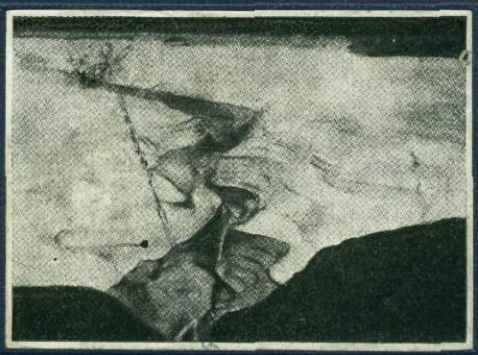
Ж. БУРКАР

РЕЛЬЕФ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ



Ж. БУРКАР

РЕЛЬЕФ ОКЕАНОВ и МОРЕЙ

Сокращенный перевод с французского
Е. В. АЛЕКСАНДРОВОЙ и В. В. ЛОНГИНОВА

Предисловие и редакция
доктора географических наук
В. П. ЗЕНКОВИЧА

И * Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва · 1953

Институт Географии

J. BOURCART

GÉOGRAPHIE DU FOND DES MERS

Paris

1949

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга французского геолога Ж. Буркара «Рельеф океанов и морей» охватывает круг вопросов, связанных с изучением морфологии океанического дна. В разработке ряда таких проблем, как анализ происхождения и развития рельефа океанов, Буркар вносит много интересных для геолога моря вопросов. В этой связи его книга, содержащая обильный фактический материал и подвергающая критике ряд устаревших гипотез, еще господствующих в зарубежной науке, представляет значительный интерес для советских читателей.

Книга Буркара — это прежде всего книга, написанная геологом. Поэтому и описание всех форм подводного рельефа ведется автором с учетом их структурных особенностей и внутренних связей. Буркар дает не только батиметрический обзор океанов, но и анализ различных элементов рельефа океанического дна. В этом отношении его работа во многом дополняет изданную в 1943 г. Учпедгизом книгу К. Валло «Общая география морей» и выпущенную Издательством иностранной литературы книгу Ф. Шипарда «Геология моря».

Ж. Буркар известен советским геологам по своей большой работе «Окраина материков», вышедшей в 1938 г. В ней впервые им была изложена идея о «континентальной флексуре», ограничивающей многие побережья, крылья которой расположены как на дне океана, так и на наземных равнинах. В настоящей книге эта идея получила дальнейшую разработку.

Наиболее интересна в данной работе та часть, которая посвящена обзору крупных форм рельефа океанов и их возможному происхождению. Подавляющее большинство зарубежных ученых в области палеогеографии и геотектоники в той или иной форме до сих пор отдают дань фантастическим построениям Вегенера о перемещении материков. Эти гипотезы уже

были опровергнуты работами советских ученых (Н. С. Шатский и др.), разработавших учение о глубинных разломах земной коры, положение которых фиксируется с палеозоя до современности. Ж. Буркар также критикует Вегенера, и вполне обоснованно, но совсем с других позиций. Приводимые им данные о строении рельефа океана вместе с материалом геофизики и сведениями по океаническим островам позволяют ему дать анализ строения океанического дна исходя из представления о складчатых дислокациях дна, как самостоятельных, так и связанных с горными системами материков. Тем самым он отбрасывает теорию Вегенера как не подтвержденную при дальнейшем развитии наших знаний природы дна океанов и морей.

В своем анализе Ж. Буркар в ряде случаев приходит к положениям, уже разработанным советскими учеными. Так, например, он не считает глубоководные ложбины специфически океаническим образованием, а указывает, что складчатые структуры морского дна, никогда не подвергавшиеся эрозии, морфологически могут быть выражены в виде плавных валов и поднятий. Буркар не согласен со многими зарубежными тектонистами в оценке роли изостазии. По его мнению, геосинклинали погружаются не от тяжести отлагающихся в них осадков, а Фенноскандия поднимается не в результате изостатической компенсации. Все эти явления он совершенно правильно связывает с движениями подкоровых масс. Прослеживая развитие геосинклиналей, Буркар подчеркивает значение в этом процессе образования овалов оседания. Автор критически относится к применимости Лайэлевского «Принципа актуализма» и в ряде мест указывает, что условия седиментации в минувшие геологические эпохи могли качественно отличаться от современных. Например, на стр. 166 он пишет, что для отложения мощных толщ ордовичских прибрежных песчаников необходимы были особые условия, которых мы сейчас не знаем. Эти и многие другие его взгляды могут считаться передовыми на фоне общего застоя зарубежной тектонической мысли.

