан; его площадь равна 13,1 млн. *кв. км* и наибольшая глубина 5440 *м*. (*Прим. ред.*)

Наиболее яркой чертой рельефа дна Атлантического океана является одноименный хребет (называемый иногда Срединно-Атлантическим), который может быть прослежен от Исландии до Антарктики и который вытянут почти параллельно побережьям океана. Средняя глубина над хребтом равна 2741 *м*, а сам хребет на 1830 *м* приподнят над дном примыкающих к нему с обеих сторон глубоких участков. В некоторых пунктах участки этого хребта поднимаются над уровнем моря, образуя острова (Азорские, Св. Павла, Тристан-да-Кунья, Сан-Диего Альварес). Эти небольшие по размерам острова, в отличие от островов средней части Тихого океана, сложены более кислыми породами, включающими некоторые разновидности гранитов [Дэли, 13, 23]. В пределах хребта локализуются эпицентры многих землетрясений.

Максимальная измеренная глубина в Атлантическом океане, равная 8687 *м*, была обнаружена в депрессии Браунсона, расположенной севернее Пуэрто-Рико. Хотя эта глубина намного уступает наибольшим глубинам Тихого океана, но депрессия Браунсона сходна с глубоководными жолобами Тихого океана, в которых также отсутствуют значительные по площади участки с плоским дном. Большинство других глубоководных участков Атлантического океана широки, имеют овальные очертания или неправильные контуры без определенной ориентировки, и глубина их обычно не достигает 5500 *м*.

Другим замечательным элементом рельефа дна Атлантического океана являются поперечные хребты, протягивающиеся с обеих сторон от континентов. Наиболее ярко они выражены со стороны Африки; в пределах этих хребтов расположены остров Мадейра, острова Зеленого мыса и Канарские. Значение поперечных хребтов для циркуляции океанических вод разобрано во многих трудах. Наличие их связывается геологами с гипотезами о некогда существовавших межконтинентальных мостах [Уиллис, 54].

Представления о том, что дно Атлантического океана состоит из обширных и плоских равнин, должно быть отброшено после ознакомления с профилями, составленными экспедицией на «Метеоре» [Стокс, 48]; один из них воспроизводится на фиг. 94. Хотя вынужденное увеличение вертикального масштаба дает искаженную картину рельефа на этом профиле, но сравнение его с профилем через территорию США (приводится на том же рисунке), построенном на подобном же количестве исходных точек, опровергает старые воззрения на характер рельефа дна Атлантического океана.

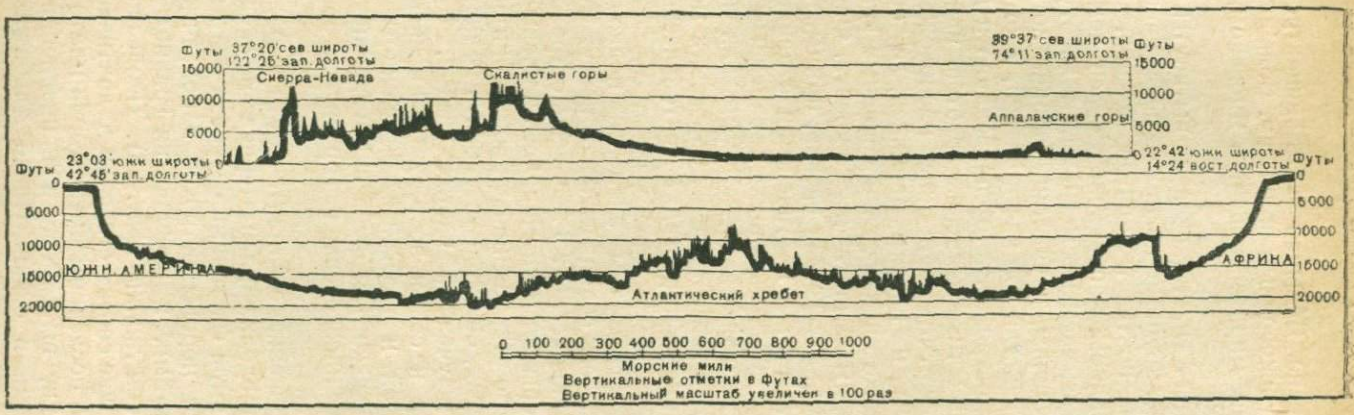
Тихий океан. При просмотре данных промеров глубоководных частей Тихого океана создается впечатление, что существует

весьма немного участков со сходными глубинами; там, где имеется достаточное количество промеров, выявляется наличие неровностей крупного масштаба. Изученные промерные галсы, за малым исключением, показали изменение глубин до 183 и более метров на расстоянии в несколько миль, на котором в большинстве случаев отстоит одна промерная точка от другой.

Тихий океан превышает по размерам все другие океаны и покрывает почти половину поверхности Земли. Его площадь, включая прилегающие моря, равна 179,68 млн. *кв. км*, и без них — 165,25 млн. *кв. км*. Тихий океан является также и самым глубоким из океанов. Средняя глубина его без прилегающих морей равна 4280 *м*, а с ними — 4024 *м*. Разница между этими глубинами и средними глубинами Атлантического океана общеизвестна, и если просмотреть карту подводного рельефа (карта-вклейка к стр. 16), можно убедиться, что она частично зависит от наличия глубоководных жолобов, окаймляющих Тихий океан на большом протяжении. В остальном бóльшая часть Тихого океана имеет те же глубины, что и Атлантический океан. Тем, кто пытается доказать, что дно Тихого океана сложено более основными породами, нежели дно Атлантического океана, следует призадуматься над этим фактом.

Тихий океан окаймляется серией глубоководных жолобов. Вдоль побережья Южной Америки они непрерывно тянутся на север до 35° ю. ш. и почти сходят на нет севернее 20° с. ш., на участке от мексиканского побережья до залива Аляски. На запад от залива Якутат в Аляске жолоб почти без перерыва протягивается к Японии. Японский глубоководный жолоб южнее Токио отходит от главных островов к южным Японским островам, затем к Марианским островам и оканчивается севернее Каролинских островов. За этим окончанием расположены разрозненные впадины, в том числе впадины Минданао, Тонга и Кермадек. Самой глубокой из них является Минданао, расположенная у Филиппинских островов и имеющая, по устным сообщениям [1], глубину 10 450 *м*. Немногим менее глубины впадин, примыкающих к южным Японским и Марианским островам. Общий облик этих глубочайших жолобов мира неизвестен, но промеры показали, что эти впадины относительно узки и не имеют широкого, плоского дна. В этом отношении они сходны с впадиной Браунсона

[1] Эти данные мне были сообщены доктором Хессом, изучившим материалы промеров. Он руководил работами, которые производились на судне «Кэйп Джонсон» в течение второй мировой войны, и получил записи серии разрезов через впадину Минданао. На одном из разрезов расшифрована надежно измеренная глубина, являющаяся наибольшей для всего океана. Она немного менее той, которая была сообщена «Эмденом» в 1928 г., но не подтверждена дальнейшими промерами в этом районе. Отметка «Эмдена» не согласуется с другими промерами по разрезу.



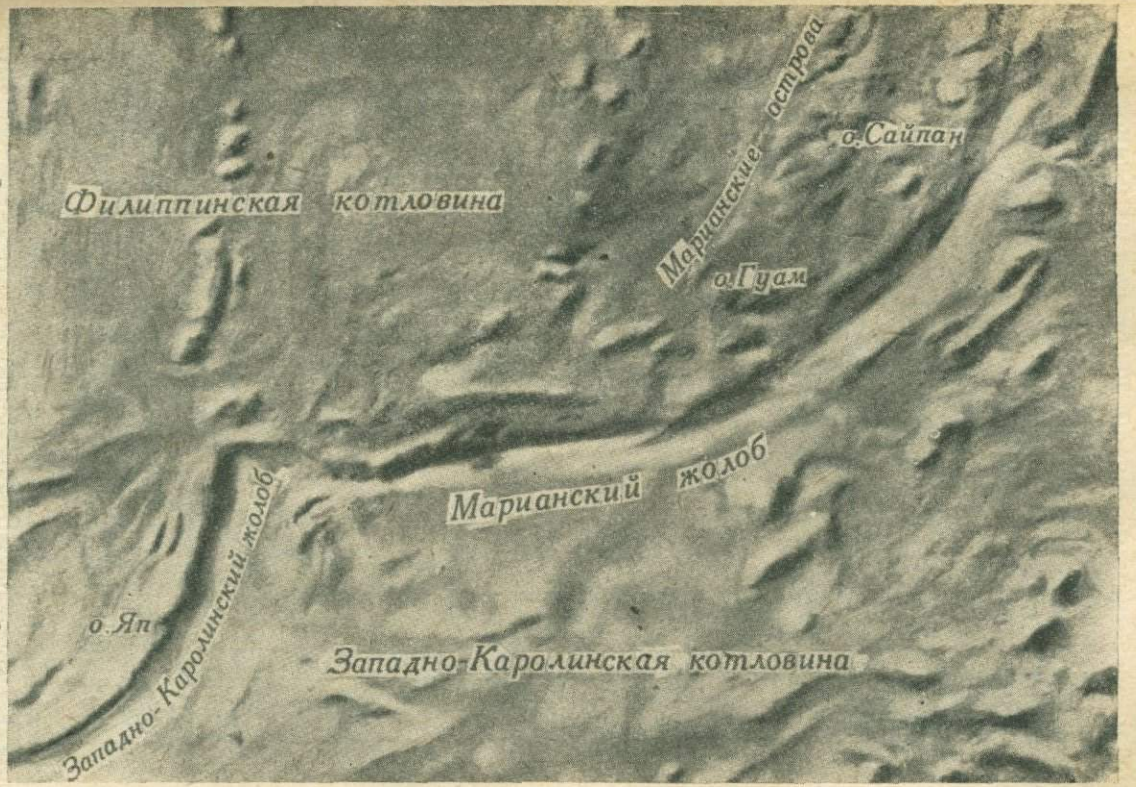
Фиг. 94. Сравнение профилей через Соединенные Штаты и южную часть Атлантического океана. Опорные точки профилей отстоят друг от друга на сходных расстояниях. Для построения верхнего профиля использованы данные топографических карт Геологической службы США; для нижнего—промерные данные „Метеора".

в Атлантическом океане. Бо́льшая часть эпицентров землетрясений приурочена к глубоководным впадинам. Большинство громадных приливных волн мира возникает в Японском, Алеутском и Атакамском жолобах.

Подводные хребты Тихого океана вытянуты в различных направлениях. Самые крупные из них — цепь Гавайских островов — располагаются почти в центре океана, протягиваясь в западно-северо-западном направлении более чем на 3660 *км*. Вопреки часто высказываемым мнениям, к хребту примыкают не глубоководные впадины, а участки, глубина которых не превышает средних данных для той части океана, к которой приурочена цепь Гавайских островов. Это справедливо и для большинства других срединных тихоокеанских хребтов, каковым, например, является Гильберт-Маршальский, расположенный к югу от Гавайской группы и протягивающийся, в общем, параллельно ей. Точно так же никаких глубоководных впадин не было обнаружено по сторонам Атлантического хребта. Факт отсутствия очень больших глубин на участках океана, примыкающих к этим срединным хребтам, стоит в противоречии с данными, которые имеются об участках, примыкающих к западным и северным островным дугам Тихого океана, к которым, как известно, приурочены глубоководные жолобы (фиг. 95). Быть может, именно в этом различии — ключ к разгадке тектонического развития Тихого океана.

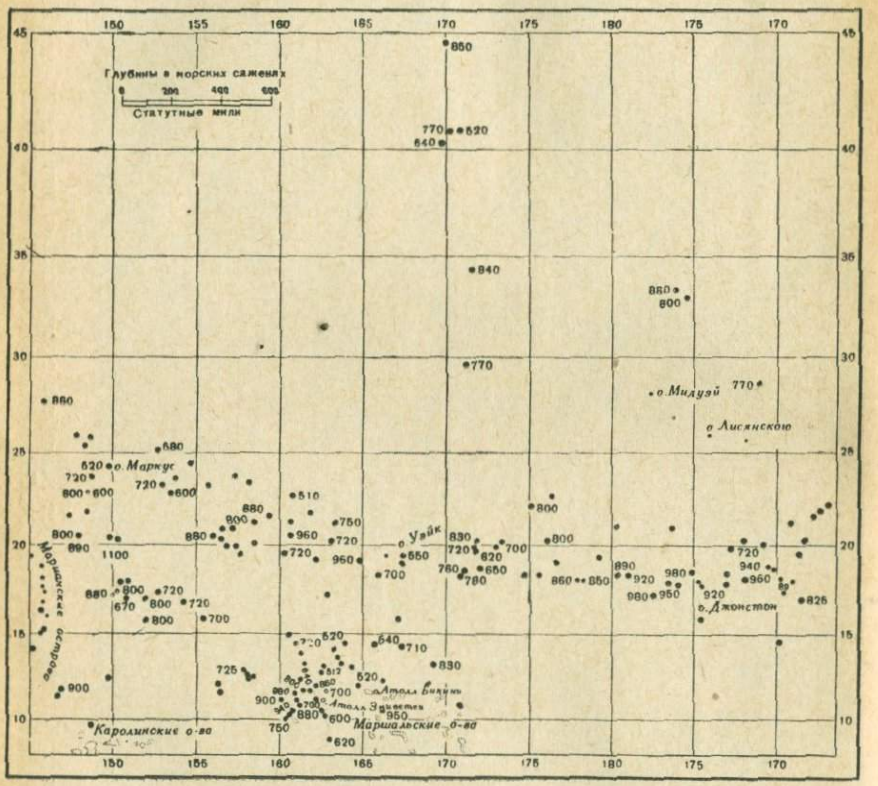
Одним из наиболее загадочных элементов подводного рельефа Тихого океана являются серии глубоко погруженных плосковерхих гор, протягивающиеся от Гавайских островов к Марианским [Хесс, 22], о которых уже упоминалось в предыдущих главах (фиг. 96). Поскольку до второй мировой войны они были известны лишь в немногих местах, остается установить наличие или отсутствие их в менее изученных частях океана. Вероятно, они не часто встречаются к северо-востоку от Гавайских островов. Разрезы же Береговой и геодезической службы Соединенных Штатов в заливе Аляска [Мэррей, 32] выявили сравнительно большое количество плосковерхих гор в глубоких участках (фиг. 97).

Менее ярко по сравнению с Атлантическим выражены в Тихом океане подводные продолжения материка в океан, хотя они и хорошо подчеркиваются фестонами островов в его юго-западной части. Вулканогенные породы островов в большинстве случаев представлены андезитами, и внешняя их граница известна под названием «андезитовой линии» (фиг. 98). Тихий океан не имеет форм, которые бы вполне соответствовали Атлантическому хребту. Некоторое сходство с последним имеют лишь плато Альбатрос и хребет острова Пасхи, вытянутые в направлении от Южной и Центральной Америки в океан. Плато Альбатрос характери-



Фиг. 95. Макет глубоководных жолобов и хребтов с островами одного из районов западной части Тихого океана.

зуется глубинами менее 3360 *м* почти на всем протяжении от его стыка с американским материком до архипелага Туамоту, расположенного в центре океана. Последний является самым крайним в группе коралловых островов юго-западной части Тихого океана, частично также располагающихся на подводных плато. Вулканогенные породы возвышающихся над плато островов

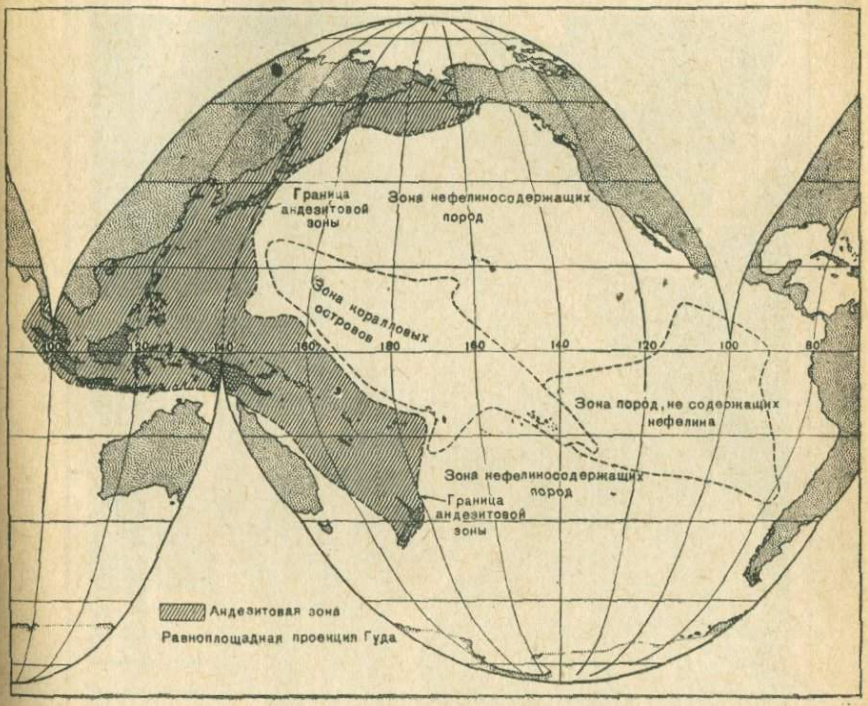


Фиг. 96. Распространение и глубины вершин плосковерхих банок западной и центральной частей Тихого океана. (Со штурманской карты Индийского океана, июль 1946, Гидрографическое управление военно-морского флота США, 2603.)

не содержат нефелиновых пород в противоположность островам, расположенным севернее [Чобб, 9]. Это значит, что первые имеют достаточно кремнекислоты для насыщения щелочных металлов и могли возникнуть на субстрате из кремневых пород.

Индийский океан. Индийский океан меньше Атлантического по размерам. Площадь его, без прилегающих морей, равна

73,44 млн. *кв. км*, включая же их — 74,92 млн. *кв. км*. Средняя глубина, исключая прилегающие моря, равна 3987 *м* и совместно с ними — 3914 *м*. Наиболее глубокие участки его расположены в восточной части, примыкая к западному побережью Австралии и продолжаясь дальше вдоль побережья Индонезии. Индийский океан почти не имеет глубоководных жолобов типа тихоокеанских. Лишь один такой прогиб обнаружен вдоль внешнего края

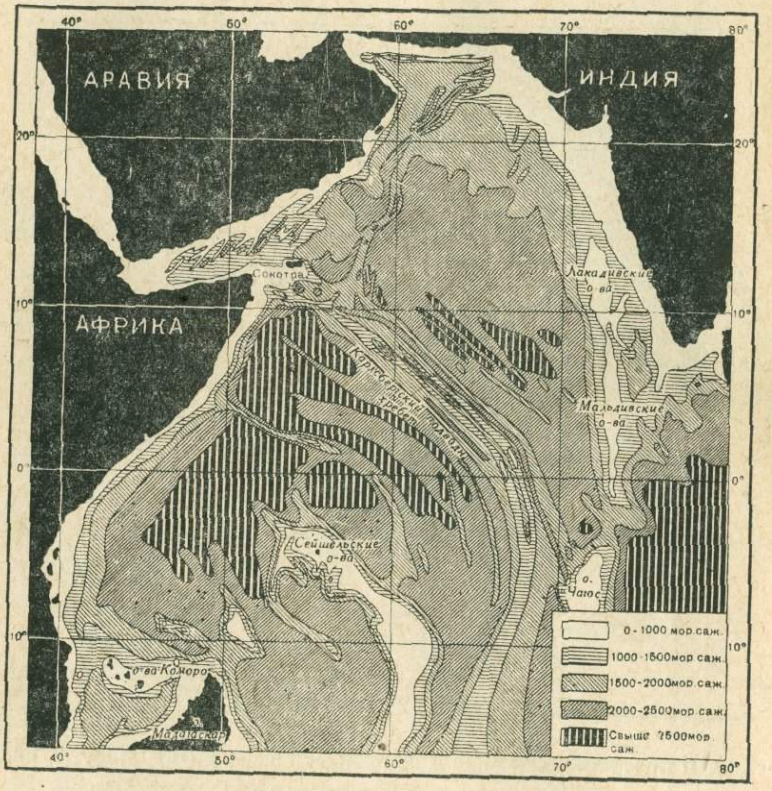


Фиг. 98. Петрографические провинции Тихого океана. [По Чоббу, 9, рис. 1.]

дуги Малайского архипелага к юго-западу от него, но глубины здесь меньше не только глубин тихоокеанских жолобов, но даже и атлантических.

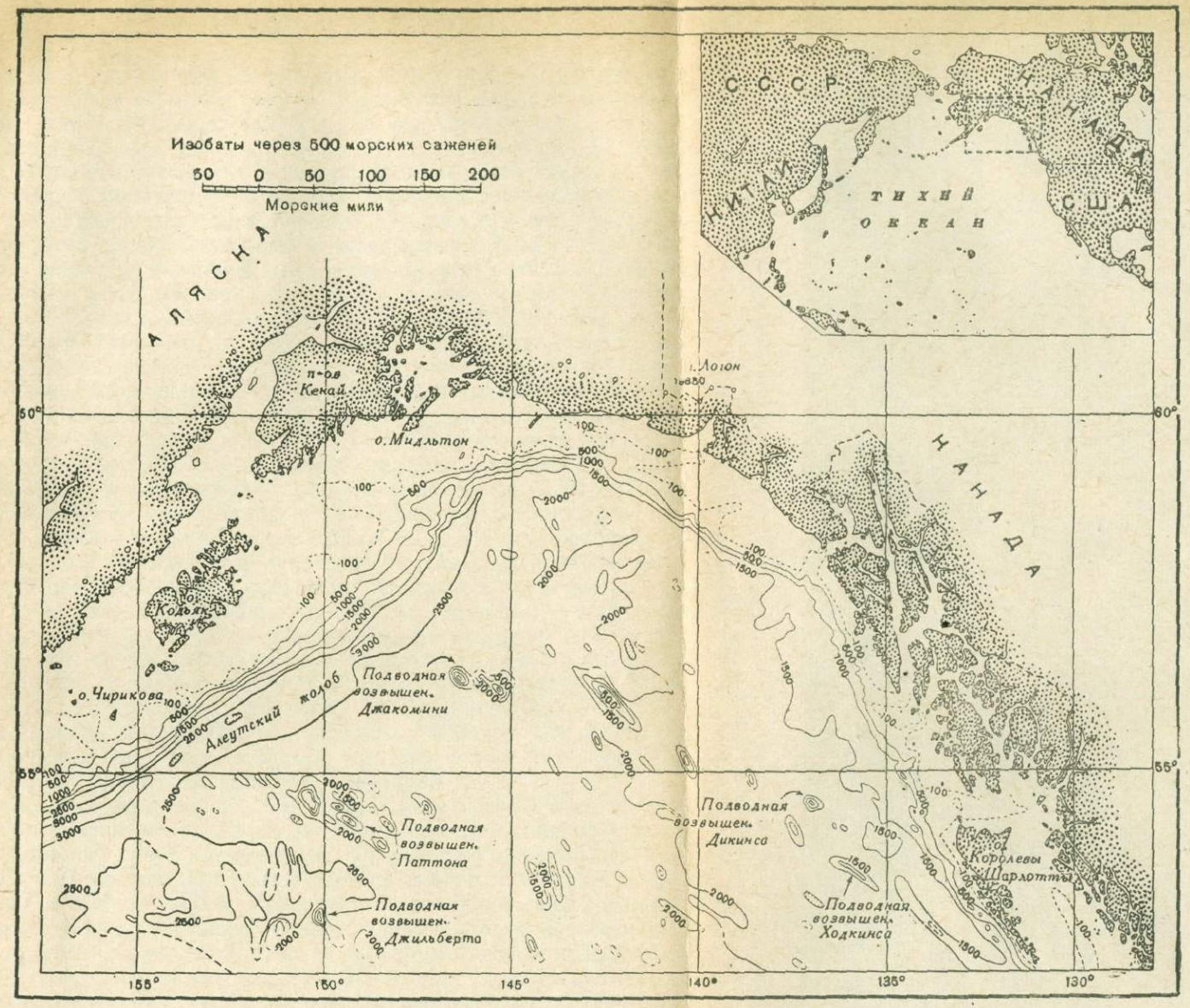
Наиболее яркой особенностью подводного рельефа Индийского океана являются изгибающиеся хребты в его западной части (фиг. 99). Хребет Кергелен-Гауссберг фактически соединяет Индию и Антарктику, давая ответвление к Мадагаскару. Другой хребет — Карлсберг — направлен к первому почти под прямым углом, протягиваясь от Мальдивских островов, расположенных юго-западней Индии, к северо-восточной оконечности Африки.

Некоторые из этих хребтов имеют определенное сходство с Атлантическим. Образцы пород, взятые здесь, в основном представлены базальтами, хотя встречаются и осадочные породы континента [Вейсман, 56]. Согласно Сьюеллу [46], параллельно хребту Карлсберг протягивается целая серия гряд, но промеры глубин оставляют на этот счет некоторые сомнения.



Фиг. 99. Подводные хребты Индийского океана и Аденского залива (вверху слева). Обратите внимание на два доминирующих направления. [По Вейсману, 55, рис. 1А.]

Средиземные моря. Окруженные в значительной степени материками и островами небольшие моря, имеющие значительные глубины, называются средиземными. Четыре из них имеют довольно большие размеры, в частности Северный Ледовитый океан, с площадью 14,09 млн. *кв. км*; затем к ним относится серия разрозненных впадин, протягивающихся от севера Кораллового



Фиг. 97. Банки залива Аляска. (По Мэррею, 31, пл. 1.)

Зак. 2168. Ф. Шипард.

моря вдоль континента Азии к Охотскому морю, общая площадь которых равна 8,14 млн. *кв. км*, Карибское море и Мексиканский залив с площадью 4,32 млн. *кв. км*, Средиземное и Черное моря с площадью 2,97 млн. *кв. км*. Из этих морей только Северный Ледовитый океан не имеет поперечных подводных хребтов. Небольшое количество надежных промеров характеризует его как не особенно глубокий бассейн. Средняя глубина Северного Ледовитого океана, очевидно, не превышает 915 *м*, но при этом надо принять во внимание, что показатель этот исчислен с учетом исключительно широких и мелких шельфов, примыкающих к большей части побережья. Судя по имеющимся данным, Северный Ледовитый океан делится на несколько котловин (одна из них имеет эллиптические очертания), занимающих, в общем, около половины его площади. В числе котловин находится и та, на территории которой расположен Северный Полюс, где Пири не достиг дна лотом на глубине 2750 *м*. Судя по разрозненным промерам экипажей самолетов, садившихся на лед, кораблей и группы советских ученых, недавно совершивших дрейф через Северный Ледовитый океан на льдине, в большей части котловины глубина, повидимому, превышает 2750 *м* [1]. По обе стороны Гренландии расположены еще две депрессии. Из них восточная, называемая Норвежским морем, больше по размерам и имеет два участка с глубинами, превышающими 2750 *м*; западная — Баффинов залив — менее изучена, но, повидимому, значительно более мелководна. На юге Норвежского моря расположен на небольшой глубине хребет с порогом высотой около 494 *м*, связывающий Гренландию с Шотландией. Гренландия, видимо, отделяется от Северной Америки рядом каналов с глубинами порядка нескольких сот метров, происхождение которых, как уже отмечалось в главе 6, вероятно, связано с ледниковой экзарацией.

Мексиканский залив и Карибское море, несмотря на их близость, совершенно различны по характеру. Мексиканский залив представляет собой широкий бассейн довольно однообразной глубины; для центральной части глубина залива колеблется в пределах от 2750 до 3400 *м*. Мексиканский залив соединен с Карибским морем относительно узким проливом, южнее которого располагается серия вытянутых в северо-восточном направлении депрессий, разделенных хребтами. Некоторые из депрессий близки к широтному направлению, как, например, жолоб Бартлетт [Кайман] и впадина Виргинских островов. Глубина депрессий превышает 3660 *м*; в жолобе Бартлетт она превышает 4600 *м*, а местами доходит до 6400 *м*. Надо отметить, что жолоб Бартлетт по особенностям строения отличается от расположенной близ него впадины Браунсона; склоны его круты, они не выполажи-

[1] См. прим. ред. на стр. 287.

ваются и на больших глубинах, а благодаря этому дно жолоба относительно широко. Северная стенка жолоба, параллельная юго-восточному побережью Кубы, представляет собой прекрасный пример сбросового берега, на котором еще не началось врезание шельфа.

Средиземное и Черное моря по рельефу дна можно сравнивать, соответственно, с Карибским морем и Мексиканским заливом. Средиземное море, подобно Карибскому, распадается на несколько котловин, разделенных порогами, в то время как Черное море является единым бассейном. Средиземное море глубже Черного. Максимальная глубина первого равна 3375 *м*, а более мелкого Черного — 2195 *м* [1]. Таким образом, их американские аналоги глубже. Кроме того, Черное море в значительно меньшей степени сообщается с прилегающими морями, чем Мексиканский залив, а Средиземное море имеет всего лишь один узкий вход из океана. Глубина порога в Босфоре равна 40 *м*, а в Гибралтарском проливе — 320 *м*.

Бассейны восточного побережья Азии носят иной характер. Местами, например в районах Индонезии и Филиппин, они имеют сходство с глубоководными жолобами, местами же представляют собой «троги» с широким дном и отвесными стенками. Очертания и направления бассейнов в большинстве случаев неопределенны. Наибольшие глубины в пределах большей части их площади превышают 3660 *м*, но в некоторых достигают и 9150 *м*. В общем, они более сходны с Карибским и Средиземным морями, чем с Черным морем и Мексиканским заливом. Исследование бассейнов Индонезии было осуществлено экспедицией «Снеллиуса» [Кьюнен, 27].

Небольшие, глубоко врезающиеся в сушу бассейны. По крайней мере три глубоких залива — Аденский, Калифорнийский и Красное море — отличаются почти прямыми и параллельными побережьями без значительно выраженных шельфов. Первые сведения об Аденском заливе доставила экспедиция Джона Мэррея [Сьюелл, 46]. Карта эхолотных промеров выявляет на его дне серию диагональных хребтов и впадин, вытягивающихся с северо-востока на юго-запад (фиг. 99), т. е. в направлении, пересекающимся под прямым углом с предполагаемыми подводными хребтами восточной части Индийского океана. Подводные хребты залива возвышаются примерно на 732 *м* над дном впадин, имеющих глубины от 2750 до 3660 *м*.

Более однообразны глубины Красного моря; максимальная глубина его равна 2195 *м*. Его склоны, в общем, спускаются к осе-

[1] Наибольшая глубина Черного моря составляет 2240 *м*, а наименьшая глубина Босфорского порога — 27 *м*. (*Прим. ред.*)

вой части бассейна и обладают рядом неправильностей в строении. От Аденского залива оно отделено порогом глубиной 73 *м*, причем от порога в сторону моря на 145 *км* протягивается жолоб глубиной 366 *м*. Прибрежные мелководья Красного моря изобилуют островерхими коралловыми постройками. При сборе образцов пород дна в серединной части бассейна получены были столь неожиданные результаты, что впредь до производства дальнейших исследований следует воздержаться от характеристики состава донных отложений.

Калифорнийский залив, отделяющий мексиканский штат Сонору от одноименного полуострова, по размерам меньше Красного моря: длина его равна 1192 *км*, ширина — 161 *км*. Исследование залива было осуществлено двумя экспедициями на судне «Э. В. Скриппс» [Шипард, 47, печатается]. Глубинные промеры показывают, что здесь, как и в Аденском заливе, впадины располагаются диагонально к направлению берегов, причем выявляется чередование удлиненных депрессий с полого опускающимися стенками и широкодонных «трогов». К западу от Анхель де-ла-Гуарда и островов Сан-Лоренсо обнаружена очень любопытная впадина, имеющая правильное V-образное сечение на большей части своей длины. Максимальная глубина впадины достигает 1463 *м*; стенки ее непосредственно продолжаются в склоны материка.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

История исследований. До 1855 г. пробы глубоководных отложений не извлекались вообще. А до знаменитой экспедиции «Челленджера», предпринятой в 1872—1876 гг., изучение этих отложений велось чрезвычайно поверхностно. Экспедиция на корабле «Челленджер», которая избороздила все главные океаны, дала массу новых сведений о морских отложениях — сведений, опрокинувших все старые представления. Описание 1200 образцов осадков, собранных экспедицией «Челленджера» и рядом других экспедиций, содержится в классическом труде Мэррея и Ренара [36], на базе которого и было в основном построено наше учение об осадках океанов. Много добавочных сведений было получено в результате ряда рейсов, проделанных кораблем Комиссии по рыболовству США «Альбатрос»; собранные экспедицией образцы описаны Агассизом [1, 2]. Обширные сборы проб глубоководных осадков, особенно в Атлантическом и Индийском океанах, были произведены также немецкой экспедицией на корабле «Метеор» вскоре после первой мировой войны. Материалы ее описаны Корренсом [11, 12] и Шоттом [45]. «Карнеги» в последний свой рейс (1928—1929 гг.) собрал много новых образцов, описанных Ревелем [43]. Экспедиция «Снеллиуса» в Индонезию (1929—1930 гг.) доставила ценные материалы по изучению глубоководных участ-

ков этого района; результатам обработки материалов посвящены работы Кьюнена [28] и Ниб [38]. Рейс «Дискавери II» вокруг южной оконечности Америки и расположенных поблизости частей Антарктики содействовал сбору новых важных данных [Ниверсон, 37]. В результате изучения колонок морских осадков, собранных Пиго в Атлантическом океане (Пиго работал на кабелеукладочном корабле «Лорд Кельвин» в 1936 г.), получены были новые данные, которые приводятся в работе Брэдли и других [7].

Классификация глубоководных отложений. Несмотря на то что в настоящее время в классификацию глубоководных отложений внесен, особенно Ревелем [43], ряд улучшений и изменений, большинство ученых продолжает пользоваться классификацией, предложенной Мэрреем и Ренаром [36, *186*]. По этой классификации глубоководные отложения разделяются на следующие типы:

1. Пелагические отложения (образовавшиеся в глубоких водах, вдали от суши).

Красная глина.	Радиоляриевый ил.
Диатомовый ил.	Глобигериновый ил.

Птероподовый ил.

2. Терригенные отложения (образовавшиеся вблизи материков и представленные главным образом принесенным с суши материалом).

Синий ил.	Красный ил.
Зеленый ил.	Вулканический ил.

Коралловый песок и ил.

В классификации Ревеля выделение различных типов отложений основывается на большем количестве отличительных признаков; кроме того, Ревель не в такой степени придает значение окраске осадка, как классификационному критерию, и приводит четко выраженные признаки, позволяющие разграничить группы пелагических и терригенных отложений.

Пелагическими считаются осадки, имеющие красные, коричневые, желтые или белые цвета (поскольку именно эти тона характеризуют медленный процесс осадкообразования) и содержащие менее 20% аллотигенных минералов [1] и минеральных обломков до 5 μ в диаметре.

Красная глина. Красной глиной называются осадки удаленных от суши глубоководных частей океана, бедные карбонатом

[1] Аллотигенные минералы — минералы, принесенные извне, в отличие от образовавшихся на месте (аутигенных). (*Прим. ред.*)

кальция; они обычно мягки, пластичны, маслянисты наощупь. Определение «красная» нельзя считать удачным, так как широко распространенная красная глина Тихого и Индийского океанов в действительности имеет шоколадно-коричневую окраску. Оно впервые было применено к образцам красной глины Атлантического океана, имеющей кирпично-красный цвет. Красная глина представляет собой в основном тонкий материал, имеющий средний диаметр зерен около 1 μ; грубого материала в ней содержится незначительное количество. Химический, минералогический и механический состав красной глины приводится в табл. 2, 3 и 4, взятых из книги Свердрупа, Джонсона и Флеминга «Океаны» [**50**, *984—992*].

Теория происхождения красной глины была предложена Мэрреем и Ренаром [**36**, *338—340*] и с тех пор фигурирует в большинстве учебников. Мэррей предположил, что красная глина является продуктом разложения вулканогенных материалов, признавая одновременно возможность приноса с суши взвешенных в воде коллоидальных глинистых частиц. Кроме того, многими авторами одним из главных компонентов красной глины признается космическая (метеоритная) пыль.

В противоположность гипотезе Мэррея и Ренара, Корренс [12], Ревель [43] и Дитц [15] на основании собственных исследований довольно отчетливо показали, что наиболее верным истолкованием происхождения красной глины было бы предположение о переносе глинистых частиц с суши во взвешенном состоянии. Свою теорию терригенного происхождения красной глины они аргументируют следующими фактами:

1. Большое разнообразие глинистых минералов, характерное для субаэрального выветривания.

2. Отсутствие резких изменений в процессе перехода от терригенного типа осадков в глубоководный.

3. Отсутствие изменений в минералогическом составе в нижних горизонтах колонок, которое можно было бы ожидать при интенсивном течении процессов гальмиролиза.

4. Разнообразие мелких обломков минералов наряду с глинистыми минералами, представляющими основную массу.

5. Установлено, что тонкий материал, попадая в морскую воду, не обязательно коагулирует [Свердруп и др., **50**, *958*].

6. Присутствие в колонках раковин фораминифер, диатомей и радиолярий.

Пелагические илы. Под этим наименованием объединяются органогенные илы глубоководных частей океанов, содержащие более 30% скелетных частей организмов. Они так же мягки, как и красная глина, но под микроскопом в них видны мириады мелких раковин фораминифер, диатомей и радиолярий. Кроме того,

Таблица 2

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КРАСНЫХ ГЛИН

(без солей, органического вещества и CaCO)

Компоненты	Средний состав 51 образца [Штайгер]	Средний состав 10 образцов из Тихого океана [Ревель, 43]	Образец из Атлантического океана [Корренс, 11]	Средний состав кристаллических пород [Кларк, 1924]
SiO_2	54,48	55,95	53,27	59,14
TiO_2	0,98	0,83	0,98	1,05
Al_2O_3	15,94	18,48	23,74	15,34
Cr_2O_3	0,012			0,055
Fe_2O_3	8,66	8,16	2,65	3,08
FeO	0,84		3,39	3,80
Ni, Co	0,039			0,025
MnO			0,31	0,124
MnO_2	1,21	0,83		
MgO	3,31	2,95	0,38	3,49
CaO	1,96	0,45	2,48	5,08
SrO	0,056			0,022
BaO	0,20	0,06		0,055
K_2O	2,85	3,35	2,36	3,13
Na_2O	2,05	1,32	2,27	3,84
V_2O_5	0,035			0,026
As_2O_3	0,001		Следы	
MoO_3	Следы			
P_2O_5	0,30	0,18	0,02	0,30
CuO	0,24			0,015
PbO	0,008			0,002
ZnO	0,005			0,005
H_2O	7,04	7,30	8,15	1,15
ZrO		0,14		0,04
Итого, %	100,216	100,00	100,00	99,769
Всего Fe в форме Fe_2O_3	9,59	8,16	6,18	7,31
Всего Mn в форме MnO_2	1,21	0,83	0,38	0,15

Таблица 3

(*Из работы Ревеля, 43*; Ч — „Челленджер", Мэррей и Ренар, 36; М — Мэррей и Чамли, 34; В — „Вальдивия", Меррей и Филиппи, 35)

Состав		Красная глина, %		Радиоляриевый ил, %	Диатомовый ил, %		Глобигериновый ил, %		Птероподовый ил, %
		Ч	М	Ч	Ч	В	Ч	М	М
$CaCO_3$	Максимум	28,8	29,0	20,0	36,3	24,0	96,8	97,2	98,5
	Минимум	0	0	Следы	2,0	0	80,2	30,0	44,8
	В среднем	6,7	10,4	4,0	23,0	2,7	64,5	64,7	73,9
Планктонные фораминиферы	Максимум		27			Преобладающая часть $CaCO_3$	80,0	95,0	75,0
	Минимум		0				25,0	15,0	15,0
	В среднем	4,77	8,8	3,1	3,1		53,1	58,9	34,7
Бентальные фораминиферы	Максимум		3,0					10,0	10,0
	Минимум		0			Присутствуют		0	Следы
	В среднем	0,6	0,6	0,1	1,6		2,1	2,1	3,6
Другие известковые скелетные остатки	Максимум		6,3				31,8	26,0	57,0
	Минимум		0			Присутствуют	1,2	Следы	15,8
	В среднем	1,3	1,0	0,8	3,2		9,2	3,7	35,5
Кремнистые скелетные остатки	Максимум		5,0	80,0	60,0	90,0	10,0	15,0[а]	20,0
	Минимум		0	30,0	20,0	40,0	4,0	Следы	Следы
	В среднем	2,4	0,7	54,4	41,0	73,1	1,6	1,7	1,9
Размеры минеральных частичек									
$>0{,}05$ *мм* в диаметре	Максимум	20,0	60,0[б]	5,0	25,0	40,0	50,0[б]	50,0[б]	20,0
	Минимум	1,0	Следы	1,0	3,0	1,0	1,0	Следы	Следы
	В среднем	5,6	2,4	1,7	15,6	8,4	5,3	5,1	4,7
$<0{,}05$ *мм* в диаметре	Максимум		100,0	67,0[в]	27,9[в]	34,0	66,6	69,3	41,8
	Минимум		31,0	17,0[в]	12,5[в]	9,0	1,2	1,2	Следы
	В среднем	85,4	86,5	39,9[в]	20,4[в]	15,8	30,6	28,5	19,6
Количество образцов для вывода средних чисел		70	126	9	5	16	118	772	40

[а] Только в двух исключительных случаях; обычно максимум не превышает 5%.

[б] Только в одном случае.

[в] Включены мелкие обломки кремнистых скелетных остатков.