Со многими положениями Буркара, в особенности когда он касается вопросов формирования отдельных элементов подводного рельефа, нельзя согласиться, но тем не менее его работа весьма ценна, так как в ней систематизируется, сопоставляется

и рассматривается с единой точки зрения громадный материал по рельефу дна океанов. Ж. Буркар отвергает положение об исконности океанов и всюду подчеркивает единство строения земной коры и проводит идею ее общего развития.

Необходимо также отметить, что работа Буркара не лишена и существенных недостатков. Прежде всего следует иметь в виду, что в книге, очевидно, сказались условия работы автора в годы после второй мировой войны, когда Франция оказалась в положении фактически оккупированной страны. С какой горечью автор пишет в заключительном параграфе книги о современном положении морской науки во Франции, где оказалось разоруженным единственное исследовательское судно. Из текста книги и приводимой литературы видно, что автор не располагал многими новейшими материалами и гидрографическими картами и вынужден был довольствоваться мелкомасштабными батиметрическими картами Монакского издания 1938 г. Из-за этого многие места книги написаны по устаревшему материалу, и редакции пришлось внести много дополнений и поправок. В частности, все данные о глубинах и формах рельефа были исправлены по картам «Морского Атласа». [1]

Также значительно устарели приведенные автором данные о технике эхолотирования и новейших приборах. Соответствующий раздел пришлось несколько сократить. Интересующимся этим вопросом можно рекомендовать книгу В. А. Снежинского [2] и указанную в ней специальную литературу.

В тексте автор ссылается на научно-популярные исторические и географические источники, недоступные советскому читателю; он часто приводит отдельные, разрозненные факты и наблюдения по местностям, хорошо известным только французу. Все такие места пришлось сократить, по возможности без ущерба для общего изложения.

Буркар также часто непоследователен и в ряде мест противоречит сам себе. Например, правильно рассматривая в главе II изостатическую компенсацию как вторичный процесс в развитии

[1] При чтении книги редакция рекомендует пользоваться картами «Морского Атласа», номера которых указаны в подстрочных примечаниях. — *Прим. ред.*

[2] В. А. Снежинский, Практическая океанология, Гидрометиздат, 1951.

земной коры, он на стр. 143 приписывает этому процессу прогиб морского дна под тяжестью нагрузки отложениями, а затем и компенсационное поднятие. Несколько ниже, на стр. 152, он пишет уже и об изостатическом оседании материков под действием ледниковых покровов, позабыв, что им было сказано ранее.

Другой пример: в главе III Буркар отводит морской абразии совсем ничтожную роль, считая, что даже береговые обрывы обычно создаются другими агентами. А на стр. 191 мы читаем, что абразия — «фактор значительно более эффективный, чем речная эрозия», что с нашей точки зрения совершенно правильно.

Подобная небрежность и неувязки сильно затрудняют усвоение материала книги и иногда даже подрывают доверие к некоторым положениям автора. Это заставило, в частности, снабдить книгу большим количеством редакторских примечаний, в которых мы пытались оценить достоверность и значимость выводов автора с точки зрения работ советских ученых.

Хотя в книге приведена обширная литература, в основном западноевропейских авторов, многие существенные работы американских, скандинавских и даже английских и немецких авторов в ней не упомянуты. Буркар, повидимому, очень слабо знаком и с советской литературой. Он ссылается лишь на несколько случайно известных ему работ, а в описании морей Советского Союза допускает существенные ошибки.

История исследования рельефа морского дна освещена автором весьма односторонне. Если можно говорить о ведущей роли французских ученых в XVII и XVIII столетиях, то в XIX и тем более в XX столетии первенство в этой области переходит к другим странам, хотя, бесспорно, работы Делесса, Туле, исследования Монакского института и крупных океанических экспедиций («Пуркуа-Па?» и других французских судов) внесли существенный вклад в науку о морском дне.

Буркар ни слова не говорит о русских батиметрических работах, которые еще в петровское время отмечались премиями Парижской академии наук; не говорит он также о результатах русских кругосветных плаваний и о работах русских гидрографов XIX в.

Устарели по фактическому материалу и батиметрические карты океанов. Мы сочли возможным их сохранить, так как характер рисовки рельефа и интерпретация промера на сложных участках, сделанные автором, хорошо иллюстрируют те или иные места книги.

Следует отметить и частные особенности отдельных глав книги: в первой главе, говоря о составлении батиметрических карт, автор выдвигает правильное положение о возможности значительной экстраполяции данных промера, в тех случаях когда по нему вырисовывается общий закономерный характер подводной топографии. Такой принцип используется в Советском Союзе с 1944 г. при составлении общегеографических и гипсометрических карт и дает хорошие результаты.