Таблица 4

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЧАСТИЦЫ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДИАМЕТРОМ СВЫШЕ 0,05 *мм*

(Из работы Ревеля, 43; Ч — „Челленджер", Мэррей и Ренар, 36; М — Мэррей и Чамли, 34; В — „Вальдивия", Мэррей и Филиппи, 35)

Главные неорганические компоненты	Процент подвергшихся анализу образцов, содержащих данное вещество							
	Красная глина		Радиоляриевый ил	Диатомовый ил		Глобигериновый ил		Птероподовый ил
	Ч	М	Ч	Ч	В	Ч	М	М
1. *Аллотигенные минералы*								
Амфиболы[а]	44	19	10	100	60	50	36	60
Хлорит								
Эпидот	3	—	—	—	—	—	—	—
Полевые шпаты (не разделенные)	76	19	90	60	90	73	38	50
Ортоклаз[б]	—	—	—	40	—	×	—	—
Санидин	10	—	—	—	—	18	—	10
Плагиоклазы[в]	29	—	—	80	—	20	—	10
Гранат	1	—	—	20	—	×	—	—
Магнетит	89	23	—	100	—	80	29	40
Слюды (не разделенные)	27	40	10	40	6	26	64	70
Мусковит								
Биотит[г]	—	—	10	20	—	—	—	—
Оливин	7	—	—	40	—	16	—	10
Пироксены (не разделенные)	—	—	—	—	—	×	—	—
Энстатит	—	—	—	—	—	×	—	—
Гиперстен[д]								
Авгит	61	13	30	40	12	70	12	40
Кварц	30	58	—	80	80	42	68	70
Турмалин	4	—	—	20	—	×	—	—
Циркон	4	—	—	20	—	×	—	—
2. *Аутигенные минералы*[е]								
Анальцим	—	—	10	—	—	—	—	—
Глауконит	9[ж]	14[ж]	—	20	6	11	13	—
Марганцевые зерна, конкреции	79	43	70	—	—	31	6	—
Палагонит	31	9	40	20	—	8	30	40
Филлипсит	14	—	40	—	—	×	—	—
Фосфаты	—	—	—	—	—	×	—	—

Продолжение табл. 4

Главные неорганические компоненты	Процент подвергшихся анализу образцов, содержащих данное вещество							
	Красная глина		Радиоляриевый ил	Диатомовый ил		Глобигериновый ил		Птероподовый ил
	Ч	М	Ч	Ч	В	Ч	М	М
3. *Обломки пород и другие компоненты*								
Кристаллические, осадочные	7	—	—	60	12	—	9	—
Вулканические, стекло . .	64	23	70	80	70	—	60	65
Лапилли, бомбы	16	—	10	20	—	—	—	—
Пемза	49	8	20	40	30	—	40	30
Обломки пород								
4. *Магнетитовые и другие сферолиты* (космического происхождения)	11	—	30	—	—	×	—	—

[а] Всегда отмечались как роговая обманка, за исключением одного указания на глаукофан в синем иле и актинолит в глобигериновом иле.

[б] Включая все указания на моноклинные полевые шпаты.

[в] Включая все указания на триклинные полевые шпаты.

[г] Включены три указания на зеленую слюду в синем и зеленом илах.

[д] Включая одно указание на бронзит, встреченный в глобигериновом иле.

[е] Не включены глинистые минералы, гидроокислы железа, коллоидальный кремнезем.

[ж] Частично, быть может, аллотигенные.

Косым крестиком отмечены минералы, о которых нет точных данных.

от красной глины они резко отличаются по структуре (средний диаметр их частичек равен 7 μ) и бо́льшим содержанием алеврита, что показано в табл. 5, взятой из книги Свердрупа, Джонсона и Флеминга «Океаны» [**50**, *981*].

Таблица 5

МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТИПИЧНЫХ ОБРАЗЦОВ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
(в %)

Тип осадка	Песок	Алеврит	Глина	M_z (μ)	Q_1 (μ)	Q_3 (μ)	So	Sk
Глобигериновый ил	28,7	33,5	37,8	7,8	2,0	82,0	6,4	4,58
Диатомовый ил . . .	6,0	88,0	6,0	7,0	4,4	15,0	1,85	3,63
Красная глина . . .	0,0	17,3	82,7	1,1	0,35	2,8	2,83	0,94

Названия илов определяются доминирующими типами скелетных остатков, и по составу материала этих остатков они делятся на две группы: известковые и кремнистые. Наиболее обычным типом известковых илов является глобигериновый, состоящий преимущественно из раковинок пелагических фораминифер.

К известковым же илам относятся птероподовый, содержащий большое количество мелких раковинок крылоногих моллюсков, и кокколитовый, в основном состоящий из скелетных элементов планктонных водорослей и кокколитофор. В группу кремнистых илов входят диатомовый, в большой степени состоящий из скелетных остатков планктонных диатомовых водорослей, и радиоляриевый, который в большом количестве содержит скелеты планктонных животных — радиолярий. Последний является разновидностью красной глины, отличаясь от нее содержанием скелетов радиолярий.

Терригенные илы. Терригенные илы приурочены к глубоким частям океанов, примыкающим к краям материков, и почти не отличаются от осадков шельфа и материкового склона. Они состоят из обломочных продуктов, принесенных с суши — алевритов и глин, и, в противоположность органогенным илам, алевритовая фракция их в основном состоит из минеральных зерен; органогенных остатков в ней мало. Близ коралловых рифов образуются известковые илы, отличающиеся от органогенных известковых илов незначительным содержанием определимых остатков организмов. По Сорпу [51], они должны содержать «свыше 50% карбоната кальция, менее 15% птеропод или весьма малое количество пелагических фораминифер».

Терригенные илы очень разнообразны по окраске, причем их синий тон обусловлен наличием в осадке органических веществ и превращением сульфатов железа в закись и гидрат закиси железа, а черный — высоким содержанием органических веществ и присутствием сульфидов железа. Черные илы обычно издают резкий запах сероводорода. Красные илы содержат в большом количестве окись железа, указывающую на наличие окислительной обстановки, в противоположность восстановительной обстановке синих илов. Зеленые илы характеризуются главным образом присутствием в них глауконита, хотя последний может быть в таких мелких частичках, что обнаруживается только специальными методами анализа. Но, кроме того, зеленый цвет может быть вызван закисью железа и органическими веществами в умеренных количествах. Белые илы представляют собой упоминавшиеся выше известковые илы, образующиеся у коралловых рифов.

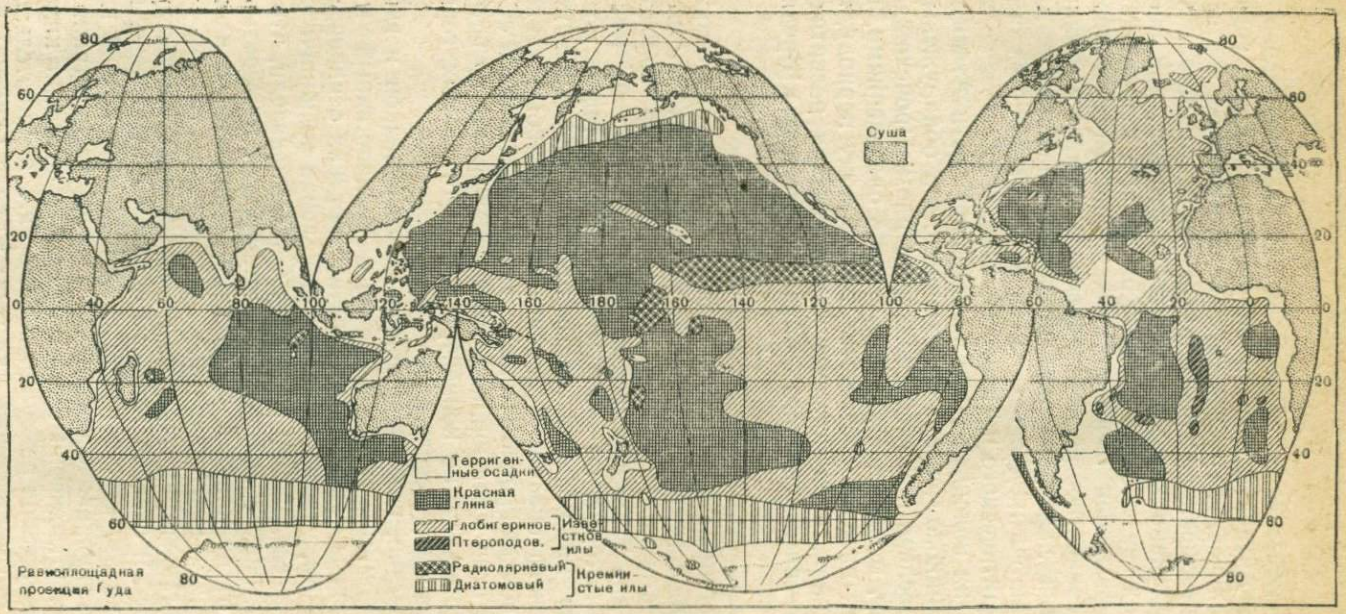
Ледниково-морские отложения. В глубоководных частях Арктики и Антарктики были обнаружены осадки, содержащие большое количество грубого материала, в илистой части которых алевритовая фракция преобладает над глинистой. Осадкам такого рода дано название ледниково-морских, так как происхождение их связывалось с приносом льдами терригенного материала. Впервые они были описаны Филиппи [41] в Антарктике, где их поверхностное распространение совпадает с границей распространения льдов, но под покровом диатомовых илов они прослеживаются и дальше на север и отмечаются в южных частях Атлантического и Тихого океанов.

Во многих колонках Пиго из северной части Атлантического океана ледниково-морские отложения были обнаружены в виде четырех прослоев под глобигериновым илом. Происхождение их, повидимому, можно поставить в связь с оледенениями, полагая, что каждый прослой соответствует холодному периоду, или стадии оледенения, в плейстоцене или подстадии развития самого большого — висконсинского — ледникового цикла [Бредли и др., 7, *3—5*].

Вулканогенные отложения. В образцах морских осадков различных глубоководных районов довольно обычны обломки вулканического стекла. Например, в ходе изучения колонок Пиго [Бредли и др., 7] были выделены обогащенные этим материалом горизонты, которые, по заключению исследователей, могут быть прослежены на большей части площади западной половины Атлантического океана. Вулканический пепел был также обнаружен в колонках красной глины, добытых экспедицией «Скриппс» в океане против Калифорнийского побережья, где он встречается в рассеянном виде, не концентрируясь в отдельных горизонтах, как это установил Ревель.

В Индонезии, где расположено много вулканов и где происходили огромные выбросы пеплов, вулканогенный материал является важным элементом в составе морских осадков, а также и индикатором, указывающим на оживление вулканической деятельности. Исследования Ниб [38, *87—127*] показали, что некоторые обогащенные вулканогенным материалом горизонты прослеживаются от вулканов в океан и коррелируются с известными вулканическими извержениями.

Вулканогенный материал переносится к глубоководным частям морей и океанов главным образом в атмосфере. На примере широко известного извержения Кракатоа в 1883 г. можно видеть, что вулканический пепел иногда распространяется по всему миру. Отложения его в удаленных на сотни километров от места извержения районах могут достигать значительной мощности, как это указывалось для горы Катмаи (Аляска) в 1912 г.



Фиг. 100. Распространение различных типов пелагических отложений. [Из книги Свердрупа, Джонсона и Флеминга „Океаны", рис. 253.]

Но некоторые продукты вулканических извержений, по данным Нибб, переносятся к местам отложения и водой. На сотни километров таким способом может переноситься тонкий вулканический пепел, на огромные расстояния — пемза, которая удерживается на поверхности воды до тех пор, пока не напитается ею настолько, что будет погружаться на дно. Поэтому карта нахождения пемзы в глубоководных осадках участков морей и океана, примыкающих к Японии, не представляет собой ничего загадочного.

Распространение глубоководных отложений. Распространение основных типов глубоководных отложений показано на фиг. 100. Кроме того, табл. 6—8, взятые из книги Свердрупа, Джонсона и Флеминга [**50**, *977—978*], дают следующую картину их распространения по океанам и глубинам:

Таблица 6

ПЛОЩАДИ, ПОКРЫТЫЕ ПЕЛАГИЧЕСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ В ИНДИЙСКОМ, ТИХОМ И АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНАХ (в %)

Типы отложений	Индийский океан	Тихий океан	Атлантический океан
Известковые илы	54,3	36,2	67,5
Кремнистые илы	20,4	14,7	6,7
Красная глина	25,3	49,1	25,8
Всего	100,0	100,0	100,0

Преобладающим типом среди осадков северной части Тихого океана является красная глина. В Атлантическом, Индийском и южной части Тихого океана немногим более 50% площади занимает глобигериновый ил.

Таблица 7

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТРЕХ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (в % от общей площади Индийского, Тихого и Атлантического океанов)

Типы отложений	Известковый ил	Кремнистый ил	Красная глина
Индийский океан	26,9	33,9	15,7
Тихий океан	40,6	55,3	68,7
Атлантический океан	32,5	10,8	15,6
Всего	100,0	100,0	100,0

Таблица 8

ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЯТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Типы отложений	Количество образцов	Глубина в *м*		
		минимальная	максимальная	средняя
Глобигериновый ил . .	772	777	6006	3612
Птероподовый ил . . .	40	713	3519	2072
Диатомовый ил	28	1097	5733	3900
Радиоляриевый ил . .	9	4298	8184	5292
Красная глина	126	4060	8282	5407

Вообще принято считать, что красная глина отлагается на таких больших глубинах, где известковые скелетные элементы организмов растворяются. Но это не вполне соответствует действительности. Как показали исследования, красная глина наиболее обычна в глубоких частях океана, но нельзя этим объяснить факт ее преобладания в северной части Тихого океана. Кроме того, в других частях океана, характеризующихся такими же глубинами, красной глины нет среди донных отложений. Свердруп, Джонсон и Флеминг [**50**, *1008*] так объясняют это явление:

«Разницу в характере осадков Атлантического и Тихого океанов наиболее просто можно было бы истолковать, установив соотношения между карбонатом кальция и бескарбонатным материалом в водах, поступающих в эти океаны. Другое объяснение можно было бы допустить, предположив, что растворенный кальций поступает в Атлантический океан из Тихого, что согласуется с данными о более значительном содержании этого компонента в глубинных водах Тихого океана.

Труднее объяснить разницу в характере осадков северной и южной частей Тихого океана. Бо́льшая часть поступающих в океан речных вод приходится на северную часть, а поэтому возможно, что почти весь растворенный кальций проходит через экватор. Пониженное содержание карбоната кальция в осадках может объясняться или относительно более высокой скоростью отложения бескарбонатного материала, или малой относительной скоростью отложения известкового материала. При этом определенную роль может играть также и гидрологическая обстановка. По условиям циркуляции в Тихом океане, вода, движущаяся с юга на север, в конечном итоге должна переменить направление и вернуться на юг... В силу этого, в направлении с юга на север наблюдается общее понижение содержания в воде кислорода и рост содержания углекислоты. Значит, в северной части Тихого океана существуют условия, более благоприятные для растворения карбоната кальция (как в толще воды, так и на дне), чем в других его частях».

Дальнейшие исследования в области гидрохимии и получение более полных сведений о растворимости карбоната кальция дадут

возможность произвести более точный анализ различных факторов осадкообразования.

Карта распространения донных отложений (фиг. 100) показывает также, что диатомовые илы располагаются поясом вокруг Антарктики, за внешней границей ледниково-морских отложений, которая, как уже установлено выше, определяется границей распространения льдов. Кроме того, диатомовые илы были найдены в северной части Тихого океана, вдоль линии больших глубин, протягивающейся от Аляски до Японии [1]. Такое распространение диатомовых илов объясняется тем, что они приурочены к местам, где воды, поднимающиеся с глубин, в изобилии выносят к поверхности питательные вещества, способствующие пышному росту диатомовых водорослей. Другим местом, где диатомеи представляют собой существенный элемент в сложении осадка, является Калифорнийский залив. Здесь зимние северо-западные ветры вызывают подъем глубинных масс воды к поверхности, и с этими явлениями совпадает обычно период размножения планктона в таких количествах, что вода залива приобретает красный цвет, почему залив первоначально назывался «Пурпурным морем».

Радиоляриевые илы распространены в основном по пути северного экваториального течения и занимают только глубоководные части океана. Птероподовые илы, напротив, приурочены к относительно мелководным площадям Атлантического океана.

Бо́льшая часть зеленых илов располагается против побережий, не имеющих больших рек, и особенно против западного побережья Северной Америки. Синие илы более обычны на периферии континентов, омываемых Атлантическим океаном. Красные илы встречаются против устьев больших рек северо-востока Южной Америки и рек, впадающих в Желтое море. Белые илы распространены вокруг коралловых островов, а вулканические — вокруг вулканических островов, лишенных коралловых рифов.

Глубокие участки дна, лишенные отложений. При описании материковых шельфов и склонов неоднократно шла речь об участках дна, на которых коренные породы не прикрыты современными осадками. Подобные участки дна находятся также и в глубинных частях океанов, причем в основном они приурочены к вершинам подводных гор и хребтов. Правда, в некоторых случаях небольшое количество осадков обнаруживается и на подводных высотах. Например, среди колонок Пиго, взятых на Атлантическом хребте, одна была извлечена и с вершинной его части. Ее незначительная длина указывала на малую скорость осадконакопления на вершине хребта по сравнению с его склонами.

[1] Новейшие советские работы показали широкое распространение диатомовых илов в глубоких частях Берингова и Охотского морей. (*Прим. ред.*)

Исследованиями подводной горы Сан-Хуан против побережья Калифорнии коренные породы были обнаружены не только на ее вершине, расположенной на глубине 600 *м*, но и на склонах, до глубины по крайней мере 2000 *м*. Среди обозначений на картах грунтов на вершинах подводных гор различных частей океанов большой процент принадлежит отметкам коренных пород. Исследования «Челленджера» показали, что на некоторых подводных возвышенностях вместо осадков находятся твёрдые марганцевые конкреции. Против же побережий Калифорнии и Южной Африки на вершинах подводных возвышенностей залегают фосфоритовые конкреции. Причина отсутствия осадков или их медленного накопления на вершинах подводных возвышенностей объясняется тем, что даже небольшое возвышение над уровнем океанического дна может породить течения, препятствующие образованию осадочного покрова. Так, например, при взятии колонок морских отложений по меридиану, в 478 *км* от берега Южной Калифорнии, грунтовая трубка взяла красную глину в двух местах, глубина которых была равна 4930 *м*. Но в третьем пункте, расположенном между ними и имевшем глубину, равную 3658 *м*, грунтовая трубка сломалась, встретив твердое дно, и достала только маленький кусочек окиси марганца.

Несомненно, причины образования не покрытых осадками площадей океанического дна точно такие же, как и причины возникновения подобных же участков на материковом шельфе. Колонки Пиго подтверждают существование таких течений (Бредли, 7, *14—15*). В колонках, взятых на Атлантическом хребте, пески были значительно грубее, чем в пробах. Течения, передвигаясь через подводные высоты, препятствуют оседанию тонких частиц, взмучивая их, с глубже расположенных участков дна; исключением являются лишь случаи, когда коренные породы прикрыты очень тонким слоем осадков.

Отложения глубоких краевых бассейнов. Существуют, повидимому, два типа бассейнов с совершенно различными условиями осадкообразования. Они были описаны Штрёмом [49] и Вулно [57]; хорошая сводка по этому же вопросу была сделана Флемингом и Ревелем [19].

К первому типу относятся бассейны с затрудненной циркуляцией, в которых настолько неинтенсивен обмен вод, что они превращаются в застойные. Лучшим примером бассейна такого типа является Черное море, отделенное, как уже отмечалось, от Средиземного длинными и узкими проливами. В глубинных частях такого бассейна запас кислорода быстро расходуется на окисление, и на дне начинает накапливаться неразложившийся органический материал, поступающий сверху. В придонном слое воды

появляется сероводород, а *pH* становится очень низким; дно покрывается черным, неприятно пахнущим илом. В таких условиях, кроме анаэробных бактерий, ничто существовать не может. Подобное расслоение воды будет сохраняться и впредь, так как в бассейне нет ни животных, ни течений, способных его нарушить. Содержание органического углерода в осадках подобных бассейнов будет чрезвычайно высоким. [1]

В глубоких норвежских фиордах иногда происходит перемешивание глубинных, насыщенных сероводородом, и поверхностных, богатых кислородом, вод, вызываемое поступлением тяжелых морских вод через пороги фиордов. Такие события знаменуются массовой гибелью фауны поверхностных вод, в результате чего впоследствии в донных отложениях образуются прослои, обогащенные органическими остатками. Если такие прослои когда-нибудь выйдут на дневную поверхность, то в них окажется огромное количество окаменевших остатков животных.

Если краевой бассейн соединяется с океаном не узким и извилистым проходом, а широким проливом, то, очевидно, водообмен в нем будет осуществляться довольно интенсивно, а развитие губительных для жизни условий будет прекращено. Так, например, бассейны Калифорнийского побережья проветриваются течениями в достаточной мере и потому в осадках их содержится очень мало сероводорода. Но следует заметить, что в бассейнах подобного рода не получает яркого выражения стратификация осадков. Органический материал, однако, накапливается даже в отложениях калифорнийских бассейнов, на что указывает высокое содержание в них азота [Ревель и Шипард, 44]. Неотчетливая стратификация и высокое содержание азота были установлены и для бассейнов Индонезии [Кьюнен, 28, 29]. С другой стороны, стратификация осадков в бассейнах описанного типа была выявлена в некоторых разностях из Калифорнийского залива: она вызывалась сезонным чередованием отложений диатомового и терригенного илов.

Скорости отложения глубоководных осадков. Были успешно применены различные методы определения скоростей отложения глубоководных осадков. Но, определяя эти величины, надо всегда иметь в виду, что длина добываемых колонок морских осадков не соответствует мощности осадочных пород, которые образовались в процессе осадконакопления. Прекрасный анализ этого положения был произведен Эмери и Дитцем [16] и Ворслевом [24]. Все образцы глубоководных отложений имеют высокую, в среднем около 50% по весу, пористость. В процессе превращения

[1] Черные сероводородные илы Черного моря не имеют особенно высокого содержания органического углерода. *(Прим. ред.)*

осадка в породу вода, заполняющая поры, будет выжата. Кроме того, определено, что колонки обычно представляют только около 50% истинной мощности осадков, пройденных трубками. Поэтому можно считать, что колонка 3 *м* длиной отвечает слою донных отложений мощностью 5,1 *м* или, соответственно, слою уплотненного и лишенного пор осадка мощностью 2,4 *м*. Таким образом, длина колонок довольно близка к мощности будущих консолидированных пород; она может почти соответствовать истинной мощности мало пористых донных отложений, но во всяком случае не достигает мощности осадков, проходимых грунтовыми трубками. Имеются сведения, что поршневая грунтовая трубка Кулленберга (фиг. 9) незначительно усаживает колонки.

Указанное выше не учитывалось многими исследователями при определении скорости отложения океанических осадков. Однако, быть может, уместно сперва представить данные в их первоначальном виде, а затем лишь внести в них необходимые поправки. Наибольшее количество данных получено при исследовании колонок, добытых в Атлантическом океане, по которым, учитывая изменение состава осадка или видового состава фораминифер, можно было найти горизонт, соответствующий окончанию последней стадии оледенения. Так, в колонках Пиго из северной части Атлантического океана [Бредли и др.] был обнаружен контакт между современным глобигериновым илом и ледниково-морскими отложениями. Брамлетт и Бредли, определив, что это изменение климата произошло 9000 лет тому назад, вычислили, что скорость отложения глобигеринового ила равна 1 *см* в 265 лет. Шотт [45], исследуя колонки «Метеора» из экваториальной части Атлантического океана, на глубине 48 *см* в глобигериновом иле обнаружил смену тепловодных форм холодноводной фауной. Определив, что переход этот имел место 20 000 лет назад [1], он исчислил скорость отложения глобигеринового ила, определив, что она равна 1 *см* в 415 лет. Браун [6] в южной части Атлантического океана нашел под глобигериновым илом красную глину. Считая ее соответствующей последней стадии оледенения и используя тот же промежуток времени в 20 000 лет, он вычислил, что глобигериновый ил отлагался со скоростью 1 *см* в 1700 лет. Налегание глобигеринового ила на диатомовый в южной части Индийского океана дало возможность Шотту [45] определить скорость отложения первого. Имея в виду, что в настоящее время диатомовый ил располагается значительно южнее, он приурочил распространение его почти до экватора ко времени существования ледникового климата и определил, что скорость осаждения составляла

[1] В этом районе смена фаун могла произойти раньше, чем в высоких широтах, поэтому цифры представляются вполне реальными.

1 *см* в 1600 лет. На основе изучения радиоактивных элементов Пиго и Арри [42] определили, что глобигериновый ил жолоба Каймана в Карибском море в течение 300 000 лет отлагался со скоростью 1 *см* в 1300 лет (0,5—1 *см* в 1000 лет), но в верхних частях толщи скорость седиментации достигла 1 *см* в 250 лет.

Скорость отложения красной глины была вычислена Шоттом [45] и оказалась равной 1 *см* в 1200 лет. Добытая нами в Тихом океане, в 550 *км* от побережья Калифорнии, колонка красной глины не имеет признаков перехода к ледниково-морским осадкам, но Пиго и Арри [42], применив методы изучения радиоактивных элементов, определили, что скорость отложения красной глины в течение 300 000 лет была равна 1 *см* в 2000 лет, хотя ближе к современному периоду она, вероятно, прогрессивно увеличивалась.

Приведенные данные были получены без учета того обстоятельства, что длина колонок не соответствует величине истинной мощности проходимых трубками осадков и без учета мощности уплотненных, лишенных пор осадков. Поскольку трудно ввести поправки в каждое отдельное значение величины скорости, в табл. 9 дается общая поправка. Хотя данные еще очень неполны, все же они могут указать правильный порядок величин, в частности для глобигеринового ила. Значение скорости отложения красной глины может быть слишком велико, так как в обоих районах эти показатели могли значительно превышать средние данные для этого типа осадков. Однако, допуская, что значения величин скорости осадкообразования реальны, можно вычислить, в какой отрезок времени отложится толща океанического осадка мощностью 4000 футов (1829 *м*). Если в соответствии с данными Невина [39] принять, что сжатие уменьшает пористость осадка до 33% на глубине 150 *м*, до 18% на глубине 1200 *м* и до 10% на глубине 1800 *м*, то, повидимому, для образования толщи известняка километровой мощности из глобигеринового ила потребовалось бы 200 000 000 лет. Но при этом надо заметить, что до мелового периода глобигерины не были известны и, может быть, в тот период отложение глубоководных известковых осадков протекало с меньшими скоростями. Для образования толщи сланцев той же мощности из красной глины потребовалось бы 300 000 000 лет. Если бы эта скорость отложения оставалась постоянной, то на дне океана с археозоя (т. е. за 2 млрд. лет) должно было отложиться 10 474 *м* уплотненной, лишенной пор красной глины. Это не вяжется с воззрениями Кьюнена [29], который на основании количества кокколитов, космического материала, мощности постгляциального материала в колонках и скоростей денудации континентов определил мощность толщи красной глины равной 3293 *м*. Возможно, цифра

Таблица 9

Тип отложений	Скорость отложения без поправок в годах на 1 *см*	Скорость отложения с поправками на искажение мощности осадков при взятии колонок (увеличена на 40%) в годах на 1 *см*	Скорость отложения уплотненного, лишенного пор осадка в годах на 1 *см*	Место взятия колонок
Глобигериновый ил . .	265	159,5	332	Северная часть Атлантического океана
Глобигериновый ил . .	415	254,5	520	Экваториальная часть Атлантического океана
Глобигериновый ил . .	1700	1013	2130	Южная часть Атлантического океана
Глобигериновый ил . .	1300	780	1625	Карибское море
Глобигериновый ил . .	1600	962	2000	Индийский океан
Средние скорости отложения глобигеринового ила	1056	632	1320	
Красная глина	1200	720	1500	Экваториальная часть Атлантического океана
Красная глина	2000	1200	2250	Западная часть Тихого океана
Средние скорости отложения красной глины	1600	962	2000	

Кьюнена ближе к истинной, особенно для красной глины, но надо отметить, что он при вычислениях вводит поправку на искажение истинных мощностей осадка при взятии колонок. Без этих поправок цифры, приводимые им, удвоились бы и прежним осталось бы только значение, исчисленное для скорости денудации.

Осадкообразование в глубоких бассейнах, примыкающих к суше. Скорости осадкообразования в бассейнах Индонезии были определены на основе корреляции с вулканическими извержениями. Сравнением значительного количества колонок из Моллукского района Ниб (38, *32—34*) находит, что осадкообразование протекало там со скоростью 65 *см* в 1000 лет или 1 *см* в 15 лет (с учетом искажения истинных мощностей осадков при взятии колонок; исправлено на 9 лет). Это в 100 раз, по крайней мере,

превышает скорость отложения красной глины в открытом океане. Скорость осадкообразования в котловинах Калифорнийского залива, где в осадках различается годичная слоистость, вполне обоснованно считается равной 1 *м* в 1000 лет или 1 *см* в 10 лет (с учетом искажения истинных мощностей осадков при взятии колонок; исправлено на 6 лет). Такая скорость превышает скорость осадкообразования в котловинах Индонезии. Расчеты, основывающиеся на количестве илов, вносимых в море во время разливов рек, устанавливают скорость осадкообразования в глубоких котловинах против побережья Калифорнии равной 30 *см* в 1000 лет или 1 *см* в 33 года (в этом случае поправок не потребовалось).

Несколько меньшая скорость осадкообразования указывается для глубоких частей Черного моря. Архангельский [3] нашел, что микрослои черноморских осадков отлагаются со скоростью 1 *см* в 50 лет (в 25 лет с учетом искажения истинных мощностей осадков при взятии колонок). Эта скорость является промежуточной между большими скоростями осадкообразования в небольших котловинах и малыми — в открытом океане.

Скорость осадкообразования в котловинах Средиземного моря можно сравнить со скоростями в котловинах Индонезии. Задавшись таким значением скорости, мы можем вычислить возраст Тирренского моря, использовав максимальную мощность его осадков, равную 276 *м*, что было определено Петтерсоном [40] по методу профессора Вейбалла. С введением в расчет приводившихся выше поправок на уплотнение получается, что толща осадков в 276 *м* требует для своего образования около 3 000 000 лет. Если бы скорость осадкообразования в Тирренском море была бы ближе не к скорости в котловинах Индонезии, а к черноморским, образование толщи осадков мощностью 276 *м* заняло бы отрезок времени в 15 000 000 лет.

Оползни глубоководных осадков. Так как дно глубоких частей океанов отнюдь не ровно, время от времени в некоторых местах должны происходить оползания или течения осадков. Роль возбудителей процессов в этих случаях должны, конечно, играть землетрясения. И отсюда можно предположить, что обрывы подводных кабелей, сопровождающие землетрясения, вызываются в большинстве случаев перемещениями масс осадков. Так, после землетрясения на Большой банке обрывы кабелей происходили на значительной площади и, по сообщениям кабельных компаний, в течение продолжительного времени. Большинство обрывов было приурочено к континентальному склону, и в меньшем количестве они происходили на участках дна глубокого океана. Поскольку обрывы не были ориентированы по предполагаемой линии сброса, то можно сделать заключение о перемещении масс рыхлых осад-

ков, которые привели к тому, что кабели остались без опоры и провисли. Огромное количество обрывов приурочено к периферии Атлантического хребта, причем не все они происходят во время землетрясений.

Бредли и другие [7, *15—16*] предположили наличие признаков оползания осадков при исследовании колонок Пиго, заметив, что в одной из них гомогенная глина по резкой границе перекрывается рыхлым прослоем песчанистого материала, переходящим кверху в тонкий материал с комочками глины. Это навело их на мысль о подводном оползне, в результате смещения которого часть осадка оказалась во взвешенном состоянии. Взвешенный материал вышел из зоны оползня и быстро осел в соответствии с размером частиц. Фораминиферы, найденные в зоне песчанистого материала, свидетельствовали об аномальных температурных условиях в том отношении, что температура поверхностных слоев воды при их жизни была выше современной и той, которая соответствовала времени отложения этого же самого горизонта в других колонках (между двумя зонами ледниково-морских осадков). Поэтому кажется весьма вероятной принадлежность фораминифер к нижнему горизонту, вскрытому оползнем на близко расположенном склоне. Оказались сходными указания на наличие оползней также и в других колонках.

ВОЗМОЖНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕРОВНОСТЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Описание различных океанов свидетельствует, что дно их неровно. Вместе с тем данные говорят за то, что осадкообразование в океанах протекает с относительно большими скоростями, за исключением подводных хребтов. Почему же в таком случае океаны не имеют ровного дна? Частичное, по крайней мере, объяснение этого факта можно почерпнуть из рассмотрения явлений вулканизма. Вулкан, возникший на океаническом дне и растущий вверх, не абрадируется сколько-нибудь заметно до тех пор, пока он не достигнет зоны волнового воздействия вблизи поверхности океана. Поэтому все высокие вулканы, возникшие за время существования океанов (предполагается, что они возникали на протяжении всей геологической истории), никогда не подвергались абразии, за исключением, может быть, коротких периодов значительных понижений уровня мирового океана (см. главу 9). На материках существует множество пунктов, где прежде располагались вулканы. Если бы вулканические конусы не были снивелированы, на поверхности земли возвышалось бы большое количество в какой-то степени изолированных пиков, сходных с подводными горами.

Более того, ряд горных цепей был создан некогда в местах, где теперь не наблюдается существенных поднятий. Если бы такие цепи возникли на океаническом дне, они имели бы возможность сохраниться. Некоторые тектонисты утверждают, что горообразованию должен предшествовать период осадконакопления в геосинклиналях. Если это так, то горообразование на дне океанов может происходить только в малой степени. С другой стороны, существование бесчисленных подводных хребтов заставляет предполагать, что рельеф дна океана обязан своим происхождением не одному только фактору вулканизма. В результате диастрофизма должны были образоваться также линии разрывов, к которым могла быть приурочена вулканическая деятельность. Кроме того, некоторые подводные хребты являются продолжениями материковых горных хребтов, чему замечательным примером является часть океанического дна у южной оконечности Анд.

Процесс осадконакопления, должно быть, сгладил многие неровности океанического дна. Во многих случаях осадки могли засыпать низкие подводные хребты; местами же сохранились непогребенные остатки последних.

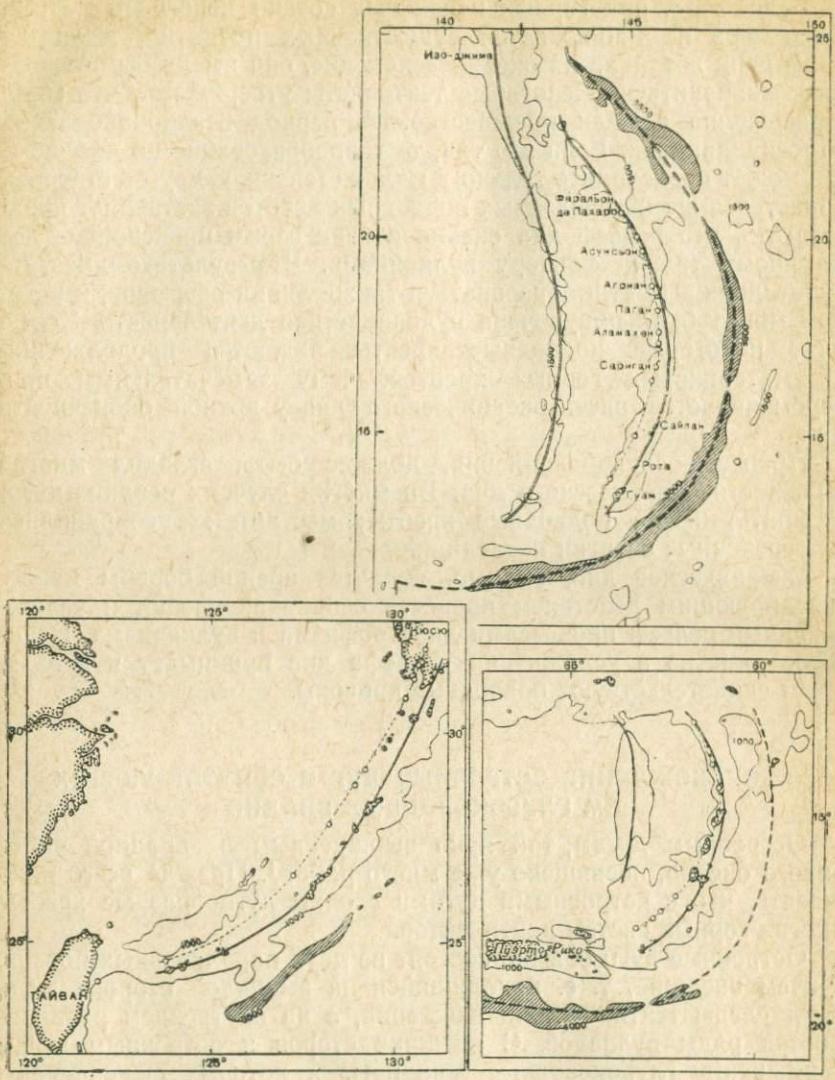
Океаническое дно, видимо, является ареной борьбы между нивелирующим действием процесса осадконакопления и усложняющими рельеф процессами диастрофизма и вулканизма. Некоторое участие в усложнении рельефа дна принимает и эрозия, о чем свидетельствуют подводные каньоны.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН

Островным дугам, так ярко выраженным в западной части Тихого океана, посвящено уже много работ [1]. Прежде всего надо сказать, что с островными дугами сходны дугообразные хребты многих горных систем континентов.

Островные дуги обычно состоят из двух параллельных поясов, причем внешний, т. е. находящийся на выпуклой стороне дуги, несет следы тектонических движений, а на внутреннем располагаются ряды вулканов. С внешних сторон к островным дугам примыкают глубоководные впадины, в которых фиксированы самые большие глубины трех главных океанов. Эти три элемента островных дуг находятся в строгом соотношении с распределением аномалий силы тяжести [см. особенно Венинг-Мейнес и др., 31; Хесс, 21; Ивинг, 17], что в нескольких примерах изображено на фиг. 101. На внешних сторонах дуг располагаются зоны

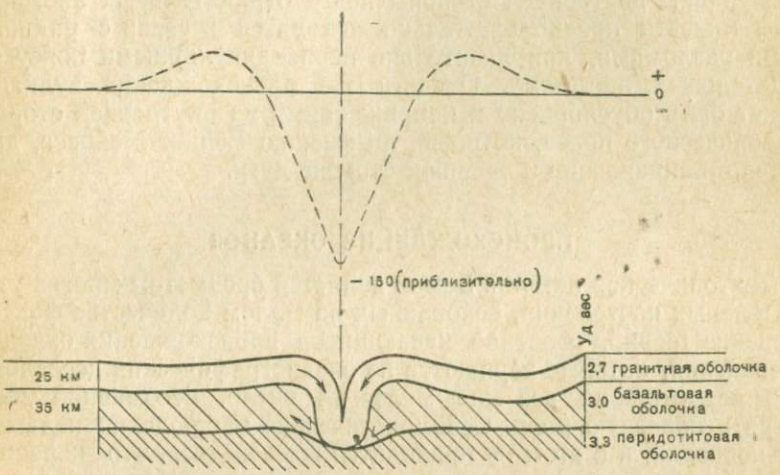
[1] Интересный разбор этих структур можно найти в книге Бюкера [8].



Ф и г. 101. Три примера соотношений между зонами расположения вулканов (показаны кружками), осями тектогенеза (жирный пунктир) и осями геоантиклиналей (сплошные линии); затемненные участки соответствуют жолобам с отрицательными аномалиями силы тяжести. Карта Вест-Индии является зеркальным изображением тихоокеанских дуг.

отрицательных аномалий, совпадающие с глубоководными впадинами; дуги островов тектонического происхождения и внутренние пояса вулканов совпадают с зонами положительных аномалий.

Следует отметить, что карта островных дуг в Вест-Индии является зеркальным изображением дуг западной части Тихого океана; это обстоятельство позволяет их сравнивать. Другие примеры островных дуг можно найти в Индонезии и в районах, примыкающих к Японским островам. Предполагают, что дуги Альп и Гималаев имеют такие же соотношения. Повидимому, вряд ли



Фиг. 102. Прогибание земной коры, распределение удельного веса и результирующая кривая аномалий силы тяжести. [По Хессу, **20**, рис. 1.]

кто усомнится в том, что дугообразный подводный хребет и примыкающая к нему впадина, расположенные южнее и восточнее мыса Горн, будут иметь сходное распределение аномалий силы тяжести.

В этой книге можно лишь вкратце коснуться разбора структуры островных дуг и распределения аномалий силы тяжести — явлений большого значения, могущих послужить ключами к раскрытию природы движений земной коры. Венинг-Мейнес объяснил существующее распределение аномалий силы тяжести прогибанием пояса отрицательных аномалий (фиг. 102) под действием горизонтальных сил, что было поддержано мнением ряда авторитетных исследователей. В пользу его предположения отчасти говорит V-образный профиль впадин, резко отличный от профиля сбросовых жолобов с плоским дном. Механизм явления предположительно рисуется в следующем виде: сиалическая оболочка земной коры прогибается в симатический субстрат и удерживается

там, по крайней мере временно, тангенциальными силами. Огромные массы легкого материала в местах прогибов обуславливают значительные отрицательные аномалии силы тяжести. Наличие глубоководных впадин стоит в связи с явлением прогибания земной коры. В некоторых местах вспучившиеся при прогибании массы корового материала приподнялись и образовали острова, и примером таких островов являются Барбадос и Тимор, где, по имеющимся сведениям, находятся глубоководные осадки, по типу сходные с красной глиной.

Вулканы внутренней стороны пояса отрицательных аномалий силы тяжести предположительно находятся в связи с радиальными разломами, приблизительно перпендикулярными поясу отрицательных аномалий. Отчасти же происхождение вулканов может быть обусловлено и напряжениями на внутренней стороне тектонического пояса, который, по мнению Венинг-Мейнеса, движется в направлении к внешней стороне дуги.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ

Тектоническая история Земли является предметом многих умозрительных построений, основанных на малом количестве фактов. В оценке теорий, особенно касающихся происхождения океанов, те сведения, которые черпаются из океанографических исследований, несмотря на все еще малое их число, несомненно могут сыграть полезную роль. Сейсмологические наблюдения недавних лет показали, и в этом не приходится сомневаться, что коренные породы дна океанических впадин отличаются от пород верхних частей материков по своим пластическим свойствам. Разница эта была обусловлена отсутствием на дне океанов кислых пород гранитного или сходного с ним типа, которые слагают верхние части материков, и она естественна, так как бо́льшая часть океанического дна находится примерно на 4500 *м* ниже среднего уровня континентов.

Теория погружения континентов. Заслуживают упоминания три главные теории происхождения океанических впадин. Одна из них — теория погружения континентов [Баррелл, 4] — пользуется значительной популярностью, особенно в Европе. Она построена на предположении о том, что на местах ныне существующих океанов (особенно это касается Атлантического океана) некогда были континентальные массы, впоследствии погрузившиеся; остатками их являются Атлантический хребет, хребет Карлсберг и подводные гряды Индийского океана. Даже приняв эту гипотезу, трудно объяснить отсутствие крупных отрицательных аномалий силы тяжести в Атлантическом океане. К тому же, неясна причина почти одинакового значения скоростей распространения поверх-

ностных волн землетрясений по дну Атлантического и Тихого океанов [Вильсон, 55][1]. Средние глубины Атлантического и Индийского океанов, как уже было показано, лишь немногим отличаются от средней глубины Тихого океана. Но из всех доводов против теории погружения материков самым веским, вероятно, будет невозможность объяснения путей, которыми при погружении удалялись массы слагающего Землю материала из-под океанических впадин, а также способа восстановления изостатического равновесия в земной коре.