Во второй главе, посвященной формам рельефа дна, автор дает классификацию этих форм и сопоставляет их с формами наземного рельефа соответствующей величины и очертаний. Что касается классификации наземных форм, в особенности складчатости различных порядков, то здесь Буркар допускает чисто метафизический подход к анализу сложнейших природных явлений. Нам вполне понятно, что количественно различные явления (от тысяч километров до долей сантиметра) можно объединять в одну рубрику только формально, ибо качественно они совершенно различны и обнимают собой, во-первых, собственно пликативные дислокации, вызываемые либо тангенциальным давлением, либо «раздавливанием» (см. работы В. Белоусова и В. Бронгулеева), во-вторых, процессы поднятий и оседаний, вызванные движением подкоровых масс, и, наконец, тончайшие процессы текучести вещества, в которых проявляется уже действие молекулярных сил в различных термодинамических условиях.

В классификации форм подводного рельефа никакого генетического принципа автором не проводится, да это и невозможно при современном состоянии их изученности. Сейчас может ставиться задача лишь наиболее полного и строгого описания их внешних признаков. Поскольку в геологической литературе нет строго установившейся терминологии форм подводного рельефа, редакции пришлось составить собственную схему, подобрав для них наименования, по смыслу соответствующие

классификации автора книги, и пользоваться этими наименованиями в последующих главах.

Третья, одна из основных глав книги, очень «разношерстна».

Центральной ее частью является обоснование и развитие уже упомянутой идеи автора о континентальной флексуре.

В этой связи очень интересны данные об условиях залегания четвертичных и плиоценовых прибрежных песчаников Марокко, Пиренейского полуострова, Сирии, которые хорошо разъясняют и подтверждают правильность теоретических представлений автора. Наряду с этим много внимания уделяет автор вопросу о современном складкообразовании и о различном масштабе этого явления.

Особенно подробно Буркар описывает Далматинское побережье, сопровождая этот раздел геологической картой, серией профилей и анализом тектоники. Приводимые им данные о современном складкообразовании, где острова этого побережья якобы являются антиклиналями, а проливы синклиналями, исключительно интересны и, видимо, впервые фигурируют в сводной литературе. Отнестись к ним критически мешает отсутствие подобных исследований по берегам морей Советского Союза. Может быть, нечто подобное Адриатике в этом отношении представлял бы Керченский (и Таманский) полуостров, будь уровень Черного моря на 50 *м* выше. Некоторые наши геологи считают, что гребни Керченского полуострова представляют собой современные локальные поднятия. Не будет ли обнаружено также нечто подобное на диагональных и поперечных участках побережья южного острова Новой Земли или южного окончания Сихотэ-Алиня?

В этой же главе автор пытается доказать, что абразия в развитии рельефа земной коры играет подчиненную роль. Совершенно правильно и беспристрастно описав отдельные факты по хорошо известным ему побережьям Франции, Адриатики, Марокко (отобрав, правда, лишь, те, которые подтверждают его концепцию), он обобщает их для всех берегов мира, целиком игнорируя обширную литературу, даже своих соотечественников (например, Брике, де-Рувилля) и других и нигде ни словом не упоминает о монографии Джонсона, посвященной

береговым процессам. Такая тенденциозность автора непонятна, так как общеизвестные факты о значительном темпе абразии не противоречат теории континентальной флексуры. Это могло быть вызвано только стремлением защитить сомнительный тезис, что клифы бывают приурочены к поднимающимся побережьям.

Ряд ошибок Буркар допускает и при описании различных типов побережья. В особенности произвольно характеризует он фиордовые и вообще «раздробленные» (по его термину) побережья. Он считает (см. примечание автора к стр. 101), что только гипотеза континентальной флексуры может объяснить переуглубленность фиордов, которую якобы нельзя приписывать выпахивающему действию льда. Автор при этом забывает, что устьевые части фиордов и их продолжения на морском дне как раз являются наиболее мелководными. Он «отмахивается» от монографии Григори, доказавшего тектоническое происхождение фиордов, считая ее устаревшей (с 1914 г.). Но с тех пор появился ряд новых работ, где точка зрения Григори была подтверждена и были доказаны даже современные дифференциальные тектонические движения, совпадающие с линиями фиордов.

Идея о континентальной флексуре несомненно содержит в себе здоровое ядро, и в ряде случаев к этой же мысли пришли советские исследователи, но Буркар стремится применить и эту идею чуть ли не ко всем побережьям мира.