Гипотеза Вегенера. Другим объяснением происхождения океанических впадин, для которого не требуется предположение о существенном различии между Атлантическим и Тихим океанами, является гипотеза перемещения материков Вегенера [53]. По Вегенеру, впадина Атлантического океана образовалась в месте разлома частей материка Пангеа, начавших затем перемещаться в западном направлении. При этом Северная и Южная Америки подвигались быстрее, расширяя образовавшийся разлом. Материал базальтовой оболочки земной коры, ранее подстилавший континенты Америки, очевидно, устремился в разлом, образуя дно океанической впадины. Атлантический хребет рассматривается как остаток прежде существовавших континентальных масс.

Геологи и геофизики выдвинули ряд доводов, ставящих под сомнение гипотезу Вегенера [Ван дер Грахт и др., 52]. Здесь приводятся также данные океанографии, свидетельствующие против этой умозрительной гипотезы:

1. Передвижение материков Северной и Южной Америки в западном направлении должно было бы не только вызвать складкообразование на их краях, но и смять породы, слагающие дно океана на прилегающих к материкам участках. Данные промеров не показывают наличия такого рода подводных складок. Правда, происхождение котловин против Южной и Центральной Америки можно было бы объяснить тангенциальным сжатием дна [Венинг-Мейнес, 30], но вдоль большей части западного побережья Америки таких котловин нет.

2. Венинг-Мейнес [30] заключил, что аномалии силы тяжести в области больших глубин западной части Тихого океана характеризуют этот район как зону тангенциального сжатия. А по гипотезе Вегенера он должен находиться

[1] Гутенберг [20] отмечает, что скорости распространения этих волн по дну океанов различны, но его данные были подвергнуты критике. Волны современных землетрясений, типа происшедших в Южной Атлантике в 1938 г. и в Турции в 1937 г., имели скорости распространения, сходные со скоростями распространения волн бесчисленных землетрясений в Тихом океане.

в состоянии растяжения, будучи расположенным непосредственно за движущимися на запад континентами.

3. Если материк Северной Америки начал свое движение на запад с образованием Атлантического океана в сравнительно недавнее геологическое время, океанические осадки на восточной стороне материка не должны были бы отличаться большой мощностью.

Херси [1] и Ивинг сделали попытку определить мощность покрова океанических осадков на этой площади геофизическими методами и в меру своих возможностей установили, что между Бермудскими и Большими Антильскими островами она равна в среднем 420 *м* и изменяется в ничтожных пределах, не превышая 450 *м*.

Гипотеза отрыва Луны от Земли в месте расположения Тихого океана. Впервые эта гипотеза была высказана Джорджем Дарвином [14]. По Боуи [5], плотность Луны примерно равна плотности континентальных масс Земли. Общая масса Луны такова, что если бы ее распределить по впадинам Атлантического и Тихого океанов, то она заполнила бы их и образовала сплошную континентальную поверхность, находящуюся в изостатическом равновесии.

Отрыв части земной коры на ранней стадии ее остывания мог вызвать образование трещин в остывающей коре, развившихся затем в разлом, заполненный теперь водами Атлантического океана. Тяжелая магма нижних горизонтов земной коры, поднявшись в разлом, восстановила изостатическое равновесие.

Гипотеза отрыва Луны от Земли находится в соответствии с некоторыми очевидными возражениями против гипотез погружения и передвижения материков. Но Джеффриз [25] представил целый ряд вычислений (которые, надо сказать, вне компетенции многих геологов, в том числе и автора), доказывающих невозможность происхождения Луны и океанических впадин описанным путем.

Повидимому, наиболее разумно оставить вопрос о происхождении океанических впадин на этом дискуссионном этапе, заметив, что он так же далек от определенного решения, как и вопрос о происхождении Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Agassiz Alexander, «General sketch of the expedition of the Albatross from February to May, 1891». *Bull. Mus. Comp. Zool.*, 23, II, 1892.

[1] Сообщение Херси, датированное 6 июня 1947 г., содержало приведенные здесь сведения.

2. Agassiz Alexander, «General report of the expedition... U. S. Fish Com. Steamer Albatross, Oct. 1904 — March 1905». *Mem. Mus. Comp. Zool.*, 33, XIII, 77, 1906.
3. Архангельский А. Д., «Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород». *Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., отд. геологич.* V, вып. 3—4, 1927.
4. Barrell Joseph, «On continental fragementation and the geological bearing of the moon's surficial features». *Am. Jour. Sci.*, 5th Series, 13, 283—314, 1927.
5. Bowie William, «Origin of continents and oceans». Scientific Monthly, 41, 444—449, 1935.
6. Braun G., «Über marine sedimente und ihre Benutzung zur Zeitbestimmung». *Meereskunde, Sammlung volkstümlicher Vorträge*, 7, Jahrgang, 7 Heft., Berlin, 1913.
7. Bradley W. H. и другие, «Geology and biology of the North Atlantic deepsea cores between Newfoundland and Ireland». *U. S. Geological Survey, Prof. Paper* 196, 1942.
8. Bucher Walter H., «The deformation of the earth's crust». *Princeton Univ. Press*, 82—86, 122, 205—208, 1933.
9. Chubb G. J., «The structure of the Pacific Basin». *Geol. Mag.*, 71, 289—301, 1934.
10. Clarke F. W., «The data of geochemistry». *U. S. Geol. Survey, Bull.* 770, 841, 1924.
11. Correns Carl W. и другие, «Die Sedimente des equatorialen Atlantischen Ozeans». Deutsche Atlantische Exped. Meteor 1925—1927, *Wiss. Erg.*, Bd. III, 3 Teil, 298, 1937.
12. Correns C. W., «Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean». Recent marine sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 373—395, 1939.
13. Daly R. A., «The floor of the ocean». *Univ. of North Carolina Press*, 1942.
14. Darwin G. H., «On the tidal friction of a planet surrounded by several setellites and on the evolution of the solar system». *Phil. Trans., Royal Society London*, 172, part II, 491—535, 1881.
15. Dietz R. S., «Clay minerals in recent marine sediments». *Am Mineralogist*, 37, 219—220, 1942.
16. Emery K. O. and Dietz R. S., «Gravity coring instruments and mechanics coring». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52, 1685—1714, 1941.
17. Ewing Maurice, «Marine gravimetric methods and surveys». *Am. Phil. Soc.*, 79, 47—70, 1938.
18. Ewing Maurice, Wollard G. P., Vine A. C. and Worzel J. L., «Recent results in submarine geophysics». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 57, 924, 1946.
19. Fleming R. A. and Roger Revelle, «Physical processes in the ocean». Recent marine sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 48—141, 1939.
20. Gutenberg B., «Structure of the crust, continents and oceans». Physics of the earth VII, Internal constitution of the earth, 301—328, 1939.
21. Hess H. H., «Gravity anomalies and island arc structure». *Proc. Am. Phil. Soc.*, 79, 71—96, 1938.
22. Hess H. H., «Drowned ancient islands of the Pacific Basin». *Am. Jour. Sci.*, 244, 772—791, 1946.
23. Hess H. H., «Bathymetry and geological structure of the western North Pacific». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1202—1203, 1946. (Abstract; complete paper submitted to the bulletin.)
24. Hvorslev M. N., «The present status of the art obtaining undisturbed samples». *Publ. Com. on sampling and testing. Am. Soc. Civil Engineers*, 1940.

25. Jeffreys Harold, «The earth, its origin, History and physical constitution». The Macmillan Comrany, 37—47, 300—303, 1929.
26. Kossinna Erwin, Die Tiefen des Weltmeeres. Berlin Univ. Ins. f. Meereskunde, Veroff. N. F., A. Georg. Naturwiss. Riehe, Heft. 9, 70, 1921.
27. Kuenen Ph. H., «Geological interpretation of the bathymetric results» in *Snellius* Expedition, 1929—1930, Brill E. J., 5, pt. 1, 1935.
28. Kuenen Ph. H., «Bottom samples, collection of the samples and some general aspects» in *Snellius* Expedition, 1929—1930, Brill E. J., Leiden, 5, pt. 3, Sec. 1, 1942.
29. Kuenen Ph. H., «Rate and mass of deep-sea sedimentation». *Am. Jour. Sci.*, 244, 563—572, 1946.
30. Meinesz F. A. V., «Results of gravity determinations upon the Pacific and the organization of further research». *Proc. Fourth Pac. Sci., Cong. Java.*
31. Meinesz F. A. V., Umbgrove J. H. F. and Kuenen Ph. H., «Gravity expeditions at sea». 2, J. Waltman Jr., Delft, 1934.
32. Murray H. W., «Submarine mountains in the Gulf of Alaska». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 52, 333—362, 1941.
33. Murray H. W., «Profiles of the Aleutian Trench». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 757—782, 1945.
34. Murray John and Chumley James, «The deep sea deposits of the Atlantic Ocean». *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, 54, pt. 1, 252, 1924.
35. Murray John and Philippi E., «Die Grundproben der deutschen Tiefseeexped. Valdivia». 1898—1899. Wiss. Erg., Bd. 10, 77—201, 1908.
36. Murray John and Renard A. F., «Deep sea deposits, scientific results of the exploration voyage of H. M. S. Challenger, 1872—1876». 1891.
37. Neaverson E.,« The sea-floor deposits». Discovery Reports, 9, 300—309, 1934.
38. Neeb Ir. and Gerda A., «Bottom samples, the composition and distribution of the samples». *Snellius* Expedition, 1929—1930, 5, pt. 3, Sec. II, 1943.
39. Newin Charles, «Principles of structural Geology». 3rd ed., 193—197, 1942.
40. Pettersson Hans, «Oceanographic work in the Mediterranean», *Geog. Jour.*, 107, 163—166, 1946.
41. Philippi E., «Die Grundproben der deutschen Sudpolar Expedition, Drygalski, *Deutsche Sudpolar Expedition* 1901—1903. *Band* 2, Heit 6, 431—434, 1912.
42. Piggot C. S. and Urry W. D., «Time relations in ocean sediments». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 53, 1187—1210, 1942.
43. Revelle Roger, «Marine bottom samples collected in the Picific Ocean by the Carnegie on its seventh cruise». *Cornegie Inst. Wash. Pub.* 556 Oce., part II, 1944.
44. Revelle Roger and Shepard F. P., «Sediments off the California coast». Recent marine sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 261—264, 1939.
45. Schott W., «Deep-sea sediments of the Indian Ocean» and «Rate of sedimentation of recent marine sediments». Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 396—415, 1939.
46. Sewell R. B. Seymour, «The John Murray Expedition, 1933—1934». *Scientific Reports* 1935—1936, 1, charts 1—3, Adlard & Sons, London.
47. Shepard F. P., «Submarine topography of the Gulf of California» to appear as part of a special paper of the Geolg. Soc. Am.
48. Stocks Theodor, «Die echolotprofile Wissenschaftliche ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf den Meteor». 1925—1927. Band II, 1933.

49. Ström K. M., «Land-locked waters. Hydrography and bottom deposits in badly ventilated Norwegian fiords». *Nordske Videnskaps Akademi, Oslo i, Mat. Naturv. Klasse*, No. 7, 85, 1936.
50. Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H., «The Oceans, their physics, chemistry and general biology» Prentice-Hall, 1942.
51. Thorp E. M., «Description of deep sea bottom samples from the western North Atlantic and the Caribbean Sea». *Bull. Scripps Inst. Oceanography Tech. Series*, 3, No. 1, 1—31, 1931.
52. Van der Gracht W. A. J. M. и другие, «Theory of continental drift. a symposium». *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 1928.
53. Wegener Alfred, «The origin of continents and oceans». 3rd. ed., trans. by J. G. A. Sker, E. P. Dutton and Co., 1922.
54. Willis, Bailey, «Isthmian links». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 43, 917—952, 1931.
55. Wilson J. T., «The love waves of the South Atlantic earthquake of August 28, 1933». *Bull. Seis. Soc. Am.*, 30, 273—301, 1940.
56. Wiseman John, «Basalts from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean». The John Murray Exped., 1933—1934, *Sci. Reports*, 3, No. 1, 1937.
57. Woolnough W. G., «Sedimentation in barred basins and source rocks of petroleum». *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 21, 1101—1157, 1937.

Глава 12

СВОДКА ДАННЫХ ПО ГЕОЛОГИИ МОРЯ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ

РОСТ ЗНАЧЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ГЕОЛОГИИ МОРЯ

Двадцать лет тому назад, когда наука об океаническом дне не вышла еще из инкубационного периода, освещение вопросов морской геологии, казалось, не имело особо важного значения для экономики. Военно-морские специалисты едва лишь начали осознавать возможности, которые открывались в результате развития как этой, так и других областей океанографии. Известное значение придавалось изучению береговых процессов, но прогресс исследований подобного рода тормозился недостатком специальных работ в этом направлении. Был период, когда поиски нефти достигли такого размаха, что нефтяные компании стали обдумывать возможность подводной добычи нефти и с этой целью у побережья Южной Калифорнии с пирсов было пробурено несколько скважин. Но эти работы существенно не отличались от работ на берегу. В то время возможность создания промыслов на внешнем крае шельфа казалась столь же неосуществимым предприятием, как межпланетное путешествие в ракетных снарядах.

Ныне картина резко изменилась. Вторая мировая война прямым и косвенным образом в значительной степени содействовала тому, что была осознана важность изучения океанического дна. Оказалось, что колебания зонаров, употреблявшихся для обнаружения подводных лодок, на мелководье меняют амплитуду в зависимости от характера дна; наличие шумов в воде также связано в какой-то мере с характером дна. Проведение десантных операций и скоростное сооружение искусственных бухт подчеркнуло важность изучения береговых процессов.

Косвенное влияние войны сказалось в том, что она активизировала изучение области шельфа, поскольку наметилось угрожающее истощение запасов нефти на суше. Геологи в поисках новых нефтеносных свит устремили свои помыслы к континентальным шельфам, как к вероятному и возможно неиссякаемому источнику нефти. По мнению видных геологов, континентальные шельфы могут дать нефти с квадратного километра значительно больше, чем прилегающая к ним суша. Трудно судить, насколько это заключение оправдано, но есть основания предполагать, что нефтяные компании готовятся к разведочным работам на шельфах в больших масштабах.

Для того чтобы оценить значение полученных за последние годы сведений о морском дне, ниже, вместе с некоторыми взглядами на будущее геологии моря, будут приведены примеры ее практического приложения.

ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ ПО ГЕОЛОГИИ МОРЯ

Минувшее десятилетие было временем большого прогресса в техническом вооружении исследований морского дна. Коренным образом изменились и методы исследований. Применяемые в настоящее время эхолоты обеспечивают непрерывную детальную съемку профиля дна на трассах, пересекаемых кораблем. Появились такие надежные локационные средства, как радар, лоран и шоран, являющиеся механизмами электронного типа. Пятнадцать лет назад длинной колонкой считалась колонка в 90 *см*, а теперь мы имеем возможность говорить о колонке в 21 *м*, добытой в Балтийском море. Геофизические исследования дают возможность выяснять мощность осадков, покрывающих коренные породы океанического дна. Совершенствуются остроумные приборы, проектирующие на экран профиль участка дна, расположенного под идущим кораблем. Получен большой эффект в развитии подводного фотографирования и производится добыча грунтовых проб на мелководье с корабля, идущего со скоростью 15 узлов. Сетевые мешки драг были заключены в металлические каркасы, предохраняющие их от разрывов на скалистых грунтах и способствующие успешному проведению процессов драгирования. Измерение скорости течений с помощью треног, стоящих на морском дне, стало источником сведений о переносе осадков по его поверхности.

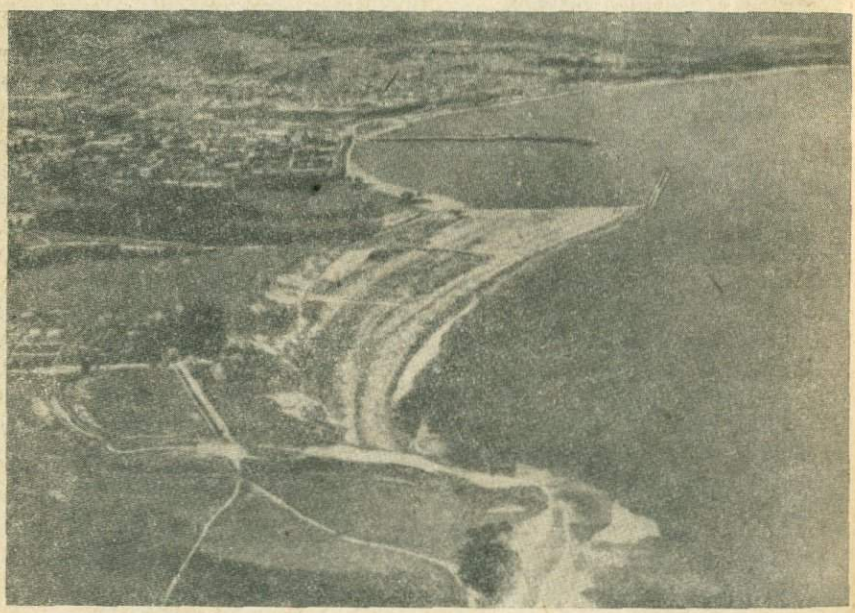
Многие из созданных приборов представляют только еще начальные стадии на пути разработки типов необходимого и эффективно действующего оборудования. В ближайшем будущем мы, весьма вероятно, будем иметь новые типы роторных буровых механизмов для добычи колонок донных осадков в сотни метров длиной. Без сомнения, будет совершенствоваться подводная фотография, и скоро можно будет непрерывными сериями производить снимки интересных участков дна с дрейфующей лодки. Возможно, и развитие некоторых методов телевидения (скорее не радио, а проводной системы) позволит вести наблюдение дна с палубы корабля.

ТЕЧЕНИЯ, ВОЛНЫ И ИНЖЕНЕРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Исследования волн были активизированы требованиями войны. Работа эта, в совокупности с результатами недавнего изучения береговых процессов, особенно на побережье Калифорнии, может

сказаться полезной для берегового строительства и возведения сооружений, предохраняющих участки берега от разрушительного действия абразии. Новые открытия в данной области, частично являющиеся подтверждением принципов, ранее недостаточно понятых, описаны в главах 3 и 5 и заключаются в следующем:

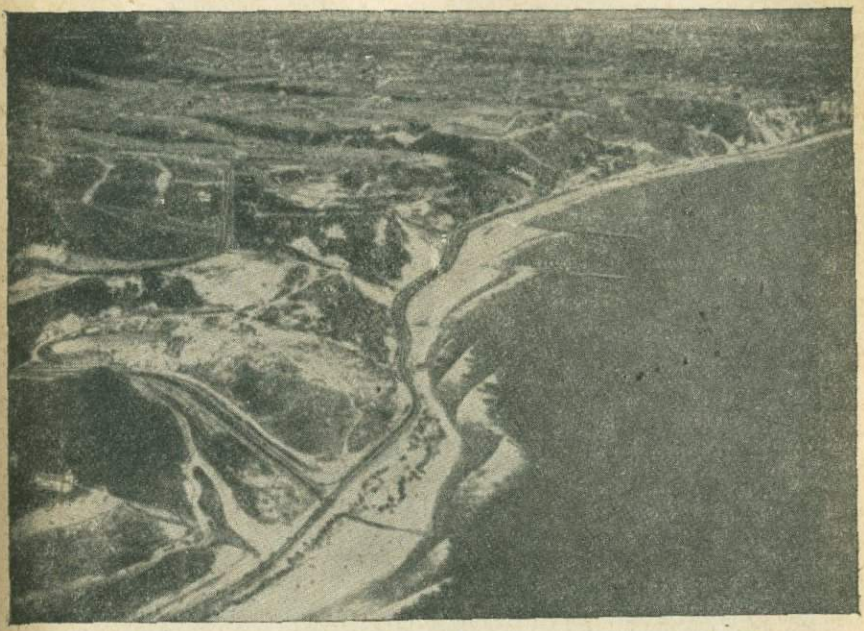
1. На волны при подходе к берегу влияет рельеф дна на глубинах, меньших половины длины волны.
2. Волны сходятся (конвергируют) над подводными хребтами и расходятся над устьями подводных каньонов или окончаниями других впадин



Фиг. 103. Аккумуляция песка у мола Санта-Барбара со стороны берегового течения. Прежняя береговая линия проходила по клифам, располагавшимся по внутренней стороне пляжа. Пляжи в верхней части фотографии фактически полностью размыты.

морского дна. В результате они могут в зоне прибоя иметь высоту, в 10 раз превышающую их высоту на последних участках.
3. Схождение и расхождение волн способствуют интенсификации протяженных прибрежных течений, переносящих наносы вдоль побережья.
4. Схождение и расхождение волн играют важную роль в локализации разрывных течений, переносящих пески с пляжа в сторону моря и способствующих размыву пляжа.
5. Параллельные берегу течения устремляются в основном, но не полностью, в направлении, в котором крупные волны подходят к берегу. Это на-

правление может быть противоположным направлению течений, возникающих в результате одновременных волнений при слабых местных ветрах. Накаты могут быть порождены штормами, бушующими за тысячи километров от берега.



Фиг. 104. Результат сооружения бун и пирсов поперек прибрежного течения. Течение движется преимущественно с запада (передний план). Обратите внимание на косоподходящие к берегу волны, которые порождают прибрежное течение.