Здесь полезно напомнить историю изучения крымских и кавказских берегов Черного моря. На них еще со времени первых работ Соколова, а затем Андрусова констатировались одновременно признаки поднятия и признаки опускания. По северным, а местами и по южным склонам (район Судака) Крымских гор широко развиты высокие четвертичные террасы. Но одновременно с этим имеются и многочисленные явные признаки погружения в виде ряда ингрессионных бухт. Были попытки объяснения этих противоречий локализацией поднятий и опусканий в разных местах побережья. Но затем работами А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова было показано, что опускания присущи материковой платформе Крыма на всем ее протяжении. В новейших работах Н. И. Николаева и М. В. Муратова это противоречие разрешено таким

образом, что признана одновременность поднятия горной полосы и погружения побережья и дна, то есть — существование флексуры, приуроченной к современному берегу и достигающей амплитуды в несколько сот метров за вторую половину четвертичного периода.

Аналогичные условия констатированы и на кавказском берегу, и вывод о наличии там флексуры следует из работ Л. А. Варданянца и А. И. Москвитина.

Флексура или разрыв, приуроченный к современному берегу, известны и на северном побережье Фенноскандии.

Однако объяснять береговой флексурой образование клифов, как это делает автор, и при этом совершенно игнорировать абразию, безусловно нельзя. Приводимые им факты нахождения четвертичных торфов ниже уровня моря, почти у подножья клифов Ла-Манша, можно объяснить послеледниковыми колебаниями уровня моря. Процесс абразии сейчас хорошо изучен, и материалы по берегам СССР показывают, что при современном уровне моря абразия во многих местах уничтожила многие сотни метров и километров берега. Если же взять период послеледникового эвстатического поднятия уровня океана, то эта величина достигает во многих местах десятков километров.

Центральной частью четвертой главы, «Материковая окраина», является анализ условий образования материковой платформы. Автор дает краткое описание строения платформы и критический обзор существующих теорий ее происхождения. Основная идея автора о трансгрессивном происхождении шельфа не нова. Она впервые была высказана еще Нансеном, а в последнее время ее развил чехословацкий ученый Новак. Правда, в сводках и руководствах она освещена слабо или не упоминается вовсе (в частности, ни слова о трансгрессивном происхождении шельфов нет в книге Шипарда «Геология моря»). Заслуга Буркара в том, что он связывает распространение трансгрессивных шельфов и их особенности в платформенных и геосинклинальных областях с теорией континентальной флексуры и делает ряд убедительных выводов.

Интересны, оригинальны и новы многие критические замечания по адресу иных теорий происхождения шельфа (абразионной, тектонической, аккумулятивной). Здесь автор не ограничи-

вается анализом современных явлений, но, будучи геологом, привлекает и материал по морям минувших геологических эпох.

Но нельзя согласиться с автором, когда он пытается защищать эрозионную теорию происхождения подводных каньонов, и считает их продолжением речных долин на опущенном крыле континентальной флексуры. При этом он игнорирует даже приводимые в его же книге данные, говорящие о том, что большинство каньонов не связано с речными долинами; автор не использует результатов новейших исследований каньонов, показавших, в частности, что на американском побережье они врезаны в плиоценовые морские отложения.

Сомнительны также его утверждения о существовании еще двух поверхностей шельфа — на глубинах порядка 500 и 1000 *м*.

В наибольшей по объему пятой главе заключается собственно описание рельефа океанов и «средиземных морей», к которым автор причисляет также Северный Ледовитый океан и антарктические воды. Разделы этой главы, посвященные в отдельности каждому океану или бассейну, построены однотипно. Вначале дается достаточно подробный обзор геологии и истории развития окружающих берегов, затем общая характеристика рельефа и районирование дна; отдельно описывается «материковая окраина» и, наконец, анализируются «детали рельефа». В тексте этих разделов имеются интересные факты по условиям седиментации, о современном вулканизме на дне и островах, об условиях жизни в море и др. Не менее интересны комментарии автора к существующим теориям строения и развития дна океанов, но своих положений он нигде четко не формулирует. Больше того, в ряде мест мы видим, что автор отступает даже от позиций, занятых им в вводных главах. Так, на стр. 295 мы узнаем, что автор уже не противник «мобилизма». Отвергая теорию Вегенера, он признает значительные перемещения материков к экватору. В первых главах автор не соглашался с концепцией Ога, а на стр. 276 пишет, что Атлантический океан все же больше всего напоминает геосинклиналь в стадии растяжения.

Даже в заключительном разделе главы, где Буркар дает основные выводы о строении дна океанов, он ставит перед читателем ряд альтернатив, но не дает по ним решений.