6. Возведение прибрежных сооружений, стоящих на пути перемещения наносов, обычно приводит к тому, что ниже по течению пляж прекращает существование, тогда как выше — приобретает большие размеры (фиг. 103, 104).
7. Сооружения волнолома, параллельного берегу, вызывает усиленное отложение осадков с внутренней его стороны, так как волновая тень уменьшает скорость и турбулентность течения (фиг. 105).
8. Многие пляжи, не имеющие искусственных сооружений, остаются в равновесии; исключением являются пляжи, подверженные годовым циклам размывов и временным размывам в зависимости от штормов и приливно-отливных колебаний уровня океана.
9. В течение сезона, характеризующегося большими накатами, многие пляжи могут уменьшиться в размерах или полностью исчезнуть. Те же самые пляжи могут нарастать в течение сезонов, характеризующихся малыми накатами. Такой цикл развития пляжей наблюдается в районах, для которых характерна большая разница между средними и максимальными высотами волн.

10. Бо́льшая часть песка, смытого с пляжей в штормовую погоду, откладывается на дне, вблизи берега, образуя бары и подводные валы, ориентированные параллельно берегу.
11. Песок возвращается на пляж в тихую погоду (в процессе поперечного перемещения. — *Ред.*).

Фиг. 105. Продольный волнолом Санта Моника (июнь 15, 1944). Интенсивное отложение наносов за волноломом происходит вследствие того, что волновая тень задерживает береговое течение и понижает турбулентность, вызываемую волнами.

12. Основными источниками пляжевого песка являются реки и потоки, впадающие непосредственно в открытый океан, а также разрушаемые волнами клифы, сложенные рыхлыми породами. В тех местах, где оба эти источника имеются налицо, более существенную роль играют потоки.

13. Пляжи будут иметь тенденцию к расширению в тех местах, где эстуарии целиком заполнены осадками и потоки могут впадать непосредственно в океан.
14. Убыль песка, слагающего пляжи, вызывается разносом его ветрами или в глубь суши, или в море и переносом посредством разрывных течений настолько далеко в море, что он уже не может быть возвращен обратно на пляж волнами.
15. Перегораживание рек плотинами препятствует нормальному поступлению песка к берегу и уменьшает ширину пляжей.
16. Длительные засушливые периоды будут характеризоваться уменьшением ширины пляжей в тех местах, где потоки являются основным поставщиком песка.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВОЙ ПЛАТФОРМЫ

Почти все морские исследования и изучение карт показали несостоятельность старых представлений о шельфе как об абразионной или аккумулятивной террасе. В результате предпринятых исследований можно сделать два важных вывода: 1. Отложения не становятся более тонкими по мере удаления от берега. 2. Скальный грунт и грубые осадки довольно часто встречаются на периферии шельфов и особенно на их краях. Однако, с другой стороны, имеются геофизические наблюдения, свидетельствующие, что рыхлые осадки на некоторых частях шельфа имеют значительную мощность, причем они подстилаются уже уплотненными осадками еще большей мощности. Согласно тем же наблюдениям, мощности как рыхлых, так и уплотненных осадков могут уменьшаться в направлении к краям шельфов.

Вся известная сейчас совокупность фактов говорит за то, что материковая платформа имеет комплексное происхождение. Понижение уровня океана в течение ледникового периода могло вызвать к жизни целый ряд аномальных черт шельфа. В периоды низких стояний уровня океана происходила, повидимому, частичная абразия шельфа с образованием террас, отчетливо выраженных на многих профилях. Некоторые узкие шельфы, может быть, являются целиком абразионными, некоторые же представляют собой результат действия процессов абразии на внешнем крае и заполнения осадками впадин во внутренних частях (фиг. 57, *Б*). Обломочный материал, возникавший при абразии, частично, может быть, переносился по направлению к берегу и, несомненно, в больших количествах нагромождался по краю шельфа, отлагаясь на материковых склонах и в примыкающих к нему бассейнах. Возможно, что большое участие в образовании шельфа принимали дельты рек, особенно больших, которые в некоторых местах могли создавать выступы шельфа. Однако против большинства дельт шельф выступов не имеет, что наводит на мысль о периодическом затоплении дельт. Шельф такого типа должен представлять собой систему накладывающихся друг на друга

дельт, что существенно подтверждается обильными данными, полученными при изучении дельты реки Миссисипи.

ЗНАЧЕНИЕ ШЕЛЬФОВ, ПОДВЕРГАВШИХСЯ ОЛЕДЕНЕНИЯМ

Тот факт, что шельфы, примыкающие к берегам, испытавшим оледенение, резко отличаются и по рельефу, и по характеру отложений от шельфов не подверженных оледенениям районов, указывает на большое значение оледенения в формировании шельфа. Троги и котловины с глубинами обычно свыше 180 *м*, находящиеся вдоль покрытых ледниками берегов, наводят на мысль о движении ледников по морскому дну, о ледниковой эрозии такого же типа, какая имела место в глубоких озерных впадинах континента.

Эрозия всех подвергавшихся оледенению побережий оставила на них сеть фиордов, образующих глубокие проходы и бухты, которые имеют большое значение для навигации. Бухт на таких побережьях больше, чем требуется, тогда как на побережьях, не подвергавшихся оледенению — а их *большинство*, — *приходится* прибегать к сооружению искусственных и к углублению естественных бухт.

Обломочный материал, получившийся в прошлом при экзарации ледниками внутренних частей шельфов и фиордов, был частично сгружен на внешних частях шельфов с образованием банок или подводных морен. Подавляющая часть мирового улова рыбы приходится на моренные банки, из которых в качестве замечательных примеров можно назвать Большую банку Ньюфаундленда и банку Джорджа у побережья Новой Англии. С их поверхности орудиями лова было добыто много валунов, а на лапах якорей, обычно проникающих в грунт на некоторую глубину, обнаруживался материал, сходный с валунными глинами.

ИССЛЕДОВАНИЯ ШЕЛЬФОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ УВЕЛИЧЕНИЯ ЗАПАСОВ НЕФТИ

Возможно, что доказательство беспочвенности старого представления о насыпных шельфах было и к лучшему, так как, если говорить о нефти, трудно вообразить коллектирование ее в современных осадках аккумулятивных террас. Установление же на шельфах, причем на любых расстояниях от берега, протяженных выходов коренных пород, особенно, конечно, осадочных, возраста от меловых до позднетретичных, чрезвычайно обнадеживает в смысле возможностей нахождения нефти. Открытие ряда подводных поднятий на внешнем крае шельфа западнее устья Миссисипи, возможно, указывает на наличие там соляных куполов [*Шипард, 2*], с которыми на побережье Мексиканского залива

обычно *связана нефть*. Поскольку известны соляные купола под наложенными на шельф частями дельты Миссисипи, можно ожидать находки их и в других местах шельфа, еще не перекрытых дельтой. Геофизические работы в области шельфа северного и восточного побережья Мексиканского залива предположительно характеризуют его как геосинклиналь, с возможным наличием на ее территории перспективных в отношении нефти структур [1].

Исследование шельфа может оказать помощь в решении отдельных стратиграфических проблем, связанных с *поисками нефти*. Выявление на континентальных шельфах и склонах обширных участков океанического дна, лишенных осадков, показывает, что несогласное залегание слоев может быть создано не только в процессе регрессий. Отсутствие осадков на подводных возвышенностях и хребтах показывает, что смежные погребенные структуры могли быть засыпаны осадками, причем в этом случае исключается как трансгрессия, так и образование пористых пляжевых отложений, сопутствующих трансгрессии.

Открытие того факта, что в осадках шельфа *не наблюдается* обязательного уменьшения частиц в направлении от берега в море, ставит под сомнение возможность использования метода изменения механического состава при поисках береговых линий в древних свитах. Поскольку существует ряд доводов, позволяющих считать, что отложение, ныне находимое на суше, морских осадков происходило в более или менее защищенных бассейнах и длинных морских заливах, а не на открытом шельфе, то обобщения, касающиеся изменений механического состава осадков, не могут иметь существенного значения [2].

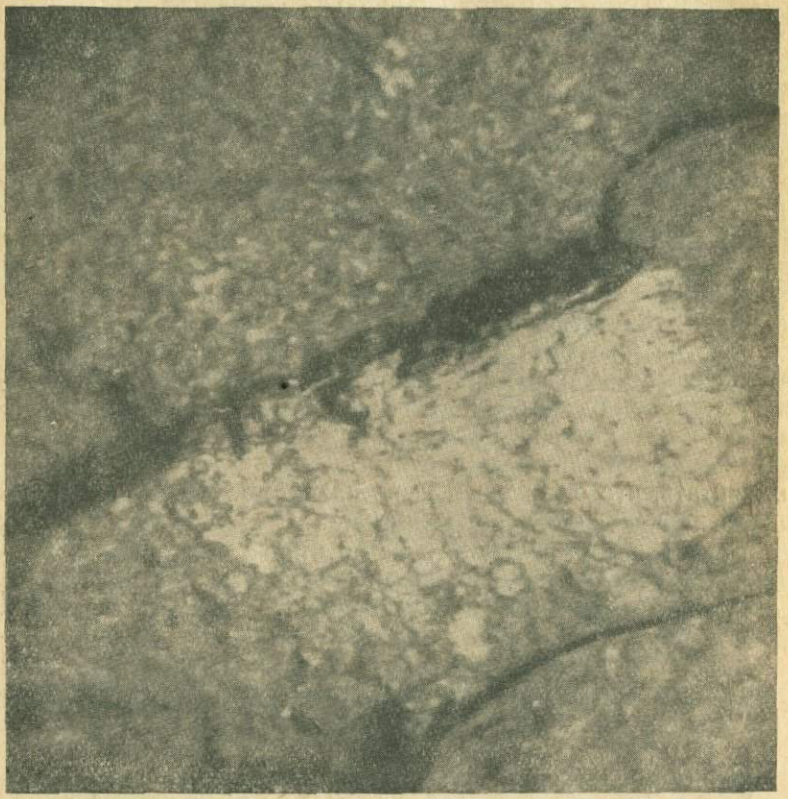
КАРТИРОВАНИЕ НЕФТЕНОСНЫХ СТРУКТУР НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ШЕЛЬФАХ

Проблема выявления под материковыми шельфами структур, благоприятных для скопления нефти, не является такой трудной, как это можно было бы предположить, потому что методы сейсми-

[1] Широкие геофизические исследования, произведенные в СССР в районе Апшеронского полуострова, позволили выявить много нефтеносных структур, ныне эксплуатируемых путем подводного бурения со свайных вышек. (*Прим. ред.*)

[2] Автор забывает здесь, что условия современности являются весьма специфичными в отношении распределения грунтов. Строение дна является усложненным благодаря крупнейшим событиям четвертичного времени — эвстатическим колебаниям уровня и тектонической активности многих областей. В условиях колоссальной длительности периодов геологического прошлого общие закономерности распределения осадков ничем не *нарушались*. Поэтому в фациальном анализе и палеографии общие принципы механической дифференциации осадков вполне применимы. (*Прим. ред.*)

ческой, гравиметрической и магнитной разведок могут быть применены при наличии промежуточной толщи воды с таким же успехом, как и на суше. Хуже обстоит дело с проблемой точных привязок на море, особенно вне видимости берегов; эта проблема



Фиг. 106. Подводная фотография, показывающая простирание наклонно-залегающих осадочных пород.

должна подвергнуться дальнейшей разработке, но, как уже указывалось в главе 2, она никоим образом не является неразрешимой. Рекогносцировочная работа по картированию структур на частях шельфа, характеризующихся большим количеством выходов коренных пород, может быть выполнена несколькими путями. Возможно, что наиболее быстрым и успешным способом будет покрытие исследуемой площади сеткой эхолотных галсов. На эхограммах в этом случае должно выявиться наличие наклонных

пластов в виде небольших асимметричных возвышений. Сопоставляя возвышения в разных частях площади, можно установить простирание слоев; падение же выявится из асимметрии возвышений. Таким образом, этот способ дает возможность определения элементов залегания, что позволяет производить картирование структур. Важным условием при выполнении таких работ является тщательная проверка положения судна. Если исследуемая площадь располагается недалеко от берега, то можно взять серию пеленгов и по ним выполнить эхолотные разрезы. Если же трудно осуществить привязку к суше, рекомендуется установить ряд буев, привязывая их местоположение к берегу с особой тщательностью. Важно также проводить работы в периоды относительного покоя на море, так как в противном случае профили волн будут фиксироваться на эхограмме и искажать ее. При выносном типе рекордера эхолота, крепящимся к борту корабля, влияние волн на запись можно свести к минимуму, ориентируя профили преимущественно под прямым углом к гребням волн.

Выявив структуры эхолотированием, можно произвести проверку, послав на грунт водолаза, имеющего некоторую геологическую практику, для сбора образцов, замеров элементов залегания и фотографирования. Опытным водолазом перечисленные операции могут выполняться на глубинах до 90 *м*. Хотя проверка и требует довольно большой затраты времени, но она может дать весьма ценные доказательства правильности полученных выводов. Если водолазу необходимо докопаться до контакта слоев, то при этом большую помощь мог бы оказать гидромонитор, управляемый с корабля. Следует заметить, что работы на грунте, заросшем водорослями, сопряжены с некоторыми трудностями и чреваты даже опасностями.

Другими методами, дополняющими эхолотирование, являются подводное фотографирование, которое может выявить структуры (фиг. 106), и драгирование, с помощью которого можно добывать образцы коренных пород. Подводное фотографирование должно сопровождаться замерами простирания слоев пород с помощью компаса на площади снимка (фиг. 12).

МАТЕРИКОВЫЕ СКЛОНЫ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Природу материковых склонов не так легко объяснить, как это ранее предполагалось. Хотя они и покрыты во многих местах осадками, есть все основания думать, что эти осадки являются лишь тонким плащом на коренных породах или на отложениях, подвергшихся частичному уплотнению. Основанием для этого мнения являются находки во многих местах на дне, а особенно на стенках подводных каньонов, коренных пород. Попытки гидро-

графов и морских геологов достать в таких местах образцы коренных пород почти везде увенчались полным успехом. Малая мощность осадочного покрова во многих местах не вяжется с обычным представлением о материковых склонах как об огромных нагромождениях осадков. Кроме того, в тех местах, где в море большими реками выносится много осадков, материковые склоны более пологи, чем в других пунктах. Отсюда следует, что процесс осадконакопления, как таковой, не мог бы привести к образованию склонов подобной крутизны.

Если бы материковые склоны возникли на дне океана только как нагромождения осадков, без всякого участия диастрофизма, то они должны были бы понижаться к уровню океанического дна с постепенным изменением угла наклона. Но обычно океаны глубже вдоль оснований материковых склонов, нежели в центральных частях. Почти на половине протяжения окраин океанических бассейнов встречаются глубокие жолобы. Объяснить наличие этих краевых бассейнов можно, очевидно, только процессами прогибания или сбросами. Изобилие эпицентров землетрясений вдоль континентальных склонов, особенно в районах жолобов, заставляет отдать преимущество в объяснении их происхождения предположению о сбросах. В самом деле, если материковые склоны являются зонами сбросов, с время от времени возобновляющимися сбросовыми движениями, то условия существования глубоких жолобов могут быть удовлетворительно объяснены. Эта гипотеза не только находится в соответствии с размещением эпицентров землетрясений и глубоких жолобов вдоль континентальных склонов, но и помогает объяснить: 1) наличие выходов коренных пород по верхнему краю склонов; 2) общую прямизну краев шельфа (вне выемок каньонов); 3) отсутствие выступов шельфов и склонов против большинства дельт и устьев больших рек. Показательно, что в тонких осадках при угле наклона более 1—2° проявляются оползневые движения, и одновременно уклон материковых склонов значительно превышает 1—2°, за исключением участков, расположенных против устьев больших рек. Факты эти свидетельствуют, что иная причина определяет существование и сохранение этого чрезмерного уклона. Объяснением, очевидно, может служить диастрофизм. В конечном итоге, на основании геофизических данных можно прийти к заключению, что континенты подстилаются легкими породами, а океанические впадины — тяжелыми. Поскольку легкий материал сносится с континентов в океан, должны иметь место какие-то движения, устанавливающие изостатическое равновесие масс.

Деятельность человека имеет связь с расположением материковых склонов, поскольку они являются тектоническими зонами.

Возобновление сбросовых движений влечет за собой появление тсунами (приливных волн) с их разрушительными последствиями для сооружений, расположенных по берегам [1]. Обычно тсунами зарождались в глубоководных впадинах Тихого океана, но в ряде случаев они возникали и на материковых склонах Атлантического океана. Например, волны огромной разрушительной силы, сопровождавшие Лиссабонское землетрясение в 1755 г., возникли на склонах против португальского побережья, а большие волны, обрушившиеся на Ньюфаундленд после землетрясения в 1929 г., зародились на материковом склоне этого района или на прилегающих к нему участках дна. Следует иметь в виду, что такие разрушительные волны могут возникнуть при возобновлении сбросовых движений и в других частях материкового склона. Возможно, что дальнейшие промерные работы в области склона смогут выявить площади, на которых наиболее обычны обрывы, наводящие на мысль о современных сбросовых движениях. Это позволит предугадывать возобновление движений, сопровождаемых тсунами.

УКАЗАНИЯ НА ЗНАЧИТЕЛЬНЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА

Все новые и новые данные наводят на мысль, что ныне находящиеся под водой участки земной коры прежде были близки к уровню океана или возвышались над ним. Данные эти основаны по крайней мере на пяти более или менее самостоятельных группах фактов. Во-первых, материковые склоны и шельфы изрезаны сотнями глубоких подводных каньонов, почти идентичных речным каньонам. Во-вторых, трудно объяснить наличие бесчисленных плосковерхих банок на дне океана, на глубине 900 и более метров, если предположить, что поверхность их в прошлом была близка уровню океана. В-третьих, исследования в области распространения коралловых рифов показали, что атоллы подвергались погружению в больших масштабах. В-четвертых, драгирование и добыча колонок морских осадков в различных частях океанов дали обильный материал, указывающий на наличие остатков мелководной фауны, а также окатанных валунов и гравия на глубинах в несколько сот метров. В-пятых, бурение на побережьях обоих материков, а также на островах вскрыло множество переуглубленных долин и аллювиальные отложения на глубине в несколько сот метров ниже современного уровня океана. Данные по каждому из этих пяти пунктов группируются ниже.

[1] В частности, на материковом склоне у берегов Крыма располагались эпицентры разрушительного землетрясения 1927 г. (*Прим. ред.*)

Подводные каньоны как затопленные речные долины. Хотя происхождение подводных каньонов может быть объяснено действием различных процессов, кроме речной эрозии, авторы большинства гипотез упустили из вида те их особенности, которые выявлены современными исследованиями и запечатлены на различных картах. А сопоставление далеко отстоящих друг от друга каньонов указывает на черты сходства в их облике. Происхождение их лучше всего может быть установлено путем изучения данных по наиболее детально промеренным каньонам; лучше всего изучены каньоны Ла Джолла и Кармел в Калифорнии, имеющие те же характеристики, что и каньоны прилегающих частей суши. Оба каньона обладают V-образными поперечными сечениями, обрывистыми каменными стенками, плавно понижающимися в сторону моря тальвегами; оба они имеют впадающие в них боковые долины («притоки»). Каньон Кармел, врезанный в гранит, извилист на всем своем протяжении и является непосредственным продолжением материкового каньона Сан-Хосе — Крик.

Каньон Скриппс, врезанный в формацию эоценовых сланцев и конгломератов, на всем своем протяжении относительно прямолинеен, как и каньоны прилегающих частей суши, врезанные в те же самые породы. Стенки упомянутых каньонов столь же обрывисты, как и склоны каньонов на суше, что подтверждают данные работ водолазов. Поэтому никто, конечно, не станет отрицать субаэрального происхождения этих каньонов. И если даже не будет добыто сколько-нибудь существенных данных, доказывающих, что приведенные примеры являются исключением, все равно кажется неразумным ставить происхождение подводных каньонов в зависимость от процессов, действующих на морском дне, так как ни один из них не способен создать такие формы рельефа.

В пользу гипотезы образования подводных каньонов эрозией потоков свидетельствует ряд фактов. В дополнение к их хорошо известному сходству с каньонами суши, большие каньоны еще и располагаются преимущественно на продолжении больших рек континентов. Столь тесную связь устьев больших рек и каньонов, образованных некоторыми типами подводных течений, можно было бы рассматривать как малоправдоподобное совпадение. Но значение факта совпадения долин рек и подводных каньонов становится ясным, если принять во внимание, что последние, повидимому, были погружены под воду во времена, значительно удаленные от нашей эпохи. Не менее красноречивыми являются и находки окатанных галек на дне многих калифорнийских каньонов. И, наконец, открытие выполненных осадками долин в пределах верховий некоторых каньонов снова подтверждает гипотезу образования каньонов эрозией потоков.

Большинство каньонов верховьями своими подходят близко к берегу и заходят в мелководье; многие из них проникают в эстуарии, и лишь небольшое количество каньонов начинается на расстоянии в несколько километров от берега и не пересекает шельфа. Недостаточно еще освещено, на каких глубинах оканчиваются каньоны, но наиболее достоверные данные заставляют думать, что черты сходства их с речными долинами не прослеживаются ниже глубины 1830 *м*.

Плосковерхие банки (*guyots*). Еще перед войной было известно немало глубоко расположенных под водой плосковерхих банок.

За время войны обширные промерные работы в западной части Тихого океана выявили обилие этих форм рельефа океанического дна. Было установлено, что бóльшая часть плоских вершин находится на глубинах, близких к 1460 *м*, т. е. что они только незначительно ближе к поверхности океана, чем внешние части подводных каньонов. Происхождение плоских вершин связано, очевидно, с волновой абразией. Но существует и другое объяснение их происхождения, а именно предположение о том, что плоские рифы образовали коралловые постройки на погружающихся островах; после этого рост их прерывался и рифы опускались до глубин, на которых они ныне и встречаются. При любом из этих объяснений происхождение плосковерхих банок связывается со значительным погружением.

Валуны и гальки в глубоких частях океанов. Наличие грубых осадков в глубоких частях океанов не является необходимым указанием на пребывание таких осадков в зоне волнового воздействия, так как они могут быть и принесенными извне. Например, в тех районах, где на различных стадиях оледенения были распространены айсберги, крупные обломки горных пород встречаются на любых глубинах. Но находки окатанных валунов и галек на больших глубинах, за пределами распространения айсбергов, наводят на мысль об изменении глубин. А если эти находки обычны в таком месте, где можно устранить возможность подводных оползаний осадков с более мелких участков дна, то предположение об изменении глубин становится более основательным, хотя можно допустить, что обломочный материал переносился остатками растительности. Это предположение подкрепляется фактом нахождения на значительных глубинах галек и валунов с остатками мелководных форм (например, моллюсков). Замечательно, что небольшое число исследований, проведенных до настоящего времени в глубоких водах против различных побережий, сплошь да рядом указывает на некогда имевшие место условия мелководья. Признаки, свидетельствующие об

этом, обнаруживаются главным образом в районах подводных гор и глубоко погруженных банок, находящихся в стороне от возможных путей миграции айсбергов, и на участках, где исключена вероятность оползания осадков. Остатки моллюсков, обнаруженные в колонках (взятых в котловинах Средиземного моря), являются добавочным и притом существенным свидетельством погружения. Дальнейшие исследования глубоководных частей океана должны показать, пользуются ли, подобно подводным каньонам, индикаторы мелководных условий всемирным распространением.

Погруженные атоллы. Атоллы юго-западной части Тихого океана все еще остаются привлекательным объектом исследований. Однако о них пока известно весьма немного, а поэтому нельзя еще окончательно решить, построены ли они на неглубоко расположенных под уровнем океана и созданных волновой абразией вулканических платформах, или на глубоко погруженных вулканических островах. Бурение на Фунафути и геофизические испытания в Бикини дали ряд сведений, говорящих все же в пользу погружения оснований островов, причем крутые склоны атоллов Индонезии являются показателями роста рифов во время погружения. Более того, наличие протяженных рядов крупных атоллов, вроде групп островов Маршальских и Гильберта, в которых не обнаружено остатков вулканических оснований, приводит к заключению о погружении последних с одновременным ростом рифов.

Заполненные осадками верховья каньонов на побережьях и их экономическое значение. Еще отсутствуют детальные сведения о глубоко погребенных верховьях каньонов на побережьях, а факты, наблюденные в Калифорнии, Луизиане и на побережье Нью-Джерси, освещены еще слабо в литературе. Была также неясная ссылка на погребенные долины Британских островов. Вероятно, исследования, предпринятые в грядущем, дадут науке новые сведения о заполненных осадками долинах. Не будет ничего удивительного, если в этих каньонах, близко подходящих к выровненному побережью, обнаружатся заполняющие их пески и гравий, которые могут явиться хорошими источниками водоснабжения [1]. Но, с другой стороны, верховья каньонов могут глубоко прорезать нефтеносные структуры типа соляных куполов и создавать новые условия для накопления нефти, как это показали исследования соляных куполов в дельте Миссисипи [Остерхуд, 1].

---

[1] Автор, возможно, имеет в виду засушливое побережье Калифорнии. (*Прим. ред.*)

ВОЗМОЖНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДАННЫХ, УКАЗЫВАЮЩИХ НА ПОГРУЖЕНИЕ

Внушительную сумму сведений, указывающую на изменения уровня морей и океанов, которые имели место на всем земном шаре, не легко интерпретировать, но и нельзя сбрасывать со счетов. Предварительные данные, на основании которых устанавливается возраст этих изменений, повидимому, говорят в пользу плейстоцена, но трудно сказать, произошли ли все крупные колебания уровня моря именно в плейстоцене. Тот факт, что сведения поступают из различных районов земного шара, как из его устойчивых, так и неустойчивых областей, естественно, наводит на мысль, что причины колебаний уровня кроются в самом океане. Но, с другой стороны, величина смещения уровня настолько значительна, что затрудняет принятие этой точки зрения. Еще труднее выработать гипотезу, основанную на предположении, что как окраины, так и океанические бассейны подвергались колебаниям огромной амплитуды в сравнительно недавнее геологическое время. Для разрешения этих вопросов требуются дальнейшие основательные исследования. Какие бы открытия в этой области ни были совершены в будущем, ясно одно — в наших познаниях о геологическом прошлом имеются большие пробелы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Osterhouldt Walter, «A buried Mississipi Valley». Paper presented before Geological Society of America, Dec. 28, 1946.
2. Shepard F. P., «Salt domes related to Mississippi submarine trough». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48, 1354—1361, 1937.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ТАБЛИЦА ПЕРЕВОДА АНГЛИЙСКИХ МЕР, ПРИМЕНЯЕМЫХ В МОРСКИХ КАРТАХ, В МЕТРИЧЕСКИЕ МЕРЫ

I

Морские сажени	Футы	Метры	Морские сажени	Футы	Метры
1/4	1,5	0,5	6 1/2	39,0	11,9
1/2	3,0	0,9	6 3/4	40,5	12,3
3/4	4,5	1,4	7	42,0	12,8
1	6,0	1,8	8	48,0	14,6
1 1/4	7,5	2,3	9	54,0	16,5
1 1/2	9,0	2,7	10	60,0	18,3
1 3/4	10,5	3,2	11	66,0	20,1
2	12,0	3,7	12	72,0	21,9
2 1/4	13,5	4,1	13	78,0	23,8
2 1/2	15,0	4,6	14	84,0	25,6
2 3/4	16,5	5,0	15	90,0	27,4
3	18,0	5,5	16	96,0	29,3
3 1/4	19,5	5,9	17	102,0	31,1
3 1/2	21,0	6,4	18	108,0	32,9
3 3/4	22,5	6,9	19	114,0	34,7
4	24,0	7,3	20	120,0	36,6
4 1/4	25,5	7,8	30	180,0	54,9
4 1/2	27,0	8,2	40	240,0	73,2
4 3/4	28,5	8,7	50	300,0	91,4
5	30,0	9,1	60	360,0	109,7
5 1/4	31,5	9,6	70	420,0	128,0
5 1/2	33,0	10,1	80	480,0	146,3
5 3/4	34,5	10,5	90	540,0	164,6
6	36,0	11,0	100	600,0	182,9
6 1/4	37,5	11,4			

II

Статутные мили	Морские мили	Километры	Статутные мили	Морские мили	Километры
1/4	0,21	0,40	9	7,84	14,50
1/2	0,43	0,80	10	8,70	16,10
3/4	0,65	1,21	20	17,40	32,20
1	0,87	1,61	30	26,16	48,40
2	1,74	3,22	40	34,80	64,50
3	2,61	4,84	50	43,50	80,50
4	3,48	6,45	60	52,20	96,50
5	4,35	8,05	70	61,00	113,00
6	5,22	9,65	80	69,60	129,00
7	6,10	11,30	90	78,40	145,00
8	6,96	12,90	100	87,00	161,00

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАИМЕНОВАНИЙ

Австралия 96, 140, 141, 160, 185, 200, 203, 243, 272, 273, 282, 295
Агадир 147
Агульяс, банка 145
Адамов мост 142
Аденский залив 296, 298, 299
Адриатическое море 147, 148
Адур, река 240, 241, 245
Азия 25, 135—144, 187, 199, 200, 297, 298
— Восточная 135—140, 199, 200
— Южная 141—144
Азорские острова 289
Алеутские острова 65, 68, 69, 135, 197, 199, 228—230
Алеутский жолоб 197, 198, 292
Алока, река 237
Альбатрос, плато 292
Альпы 148, 156, 160, 186, 321
— Приморские 148, 160
Аляска, полуостров 13, 158, 160, 215, 308, 311
— залив 197, 198, 260, 287, 290, 292
Амазонка 78, 96, 129, 175, 194
Америка Северная 124—128, 130—135, 187, 90—199, 220, 288, 297, 311, 323, 324
— Центральная 194, 195, 197, 292, 323
— Южная 128, 130, 158, 194—197, 210, 227, 243, 288, 290, 291, 292
Амур 135
Андаманские острова 243
Анды 194, 203
Аннам 140
Антарктика 55, 154, 186, 242, 289, 300
Антильские острова 164, 324
Анхель-де-ла-Гуарда 82, 131, 299
Апеннинский полуостров 201
Аппалачикола, река 194, 227
Аппалачские горы 291
Аравия 144, 200, 243, 296
Аральское море 7
Арафурское море 140
Аргентина 129, 230
Арктика 153, 154, 159, 172, 242, 259, 288
Атакамский жолоб 292
Атлантический океан (глубины, площадь) 288—292, 294, 307, 312, 316, 322—324
— подводный хребет 289, 291, 292, 311
Атлас 160, 201
Африка 24, 25, 95, 144, 145, 147, 163, 200, 221, 243, 244, 288, 289, 291, 295, 296, 312
— Восточная 95, 144, 145, 200
— Западная 24, 25, 145, 147, 221
— Юго-западная 201
— Южная 163, 179, 200, 312

Багамские острова 274
Баззард, залив 166
Баиа Бланка 129
— Нуэва, залив 162
Балканский полуостров 201
Балтийское море 24, 151, 152, 166, 167, 329
Балтимора, подв. каньон 226, 245
Баренцово море 122, 153, 154
Барранкилья 210
Барроу, мыс 154
Бартлетт, впадина 297, 315
Белое море 24, 88, 154
Белуджистан 144
Берег слоновой кости 146, 201
Беринга, подв. каньон 228—230, 235, 245
Берингово море 133, 135, 136, 154, 159, 198, 199, 311
Берленга, острова 239
Бермудские острова 273, 324
Бикини, атолл 14, 27, 263, 264, 268, 272, 273, 276, 277, 280, 282, 294, 342
Бирма 96, 142, 200, 243
Бланко, мыс 146

Блейк, плато 71, 72, 74, 187, 192, 193, 212, 243
Богослов, вулкан 229, 230
Большая (Ньюфаундлендская) банка 5, 124, 125, 190, 208, 210, 253, 317, 334
Большой Барьерный Риф 140, 200
— Каньон Колорадо 227, 228
Бонифачо, пролив 237
Бордо 149
Борнео 140, 274
Босфор 73, 256, 298
Бразильское нагорье 96, 194, 200, 203, 204, 244
Брамапутра 96
Браунсона впадина 289, 290
Бретань 149, 150, 202
Бриджпорт 184
Британская Колумбия 74, 133, 160, 199
Британские острова 64, 96, 150, 342
Бунго, пролив 137, 161

Вайкики 60, 265
Валенсия 148
Вальдес, полуостров 130
Ванкувер, остров 74, 134
Вашингтон, штат 133, 134
Великие Озера 155, 158, 185
Венесуэла 128
Вентура 244
Вест-Индия 282, 320, 321
Виго 149
Волга 156
Вольта, река 146
Внутреннее Японское море 76, 136, 137, 187
Вудхолл 24, 26

Габес, залив 147
Гаваи, остров 66, 67, 155
Гавайские острова 17, 60, 64—68, 119, 120, 155, 247, 253, 276, 279, 280, 283, 287, 292
Гаити 194
Гальвстон 120
Ганг 96, 142, 200, 244, 245
— подв. каньон 234
Гаттерас, мыс 71, 73, 126, 128, 146, 162, 187, 192, 193, 207, 212, 222, 243
Гвадалквивир 148
Гвадалупе 248
Гваякиль, залив 130
Гвиана 129
Германия 151, 152, 153
Гибралтарский пролив 73, 146, 147, 148, 256, 298
Гильберта, острова 270, 279, 342
Гильберт-Маршальский подводный хребет 292
Гималаи 321
Голландия 151, 152, 182
Гольфстрим 71, 72, 126, 161, 192, 297
Гондурас 128
Гонолулу 65, 276
Горн, мыс 130, 321
Гренландия 154, 259, 261, 278, 297
Гуам 293
Гудзон, река 167, 244, 245
— подв. каньон 224, 226
Гудзонов залив 185
Гуейямас 131

Дания 151
Дарданеллы 73
Датч-Кап 68
Делавэрский залив 126, 127, 207, 226, 245
Дельгадо, подв. каньон 224, 235—237
Джексонвилл 126
Джорджа банка 81, 124, 125, 126, 150, 153, 161, 165, 185, 192, 210, 222, 223, 226, 260, 334
Доброй Надежды, мыс 144, 145
Доггер-банка 151
Дунай 156, 250
Дьюм, подв. каньон 228

Европа 24, 158, 201, 202, 221, 288
Еурека 196, 197

Желтое море 136, 139, 159, 199
Жемчужный остров 131
Жиронда 149, 150

Замбези 144
Занзибар 144
Зеленого мыса острова 289
Зеленый мыс 146
Золотой берег 201
Золотых ворот пролив 74, 75, 162, 187
Зондский шельф 140

Ирл, подв. каньон 224
Инд 144, 244, 245
— подв. каньон 224, 233, 234, 235
Индийский океан (глубины, площадь) 294—296, 298, 316, 322
Индия 96, 142, 143, 200, 295, 296
Индо-Китай 139, 199

Индонезия 22, 76, 210, 211, 216, 270, 272, 278, 295, 298, 307, 313, 316, 317, 321, 342
Ирландия 150, 202
Ирландское море 150
Ирравади 142, 200
Исландия 259
Испания 96, 117, 148, 149, 201

Кабота пролив 125
Кагайян, подв. каньон 224, 233
Каир 118
Кайман, впадина (см. Бартлетт)
Калифорнийский залив 79—82, 131, 144, 195, 215, 217, 218, 298, 299, 311, 313, 317
Калифорния 23, 25, 27, 59, 68, 73, 107, 175, 177—179, 209, 215, 216, 223, 226, 227, 249, 312, 317, 330, 342, 343
— Нижняя 26, 117, 131, 195, 248
— Южная 56, 60, 81, 175, 176, 182, 195, 197, 212—218, 244, 246, 249, 328
Камерунский залив 145
Камчатка 25, 135
Канада 150, 185, 197, 198
Кантон 139
Кап Бретон, каньон 240, 241, 244, 245
— мыс 124, 125, 139
Карибское море 288, 297, 298, 315, 316
Карлсберг, подв. хребет 295, 296, 322
Кармел, подв. каньон 227, 249, 341
Каролинские острова 270, 290
Карское море 154
Касабланка 147, 201
Каспийское море 9, 156
Камбейский залив 144
Канарские острова 147, 201, 289
Карпентария, залив 140
Каттегат 151
Катьявар 144
Кауаи, остров 67, 68, 119, 247
Каунакан 266
Квинсленд 140
Кервоейру, мыс 149
Кергелен-Гауссберг, подв. хребет 295
Кермадек, впадина 290
Кинг-Фуад, банка 270, 278
Киренаика 201
Китай 136, 139
Китайское море 270
Китовая бухта 155
Код, мыс 118, 125, 126, 180, 181
Кодьяк, остров 199
Колорадо, река 131
Колумбия, река 162, 197
— подв. каньон 224
Командорские острова 135
Коморо, остров 296
Конго 94, 96, 145, 201, 235, 237, 254
— подв. каньон 224
Консепсьон, мыс 73, 196, 228
Коралловое море 296, 297
Корейский пролив 135, 136
Корея 256
Королевы Шарлотты, банка 129
Коронадо, подв. каньон 80
Корпус-Кристи 128
Корсика 237, 238, 254, 256
Коста-Рика 128
Кракотоа 307
Красное море 298, 299
Куба 71, 95, 194, 204, 298
Курильские острова 135
Куросиво 71, 73
Кьюр, остров 265
Кюсю 137

Лабрадор 13, 124, 190
Ла Джолла 59, 111, 181
— подв. каньон 80, 241, 340
Лакадивские острова 296
Ламанш 150, 151, 202
Ланды 116
Лаперуза, банка 134
Ла Плата 96, 129, 130
Лаптевых море 154
Либерия 146
Лионский залив 148, 201
Лиссабон 149
Лос Анжелос 81, 117, 131, 213, 244
Лофотенские острова 202, 260
Луара 149, 150
Луизиана 182, 342
Лусон 200, 232, 233, 243

Магдалена залив 131
— река 210
Мадагаскар 163, 295
Мадейра 289
Мадрас 142
Маклсфилд, банка 270
Малайский архипелаг 200, 295
Малайя 243
Малаккский пролив 141, 142, 200
Малая Азия 201
Мальдивские острова 270, 278, 279, 295, 296
Манфредония, залив 148
Манхатен Бич 176

Маракайбо 128
Марианский жолоб 293
Марианские острова 277, 290, 292, 293, 294
Марокко 56
Мартабанский залив 142
Марты Виньярд, остров 126
Маршальские острова 212, 272, 277, 279, 283, 294, 342
Массачусетс 120, 166, 180
Мауаи, остров 67, 68
Меконг 139
Мексика 95, 128, 194, 195
Мексиканский залив 159, 167, 193, 226, 288, 297, 298, 335
Мелвил, залив 124
Мендосино, мыс 133, 197
Мессинский пролив 147
Мид, озеро 251
Мидуэй 265
Минданао, впадина 290
— остров 199, 200
Миссисипи 78, 118, 126, 142, 159, 160, 162, 167, 183, 192, 194, 209, 226, 234, 235, 244, 245, 260, 334, 335, 342
— подв. каньон 224, 226, 227, 234, 235
Мичиган 155
Могадор 147
Мозамбик 200
Мокамбо, подв. каньон 224
Молокаи 67—69, 89, 247, 266
Молуккские острова 316
Монако 22
Монтерей, залив 117, 227, 249, 250, 252
— подв. каньон 80, 224, 227, 237, 239, 244, 245, 246
Мосс 227
Мосс Ландинг 249
Мурманский берег 96
«Мыс Флемиш», банка 191
Мэй, мыс 184
Мэйн, залив 124, 125, 130, 133, 150, 153, 185

Назаре, подв. каньон 224, 237—241, 245
Нантукет 126
Нигер 96, 145—148, 183, 208, 209
Никарагуа 128
Никобарские острова 243
Нил 147, 148, 183, 208, 209
Новая Англия 25, 80, 81, 124, 125, 185, 186, 223, 225, 334
— Гвинея 200
— Зеландия 162
— Земля 153, 154
Новая Шотландия 124, 125, 185
Норвегия 96, 150—153, 186, 202, 297
Норвежское море 297
Норфолк, подв. каньон 224, 226
Нуэва, залив 130
Нью-Джерси 184, 342
Нью-Йорк 126, 184, 226
Ньюйоркский залив 226
Ньюфаундленд 125, 165, 191, 339

Оаху 17, 64, 66—68, 91, 247, 265, 276
Одесский залив 156
Океания 283
Океанографа, подв. каньон 125, 223, 224
Окинава 273
Оманский залив 144
Орегон 133, 196
Ориноко 96, 128, 129, 194
Охотское море 135, 136, 297, 311

Паго-Паго 267
Палестина 147, 201
Палм-Бич 126
Палос-Вердес 81, 131
Панама 128, 131, 215, 282
Панамский залив 25, 131
Пасхи, остров 292
Патагония 130
Персидский залив 144, 160
Перу 130, 208, 253
Пиренеи 149, 160
По, река 147, 148
Пойнт-Консепсьон 133
Пойнт-Лом 25
Полк, пролив 142
Полулу 167
Португалия 148, 149, 201, 237—241, 243
Прибылова острова 133, 135
Пурпуровое море 311
Пуэрто-Рико 194, 289

Рева, река 266
Редондо, подв. каньон 242
Редондо Бич 249
Рейн 96
Ренджер-банка 26
Рио де Жанейро 162, 187, 194
Род Айленд 120
Рона 148, 156

Сагами, залив 199, 230
Сайпан 293
Салинас 227, 245
Самар 199
Самоа 265
Сан-Диего 38, 132, 176, 178

Сан-Диего Альварес, остров 289
Сан-Лоренсо 299
Сан-Луи 114
Сан-Николас 95
Сан-Роке, мыс 129, 199
Сан-Симон 93, 183, 196
Сан-Франциско, залив 20, 75, 76, 132, 133, 161, 166
— — река 129
— — подв. каньон 224
Сан-Хорге, залив 130
— — подводн. каньон 227
Сан-Хуан 196, 312
Санрику 69, 120, 253
Санта-Барбара 82, 195, 330
Санта-Каталина 163
Санта-Крус 82
Санта-Моника, залив 80, 81, 117, 332
Саскачеван 245
Сахалин 135
Сахара 118, 176
Св. Винсента мыс 148, 149, 201
— Георга пролив 150
— Ильи мыс 197
— Лаврентия залив 88, 125, 133
— Павла, остров 289
Северное Бородино, остров 273
Северное море 151, 202
Северо-Западный мыс 140
Северный Ледовитый океан 288, 296, 297
— полюс 297
Седрос 131
Сеймура пролив 74
Сенегал 146
Сент-Эндрюс, сброс 245
Сиамский залив 139, 140, 159
Сибирь 154, 159, 259
Сиерра Леоне 146, 201
— Невада 291
Сикоку 137
Сирия 147
Сицилия 147, 148
Скагеррак 88, 151
Скалистые горы 291
Скриппс, подв. каньон 228
Сомалийский полуостров 200
Сонора 299
Сорокамильная банка 82
де Сото, подв. каньон 193
Средиземное море 24, 73, 96, 147, 237, 243, 255—257, 261, 296—298, 317, 342
Срединно-Атлантический хребет 289, 291, 292, 296
Суматра 140, 141, 200
США 5, 9, 10, 14, 17, 21—24, 96, 191, 197, 206, 209, 221, 223, 226, 242—244, 287, 289, 291