Каковы же его основные выводы? Буркар считает, что Атлантический, Северный Ледовитый и западная часть Индийского океана геологически очень молоды и что только центральная часть Тихого океана может считаться древней. Относительно же процесса образования океанических впадин с их сложным рельефом представления автора не идут дальше признания чередования периодов сжатий и растяжений земной коры, причем первые, по его мнению, сопровождались образованием антиклинальных и синклинальных складок, а вторые — разрывами и вулканизмом. Колоссальные излияния лав на окружающих материках, островах и на дне, а также само поднятие материков вызвали тот недостаток субстрата, который привел к опусканию дна океанов, продолжающемуся, по мысли автора, и доныне. Первопричиной всех этих процессов Буркар считает изменения состояния и движения подкорового вещества под влиянием радиоактивности в духе гипотезы Джоли. Читателю, таким образом, предоставляется самому сопоставлять факты, приводимые в книге, и делать по ним собственные выводы.

В шестой, последней главе автор как бы пытается оправдать перед читателем-океанографом выход в свет своей книги. Он перечисляет все возможные вопросы исследования океанов, при решении которых необходимо учитывать влияние рельефа дна. Эта глава никак не связана с предыдущими, но может быть интересна для читателя-геолога, мало знакомого с проблемами океанологии.

Такова эта книга, несколько необычная по композиции и по подбору материала и очень неровная по изложению, но в целом, несмотря на отмеченные недостатки, содержащая интересный фактический материал; она дает оригинальную трактовку вопросам происхождения основных форм рельефа океанического дна и представляет интерес для широких кругов читателей — географов и геологов.

В. Зенкович.

ВВЕДЕНИЕ

Как приступить к описанию рельефа морского дна, который был нам совсем неизвестен, а многими даже отрицаем, не далее как сто лет назад и к пониманию которого мы только еще начинаем подходить? Единственный способ изучения рельефа морского дна — промеры глубин — стал применяться на больших глубинах только после работ, произведенных Эме в 1841 г. в Алжирском заливе. Пятнадцать лет спустя мичман Брук сконструировал очень удобный прибор, который вошел в практику всех океанографических экспедиций, бороздивших моря в течение XIX в.[1]

В конце прошлого столетия Монакским океанографическим институтом была издана «Общая батиметрическая карта океанов», позволяющая судить о рельефе дна по ходу изобат. Эта карта переиздавалась три раза, по мере накопления новых данных.[2] Таким образом, мы видим, что география морей не ограничивается уже описанием одной лишь прибрежной зоны, этой подвижной границы между материковой и океанической областями. Один из сотрудников Океанографического института в Монако — Туле показывает самым убедительным образом (погрузив под воду карту Франции), что количество промеров, которое уже произведено в морях земного шара, и даже то максимальное количество, которого можно достичь приложив все старания (порядка одного промера на 500 кв. миль), не в состоянии дать сколько-нибудь верного представления о рельефе

---

[1] Принцип лота с отделяющимся грузом, приписываемый Бруку, был впервые предложен Петром Первым и использован на Каспийском море. В деле глубоководного промера русские моряки намного опередили иностранных, так как еще в 1798 г. Карелиным, Сметаниным и Копыловым была составлена карта Байкала, где были измерены глубины до 1 238 *м* (см. В. А. Снежинский, Практическая океанология, Гидрометиздат, 1951). — *Прим. ред.*

[2] В распоряжении ученых и моряков Советского Союза имеются значительно более полные карты, чем Монакские карты последнего (предвоенного) издания. В «Морском Атласе», удостоенном в 1951 г. Сталинской Премии I степени, собраны прекрасные батиметрические карты всего мира. — *Прим. ред.*

дна. Изображающие его батиметрические кривые неизбежно будут иметь чисто гипотетический характер.[1]

Так обстояло дело и в годы после первой мировой войны, когда другой француз, инженер-гидрограф Марти изобрел способ, позволяющий, без особой затраты средств и без потери времени (при старом способе промеры длились целые часы), измерять любые глубины, используя свойства дна отражать звуки. Ланжевен и его сотрудники использовали свойство кристаллов, открытое Пьером и Жаком Кюри, и заменили слышимые звуки ультразвуками, которые можно посылать в виде узкого пучка. Сейчас промеры можно производить непрерывно; число их лимитируется только расстоянием, пройденным кораблем, и необходимостью точно определить положение судна. В настоящее время все океанографические суда — «Дискавери II», «Карнеги», «Атлантис», «Метеор», «Теодор Тиссье» и даже пассажирские пароходы и траулеры снабжены эхолотами.