Таити 282
Тайван 136, 139, 199
Таймыр 96, 154
Тайяма, подв. каньон 231, 232
Танжер 146
Татарский пролив 135
Тахо 149, 245
Тёкинг-Беси, атолл 277
Тенесерим 142
Техас 128
Техуантепек, залив 131
Тиа-Хуана 177
Тибурон 82, 131
Тимор 140
Тирренское море 255, 317
Тихий океан 12, 14, 20, 25, 96, 155, 202, 204, 215, 247, 256—260, 265, 269, 279, 287—295, 301, 307—311, 315, 316, 319, 323, 324, 339, 341
Тодос Сантос, залив 131
Токийский залив 230, 231, 243
— подв. каньон 230, 231, 239
Токио 199, 290
Тонга, архипелаг 248
— впадина 290
Тонкинский залив 136, 139, 140
Трафальгар, мыс 148
Тринидад 128
Тринкомали, подв. каньон 224
Тристан-да-Кунья, остров 289
Туамоту 294
Тунис 147
Турция 323

Уилмингтон, подв. каньон 224, 226
Унамак 65

Фернандо-По, остров 146
Фиджи 248, 266, 272
Филиппинская впадина 293
Филиппинские острова 150, 199, 200, 232, 233
Финистер 150
Флемборо Хед 151
Флорида 71, 126—128, 161, 179, 186, 187, 193, 282
Флоридский пролив 71, 212
Формоза (см. Тайван)
Франция 116, 117, 148—150, 202
Фунафути 273, 276, 342
Фуцди 88
Фрэзер 245

Хав-Мун, залив 68
Хайнань 136
Хило 66, 68, 155, 211
Хоккайдо 71, 136, 138
Хонсю 71, 136, 232
Хоу, остров 265
Хуан-де-Фука 133, 134
— подв. каньон 245
Хуанхэ 96
Хэрд Дип, впадина 150

Цейлон 142, 200, 203, 234, 243, 244
Цугару 71, 199
Цусима 135

Шотландия 150, 152, 202, 297
Шпицберген 153

Чагос 279, 296
Чезапикский залив 126, 191, 226
Черное море 7, 24, 156, 168, 210, 221, 250, 297, 298, 312, 317
Чили 130
Чукотский полуостров 96
Чукотское море 154

Эбро 148
Элейтер, остров 272
Элиса острова 279
Эниветок, атолл 279, 294

Южный океан 55
Юкатан 128, 161
Юкон 96, 135, 245
Ютландская банка 151

Ява 140, 141
Якутат 290
Янцзы 96, 136
Яп, остров 293
Япония 136, 199, 230, 243, 290, 307, 311, 321
Японский желоб 290, 292
Японское море 162, 231, 232, 256, 257, 261

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абразионные морские равнины 93
— террасы 171, 172, 179, 180—183, 205, 279, 280, 283, 333
Абразия 87, 113, 114, 169, 172, 179—182, 188, 254, 279, 280, 282, 283, 318, 333, 341, 342
— берегов 87, 113, 114, 169
— волновая 341, 342
— ледниковая 182, 186
— морская 172
Айсберги 36, 341
Аккумулятивные равнины 93
— террасы 171, 172, 205, 334
Аллювиальные равнины 86, 89
«Андезитовая линия» 292
Аномалии гравитационные 14, 23, 207, 292, 319, 321—323
Атоллы 14, 264, 266—270, 272, 274—279, 281—285, 339, 342
— погруженные 342

Барьерные рифы 14, 264, 266—268, 270, 274, 279—282, 285
Бары 87, 93—95, 100, 121, 129, 158, 162
Батиметрическая карта 288
Батитермографы 76
Бенчи 179—182, 283
Берега абразионные 91
— аккумулятивные 91
— аллювиальные 244
— с барами и косами 93—95
— вторичные 91
— дельтовые 89, 202—203
— затопленные 88
— зрелые 91
Берега коралловые 93
— ледниковые 88, 89, 94, 95, 158, 244
— мангровые 90
— молодых горных сооружений 203, 204
— нейтральные 86
— погружения 86, 157
— поднятия 86, 157, 158
— риасовые 158
— сбросовые 90, 94, 203, 204, 298
— сложные 86
— стабильные 203
— тектонические 90, 94, 244, 254
— фиордовые 94
— юные 88
Береговая линия 85
— ступень 99
Бермы 99
Бумер-пляж 99
Бурение на коралловых рифах 273—274, 276, 285, 342
— в подводных каньонах 245—246
Буруны 62, 63
Бурые водоросли 179

Валуны в глубоких частях океана 341
— на шельфах 176, 177
Вегенера гипотеза 323
Вертушка Экмана 49, 50, 79, 81
Водолазные работы 26, 27
Водоросли планктонные 307
Военные исследования флота США 6, 7, 9, 14, 17, 21—27, 31, 33, 36—39, 53, 247, 287, 288
«Волновая база» 63
Волновая экспозиция 163—164
Волноломы 331, 332
Волны 52—83, 163, 164, 330—333
— ветровые 54—64
— граничные 76
— штормовые 56
«Вмещающие тела» 162
Вулканогенные отложения 307, 309
Вулканы 86, 171, 260, 276, 300, 318—322
Высота волны 55—58

Галечники на шельфах 176, 177
Гальмиролиз 301
Геофизические исследования 50, 51, 273, 276, 280, 282, 285, 335, 342

Гипотеза Вегенера 323
— Д. Дарвина 324
— Ч. Дарвина (см. коралловые рифы)
— Джолли 256
— Дэли (ледникового контроля) (см. коралловые рифы)
— подготовленных оснований (см. коралловые рифы)
Гипотезы происхождения материкового склона 205—209
— — подводных каньонов (см. подводные каньоны)
Гирокомпас 32
Глауконит 128, 177, 178
Глобигериновый ил (см. ил)
Глубина действия волны 63, 64
Глубоководные впадины 204, 289, 290, 292, 293, 297—299, 321, 322
— отложения 299, 300—306, 309—318
Глубины лагун 37, 269, 278, 279, 280
— океанов 288—299, 323
— шельфов 63, 157, 158, 160, 162—164
«Головная часть» течения (head) 61, 62
«Горловина течения» 61, 62
Гребень волны 55, 57, 58
Грядово-котловинный рельеф 211, 212

Дарвина Д. гипотеза 324
Дарвина Ч. гипотеза (см. коралловые рифы)
«Девятый вал» 56
Дельтовые отложения 182—184
Дельты 86, 87, 146—148, 158—160, 182—185, 188, 192—194, 205, 208—210, 218, 244, 246, 251
Десантные операции 328
Диастрофизм 319, 338
Диатомовый ил (см. ил)
Диск Секки 46
Джолли гипотеза 256
Длина волны 54—57, 59
Дно океаническое 287—327
— шельфовое 166—168, 169
Дночерпатели 39, 40, 123, 124
— совковые 39, 40
Донные отложения 63, 287
— течения 176
Драгирование 30, 31, 43—45, 51, 176, 182, 185, 212, 255, 265, 329, 337, 339
Дюны 89, 116, 119, 120, 129

Жолобы глубоководные 14, 15, 65, 124, 133, 135, 151, 153, 154, 155, 158, 185, 186, 191, 197, 198, 200, 203, 208, 213, 228, 229, 230, 289—293, 295, 297—299, 315, 321, 338
Жолобы сбросовые 65, 186

Закономерности осадконакопления на шельфах 172—174
Зандровые равнины 86
«Звуковой канал» 34
Знаки ряби 46—49, 63, 213, 218
Зона прибоя 59
Зыбь 54

Измерители течений 49, 50
Изостатическое равновесие 323, 339
Ил белый 300, 306
— вулканический 300
— глобигериновый 300, 305, 306, 315, 316
— диатомовый 300, 305, 310
— зеленый 306
— красный 300, 306
— птероподовый 300, 306, 320
— радиоляриевый 300, 310
— синий 300
Илистые отложения шельфа 176, 177
Ингрессивные заливы 276
Интерференция волн 56, 57
Искусственные сооружения 64, 330—333

Карты морские 20—22, 24, 25
Классификация берегов Джонсона 86, 87
— — Шипарда 87—96, 157
— глубоководных отложений 300
— побережий 96
Клифы 85, 91, 169, 179, 181, 272, 279, 281
Кокколитофоры 306
Колебания уровня моря 256—259
Колонки Пиго 42, 43, 307, 311, 312, 314, 317, 318
Компенсационные движения земной коры 257
Конвергенция 60
Конеподы 267
Конечные морены 185, 186
Континентальный бордерленд 122, 132, 190—192, 195, 197, 200—204, 212, 213, 215—217, 246
Коралловые острова 211, 212
— рифы 6, 7, 14, 119, 120, 155, 158, 160, 163, 185, 247, 256, 263—286, 299, 306, 311, 339, 341, 342
— — барьерные 264, 266—268, 270, 274, 279—282, 285
— — береговые 267, 279, 281

Рифы внутрилагунные 264, 266, 268, 278
— — ; гипотеза происхождения 263, 274—285
— — ; — — Дарвина Ч., 274—278
— — ; — — Дэли (ледникового контроля) 256—261, 278, 280, 282
— — ; — — подготовленных оснований 282, 283
— — ; — — растворения 281, 282
Коралловый песок 300
Кориолиса закон 70, 71
Красные глубоководные глины 23, 300, 302, 304—307, 310, 314—316, 322
Кулленберга трубка 41, 42, 314

Лавовые потоки 211, 212
Ледниково-морские отложения 307, 311
Ленточные глины 153
Лиманы 92
Линия отлива 99
Литотамниевые водоросли 263, 265, 272, 281
Ложбины 99
Ложе океана 287—327
Лоран 34, 35, 288, 329
«Луч волны» 54

Мареографы 65, 66, 68
Материковые ледники 259
Материковый склон 7, 21, 43, 79, 172, 190—219, 243, 246, 253—255, 258, 272, 311, 317, 334, 337—339
— происхождение 204—209
— средние уклоны 202
Межконтинентальные мосты 289
«Мертвая вода» 76
Минералогический состав пелагических отложений 304—306
Моллюски 216, 255, 263, 307, 342
Морские отложения 164—169, 171—179, 202, 204, 205, 213—218, 299—318

Наносоуловители 47, 48, 174
Нефтеносность шельфов 22, 23, 328, 334—337, 342

Оборудование для морских работ 30—51
Определение положения корабля 31—36
Ортогонали 54, 58—60, 111, 112
Осадки гляциальных побережий 165
— материкового склона 209, 210, 213—218
Осадки шельфов 164—169
— у устьев рек 166
Островные дуги 319—322
Откос пляжа 99

Пассаты 73, 280
Пелагические отложения 300—306
Пеленгаторы 32
Пеленгование 32, 33
Пемза вулканическая 309
Пенеплен 206
Пепел вулканический 307, 309
Период волны 54, 56, 57, 60
Петрографические провинции океанов 292, 294—296
Планктон 38, 267, 311
Плоские надводные ступени 99
Плосковерхие банки (guyots) 12, 216, 256, 257, 259, 260, 270, 276—278, 282, 283, 292, 294, 339, 341
Площади океанов 268, 290, 295, 297
Пляжи 92, 98—121, 122, 176, 332, 333
— на баре 100
— бухтовые 100
— карманные 100
Побережья 85, 96, 99, 180, 181
— вулканические 96
— гляциальные 96, 180, 181
— древние 96
— с молодыми горами 96
— с широкими равнинами 96
Подводное фотографирование 27, 45—47, 329, 337
Подводные каньоны 5, 7, 12, 13, 14, 21, 23, 58, 59, 75—80, 111, 112, 116, 122, 139, 158, 172, 191, 193, 195, 197, 199, 200—203, 205—210, 220—261, 319, 338—343
— — морфология 241
— — гипотезы происхождения 12, 13, 14, 220, 249—254, 322, 323, 340, 341
— — — — подводных источников 252
— — — — подводных оползней 252, 253
— — — — суспензионных течений 250, 251
— — — — тектоническая 13, 14, 249, 250
— — — — цунами 253, 254
— эрозионная 13, 14, 250, 251, 340, 341
— оползни 210, 211, 213, 220, 250, 252, 253, 341

Подводные хребты 60, 195, 196, 202, 287—289, 291, 292, 295, 297, 298, 311, 312, 318—322, 325
Постоянные течения (см. течения)
Прибой 54, 56, 60
Прибойная зона 112
Прибойные буруны 60
Приборы для исследования грунта 40—43
— — — знаков ряби 48—49
Придонный слой воды 110, 112
Приливные течения (см. течения)
«Приливные» волны 64
Приливы сизигийные 74
Прозрачность воды 46
Происхождение океанов 322—324
Профили пляжа 101, 102
Птероподовый ил (см. ил)

Радар 33, 329
Радиоакустика 33, 37
Радиоляриевый ил (см. ил)
Радиопеленгование 35
Размерности 16, 17, 18
Разрушение волны 57, 58
Разрывные течения (см. течения)
Рельеф океанического дна 288—299
— шельфа 156—158
Рефракция волны 58, 59, 60

Сбросовые движения 338, 339
Секстан 32, 248
«Скользящий бурун» 58
Скорость волны 54—57
— осадкообразования 313—337
Солифлюкция 250
Соляные купола 192, 209, 335, 343
Софар 34
Стратификация океанических вод 75, 250, 313

Твердый сток 115
Терраса отлива 99
Терригенные отложения 300, 306
Течения 53—80, 110—116, 158, 161, 175, 176, 187, 312, 313, 329—333
— ветровые 70, 72
— вызванные внутренними волнами 76, 77
— подводных каньонов 80
— постоянные 71, 74, 158, 186, 187, 312, 313
— придонные 53, 74, 82, 83
— приливно-отливные 74, 76, 115, 161, 176, 250
— разрывные 9, 60—63, 110—113 115, 116, 175
— суспензионные 78
— связанные с тсунами 77
— на шельфах 161
— ; причины возникновения 70
Трение волн 57
Тсунами 10, 17, 64—70, 77, 85, 119, 120, 218, 253, 254, 279, 282, 283
— причины возникновения 69—70

Ураганы 119, 120, 121
Уровень высокой воды 99
— низкой воды 99

Фаунистические признаки глубоководных отложений 214—216
Фиорды 12, 88, 141, 151, 158, 313
Фораминиферы 128, 177, 214, 217, 226, 227, 263, 270, 273, 274, 278, 301, 304, 306, 311
Фосфориты 179
Фотосинтез 265

Шельфы 6, 10, 11, 15, 20, 21, 33, 63, 79, 80, 116, 117—189, 192, 195, 203, 205, 206, 208—210, 218, 234, 235, 237, 243, 244, 272, 278, 279, 282, 288, 298, 306, 312, 333—338
— абразионные 333
— гляциальные 134, 150, 151, 153, 154, 155, 158, 159, 160, 165, 168, 169, 171, 187, 188
— молодых горных стран 160
— островные 155, 156
Шоран 33, 34, 288, 329

Циклотрон 31
Циклы аномального развития пляжей 112, 113

Эвстатические колебания 250, 256, 335
Экзарация ледниковая 297
Экмана трубка 40
Экология рифообразующих кораллов 264—267
Экспедиция Вениниг Мейнеса 23
— «Альбатрос» 20, 299
— «Карнеги» 23, 299
— «Метеор» 21, 22, 287, 289, 299, 314
Экспедиция «Пуркуа Па» 22
— «Скриппс» 23, 25, 299, 307
— «Снеллиус» 22, 23, 263, 298, 299
— «Челленджер» 20, 39, 287, 299, 312
Электросамописцы 49

Эмери-Дитца трубка 40
Эрозия ледниковая 334
— субаэральная 182, 186, 207, 220, 254, 280, 281
— течениями 186, 187
Эстуарии 91, 94, 115, 150, 158, 226, 235—237, 244, 245, 251, 252, 341
Эхолотирование 35—39, 287, 298, 329, 337
Эхолоты 21, 22

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора 5

Предисловие автора 17

Глава 1. Введение и исторический очерк 19

Литература 27

Глава 2. Методы исследования морского дна 30

Литература 51

Глава 3. Волны и течения 53

Введение . . . . . —
Ветровые волны 54
Тсунами (приливные волны) 64
Течения в океане 70
Данные наблюдений над донными течениями 79
Литература 83

Глава 4. Классификация морских берегов 85

Литература 97

Глава 5. Пляжи и движение песка вдоль морских берегов 98

Общие замечания и определения . . . . . —
Условия нахождения пляжей на берегу 100
Характеристика пляжа 101
Циклы развития пляжа 105
Источники питания пляжей песком 113
Постоянная убыль песка с пляжа 115
Разрушение пляжей волнами тсунами и ураганами 119
Литература 121

Глава 6. Материковая платформа (шельф); рельеф и отложения . . . 122

Общие соображения и определения . . . . . —
Описание материковых шельфов 123
Сводка данных о рельефе шельфа 156
Отложения на шельфах 164
Литература 169

Глава 7. Происхождение и история материковой платформы (шельфа) 171

Введение . . . . . —
Факты, требующие объяснения 172
Факторы формирования шельфа 179

Оледенение шельфов 185
Эрозия течениями 186
Заключение по вопросу о происхождении шельфов 187
Литература 188

Глава 8. Материковый склон 190

Введение . . . . . —
Описание материковых склонов . . . . . —
Заключение о материковых склонах 202
Соотношение материковых склонов и различных типов берегов —
Материковые склоны в соотношении с океаническими впадинами 204
Происхождение материковых склонов . . . . . —
Изменение рельефа материкового склона под воздействием внешних агентов 209
Происхождение материковых бордерлендов 212
Выводы по вопросу о происхождении материкового склона . . —
Сравнение отложений материкового склона и бордерленда с отложениями шельфа 213
Литература 218

Глава 9. Подводные каньоны 220

История вопроса . . . . . —
Сравнение подводных каньонов разных частей света 223
Сводная характеристика каньонов 241
Распределение каньонов 242
Распределение каньонов в зависимости от типов и истории берегов 244
Буровые скважины в подводных каньонах 245
Внешние окончания подводных каньонов 246
Долины и каньоны у океанических островов 247
Изменение вершин подводных каньонов 248
Происхождение подводных каньонов 249
Краевые движения суши или изменения уровня моря 256
Преимущества гипотез ледникового контроля и краевых поднятий 259
Затруднения, связанные с гипотезой ледникового контроля и краевых поднятий 261
Литература 261

Глава 10. Коралловые рифы 263

Обзор фактического материала . . . . . —
Гипотезы о происхождении коралловых рифов 274
Литература 285

Глава 11. Ложе океана 287

История исследований . . . . . —
Описание главных элементов рельефа океанического дна . . . 288
Морские отложения 299
Возможное происхождение неровностей океанического дна . . . 318
Происхождение островных дуг и сопутствующих им глубоководных впадин 319
Происхождение океанов 322
Литература 324

Глава 12. Сводка данных по геологии моря и ее практическое приложение 328

Рост значения исследований по геологии моря . . . . . —
Оборудование для исследовательских работ по геологии моря . 329
Течения, волны и инженерные сооружения 329
Происхождение материковой платформы 333
Значение шельфов, подвергавшихся оледенениям 334
Исследования шельфов и перспективы увеличения запасов нефти —
Картирование нефтеносных структур на континентальных шельфах 335
Материковые склоны и их тектоническое значение 337
Указания на значительные погружения планетарного масштаба . 339
Возможное значение данных, указывающих на погружение . . . 343
Литература . . . . . —

Приложение 344

Указатель географических наименований 346

Предметный указатель 352

Редактор *Я. М. Свет*
Технический редактор *Н. А. Печникова* Корректор *Е. А. Яковлева*

Сдано в производство 10/I 1951 г. Подписано к печати 15/V 1951 г. А 04237. Бумага 60×92¹/₁₆ = 12,3 бум. л. 24,6 печ. л. в т/ч. 8 вкл. Уч.-издат. л. 24,8. Изд. № 5/866.
Цена 21 р. 60 к. Зак. 2168.

4-я типография им. Евг. Соколовой Главполиграфиздата при Совете Министров СССР.
Ленинград, Измайловский пр., 29.

КНИГИ,

ВЫПУЩЕННЫЕ ИЗДАТЕЛЬСТВОМ

ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

И ИМЕЮЩИЕСЯ В ПРОДАЖЕ

Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сборник статей. Перевод с английского и немецкого, 276 стр., ц. 16 р. 80 к.

Геология и петрография трапповых формаций. Сборник статей. Перевод с английского, 316 стр., ц. 19 р. 20 к.

Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. ***Система минералогии.*** *Перевод с английского. Том I,* полутом I, 607 стр., ц. 36 р. 25 к.

Проблема образования гранитов. Второй сборник статей. Перевод с английского, французского и немецкого, 385 стр.

Тернер Ф. **Эволюция метаморфических пород.** Перевод с английского, 283 стр., ц. 17 р. 20 к.

Шрок Роберт. **Последовательность в свитах слоистых пород.** Перевод с английского, 564 стр., ц. 33 р. 40 к.

Печатается и в ближайшее время выйдет в свет Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. **Система минералогии.** Том I, полутом II. Перевод с английского.

Опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
162	6 сверху	(фиг. 516)	(фиг. 51)
214	14 сверху	*Nonion scapha* (Tichtel)	*Nonion scapha* (Fichtell и Moll)
240	5 снизу и на фиг. 81	каньон Бретонского мыса	каньон Кап Бретон

Зак. 2168

Цена 21 р. 60 к.

5393