Очень быстро мы получили ясное представление о якорных стоянках, траловых грунтах, материковой отмели, о фарватерах трансатлантических линий, о подводной топографии больших глубин Атлантического океана; перед нами постепенно раскрывается и топография других океанов, совсем непохожая на те беспредельные океанические равнины, которые представляли себе ученые прошлых столетий.

Но при изучении подводного рельефа, так же как и наземного, недостаточно определить известное количество точек, с тем чтобы путем интерполяции провести линии равных глубин. Для того, чтобы воспроизвести рельеф дна, необходимо понять его. Последние достижения географии позволяют толковать рельеф суши, исходя из геологического строения земной коры, а также природы факторов, воздействующих на этот рельеф, формирующих его.

Но действием каких факторов обусловлен рельеф морского дна, находящийся в области вечного штиля, — теми же, что и наземный, или совершенно иными? Является ли он только следствием вулканической деятельности и деформаций земной коры? Или же этот рельеф есть не что иное, как древний материковый рельеф, погрузившийся под воду? Вопрос остается открытым, и всякая попытка ответить на него неизбежно будет носить гипотетический характер. Но эта трудность исследования может привести нас к лучшему пониманию условий образования

---

[1] Здесь имеется в виду описанный во II гл. убедительный прием составления карты рельефа такой хорошо изученной области суши, как Франция, путем последовательного распределения на ее территории точек с высотными отметками, как бы соответствующими глубинным отметкам разной степени разреженности промера. — *Прим. ред.*

и того наземного рельефа, который, казалось бы, так хорошо известен.

И, наконец, в те времена, когда еще верили в огромные однообразные океанические равнины, можно было безбоязненно распространять на все это беспредельное пространство те несколько измерений температуры и солености, которые имелись в нашем распоряжении. А отсюда следовал вывод об однородности водного «климата» на больших глубинах и, следовательно, однородности абиссальных фаун. Считалось также, что различные типы донных отложений образуют широкие пояса, параллельные линиям географической широты.

Между тем новейшие исследования, по крайней мере произведенные в Атлантическом океане, приводят к обратному заключению: они указывают на разобщенность океана, обусловливающую сложное распределение температуры и солености и содержания кислорода в глубинных водах. Каждая впадина имеет свой, особый климат и, как это теперь известно, свою, особую фауну. Характер, мощность, бактериальная флора (а следовательно и «плодородность») осадков варьируют в зависимости от рельефа. На материковой отмели, а возможно и на больших глубинах, рельеф дна обусловливает и изменяет постоянные и периодические движения водных масс. Он же регулирует и миграции живых существ, особенно рыб, которые в течение своего жизненного цикла переходят из материковых вод в глубинные, и наоборот.

Знание рельефа дна, представлявшее ранее практический интерес только для судов, прокладывающих телеграфные кабели, теперь приобретает общее значение. В этом находит свое оправдание столь нелепая на первый взгляд попытка написать географию морского дна. Правда, несмотря на новейшую технику, количество промеров еще слишком ничтожно для осуществления такой попытки. Мы еще очень далеки от той частоты точных отметок, какой характеризуются даже наименее изученные области суши.

Поэтому всякая книга, посвященная описанию подводного рельефа, может иметь только кратковременную ценность. Когда контуры океанов были еще мало известны, карты и морские инструкции отражали каждый новый успех в их изучении; поэтому подобного рода издания быстро устаревали, и на нераспроданных экземплярах появлялся штамп «непригодный документ». Стоило ли при таких условиях приниматься за это дело? Автор пришел к выводу, что стоит, и, несмотря на недостаточную документацию, решил предпринять такую попытку.

Синтез того, что нам известно о подводном рельефе, может, прежде всего, оказаться полезным многим исследователям: геологам и географам суши, биологам и техникам рыболовства,

геофизикам. Он может также способствовать лучшему пониманию всего того, что нам известно о Земле.

Кроме того, устанавливая определенные рамки для явлений, изучаемых океанографами, мы тем самым вынуждаем последних конкретизировать свои теоретические представления. И если в дальнейшем, с ростом наших знаний, возникнет надобность в изменении этих рамок, то все же будут приобретены навыки по конкретизации сведений динамической океанографии, которые сейчас носят столь отвлеченный характер.

Мы, геологи, знаем, что наши преемники имеют обыкновение встречать своим профессиональным оружием — молотком — каждую нашу попытку к синтезу! Но ведь и осколки, остающиеся от такой встречи, могут иногда пригодиться для создания чего-нибудь нового. И если даже они окажутся ни на что не пригодными, то самый факт разрушения обязывает разрушителей создать что-нибудь взамен!

Глава I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

Сведения о рельефе какой-либо области материка для нас значительно важнее, чем знание ее плановых очертаний. Прежде всего рельеф определяет высоту местности и климат (средние температуры, количество осадков, распределение ветров), от которого зависят характер и продолжительность вегетационного периода культурной растительности и размещение как диких, так и домашних животных. Крутизна склонов определяет вероятную подвижность тех или иных рыхлых образований (каменных россыпей, песчаных почв, пахотного слоя) и тем самым возможность закрепления на них растительности.

Расчленение поверхности физическими и химическими агентами, текучими водами, ледниками и ветрами зависит также от ее первоначального уклона. Преобразование рельефа Земли этими агентами прекращается с уменьшением уклона поверхности до какого-то определенного предела.

В течение многих веков география ограничивалась изучением плановых очертаний Земли, но в значительно большей мере мы можем считать задачей географии описание рельефа земной поверхности и его влияния на физические, биологические и экономические явления. В пейзаж, который нас окружает, который мы описываем или изображаем, всегда входят холмы или горы. На идеальной равнине, как например в русских или азиатских степях, венгерской пуште или сахарском танезруфте, разнообразие в пейзаж вносит, как и на море, только небо.

Геология также является в значительной мере наукой о горах. Только их склоны или, скорее, рассекающие их глубокие долины дают разрезы, которые раскрывают перед нами прошлое Земли. Стратиграфия, ограниченная изучением лишь равнинных пространств, покрытых однородным слоем почвы, превращается в науку, доступную только для горняков. Если бы не существовало горных поднятий, то стратиграфия свелась бы к отдельным местным исследованиям. Только изучение гор позволило нам обнаружить строение земной коры, представить себе механизм процессов, участвующих в формировании рельефа, и подойти к исследованию самой жизни Земли.

Как было указано выше, изучение подводного рельефа также совершенно необходимо для объяснения как медленных, так и быстрых движений морских вод, для познания господствующих в этих водах климатов, для выявления характера морских отложений и, как следствие всего, для понимания распределения жизни в море.

МОРСКИЕ КАРТЫ

Последняя часть этой книги будет посвящена влиянию подводного рельефа на различные указанные выше явления. Сейчас же остановимся на вопросе, какими средствами мы можем *изучить подводный рельеф*. В противоположность рельефу суши подводный рельеф всегда остается невидимым, по крайней мере за пределами глубины в несколько метров. Рельеф суши поддается, хотя и не точному, описанию; его можно также изобразить на перспективном рисунке. Именно таким путем в течение очень долгого времени изображали его на картах.

Постепенно упрощая рисунок, мы приходим к изображению гор в виде холмиков, которые встречаются на картах Кассини, или к штриховой рисовке рельефа, принятой в наших атласах. Позднее на картах появляются высотные отметки, полученные измерением углов наклона, иногда барометрическим нивелированием по методу Паскаля и очень редко путем прямого определения высот нивелиром. Интересно отметить, что чисто геометрическое изображение рельефа впервые появилось именно на морских картах. Этим способом изображения рельефа обычно пользуются специалисты, которых называют «землемерами» в отличие от топографов, которые должны обладать еще художественным чутьем, сочетающимся с пониманием форм рельефа, чтобы передать его особенности.

Срисовать невидимый подводный рельеф конечно невозможно. Единственный способ познать его — это произвести наибольшее число возможных промеров при помощи наметки [1] или лота со свинцовым грузом, единственного метода, долгое время имевшегося в нашем распоряжении.

Таким путем получали серии цифр, которые первоначально сохранялись только в памяти мореплавателей. Такое положение нередко можно встретить и в наше время. Например, несмотря на наличие отличных карт, вдоль берегов Бретани рыбаки продолжают пользоваться своими наблюдениями: если данная возвышенность берега открывается с моря в той или иной проек-

[1] Наметка — мерный шест с тупым концом или поперечной перекладиной на конце, чтобы он не входил в ил. — *Прим. ред.*

ции, то это соответствует, по их опыту, определенной глубине под килем рыбацкого судна. Несмотря на то что морские карты существуют со времен античной древности, серии отметок в виде цифр, указывающих на толщину водяного слоя в месте промера, появились сравнительно недавно.[1]

Из многочисленных цифр, нанесенных на морские карты в наше время, можно, несомненно, извлечь полезные сведения для мореплавателей, но по ним нельзя составить ни малейшего представления о рельефе дна. В 1737 г. у Крукиуса, производившего гидрографическую съемку реки Мервед в Голландии, возникла мысль соединить на своей карте непрерывными линиями отметки равных глубин. Так родились батиметрические кривые — изобаты, получившие в дальнейшем большое распространение. Через восемь лет географ Бюаш использовал их для изображения на морских картах рельефа якорных стоянок. Девятнадцать лет спустя военный инженер Милле де-Мюро использовал эти линии равных отметок для составления планов фортификационных работ. Таким образом был найден метод проведения между двумя какими-либо равными отметками кривой, соответствующей их округленным значениям, и тем самым был открыт путь к чисто геометрическому изображению земной поверхности. Горизонтали, или изогипсы, представляют собой линии пересечения равноотстоящих одна от другой горизонтальных поверхностей (или, лучше сказать, поверхностей, параллельных поверхности геоида) с земной поверхностью. Эти линии пересечения изображаются на картах в виде их горизонтальных проекций. Такой метод изображения рельефа не только дает нам карты и планы с точным изображением рельефа, но и позволяет получать с этих карт профили и объемы изображаемого рельефа, необходимые при проведении любых земляных работ.

В настоящее время гипсометрические карты вытеснили все другие способы изображения рельефа (штриховка и т. д.). Интересно отметить, что этот способ изображения рельефа был единственным методом, пригодным для изображения невидимого рельефа морского дна.

---

[1] Эти отметки на морских картах дают глубину ниже или выше (подчеркнутые цифры) «нуля карты». Такой нуль, или, вернее, нулевая изобата, представляет собой урез воды наиболее низкого стояния уровня моря для данного района. Нуль генеральных нивелировок Франции, служащий для определения отметок на топографических картах надводного рельефа, является высотой эллипсоидальной поверхности, проходящей через средний уровень моря у Марселя, определенный по наблюдениям с помощью мареографа Лаллемана. Этот нуль, таким образом, является общим нулем для всей территории Франции, чего нельзя сказать о нулях морских карт.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ «ОТМЕТОК» — ВЫПОЛНЕНИЕ ПРОМЕРОВ

Первый промер, как отмечает Туле, вероятно, был произведен уже первым мореплавателем. Можно предполагать, что перед тем как причалить к берегу ему приходилось с помощью своего шеста или весла определять глубину дна, чтобы не сесть на мель. Этот простейший способ промера применяется и до сих пор на малых глубинах. Промер с помощью лота, вероятно, впервые был применен рыбаками при установке сетей. Рыбаки острова Мадеры, вылавливающие тунца в глубинных водах, во многом были предшественниками современных океанографов.



Рис. 1. Обыкновенный лот.

Геродот указывает, что уже египетские моряки, плававшие в дельте Нила, составляли своего рода списки глубин на подходах к нильскому берегу. Глубины измерялись ими в «оргиях» (мера длины, близкая к сажени).

Лотовый промер. В районе якорных стоянок, где для всех типов судов необходимо точное знание глубин, до сих пор используется старый способ промера с помощью лота. Лот представляет собой свинцовый груз в форме усеченной пирамиды (рис. 1) с выемкой в своем основании, заполняемой салом, к которому прилипает образец донного грунта. Груз подвешен на мягком тросе (лине), разделенном с помощью вплетенных тряпочек разных цветов на сажени и полусажени или на метры и доли метра. Иногда вместо разметки тряпочками трос окрашивается в разные цвета и пропитывается парафином.[1] Матрос с лотом раскачивает трос подобно маятнику и опускает его свободно на дно после определенного числа гребков, произведенных гребцами. Гидрограф при каждом промере определяет по береговым ориентирам положение шлюпки, а его помощник записывает результаты определений и глубины. При выходе на большие глубины применяется уже не шлюпка, а небольшой моторный катер. При этом обороты винта заменяют число гребков, отсчитываемое на шлюпке. Матрос с лотом помещается здесь на выносной платформе за бортом катера, а лот поднимается с помощью блока.

Древние мореплаватели, очевидно, производили промеры только с чисто практической целью в непосредственной близости от берега. Такое положение оставалось неизменным в те-

[1] Пропитывание парафином производится с целью избежать укорочения лотлиня при его намокании. При отсутствии подобной пропитки необходимо в отсчет вводить поправку на сокращение лотлиня при увлажнении.

чение многих веков, вплоть до наших дней. Возможно, что причиной этому был отчасти незыблемый до конца средних веков авторитет Аристотеля, согласно которому океаны представляют собой бездонные пропасти, хотя подобная гипотеза резко противоречит представлению о шарообразности земли. Но основная причина, видимо, заключалась в трудностях производства промеров на больших глубинах, несмотря на кажущуюся легкость этих операций.

Первая попытка промера на значительной глубине, о котором мы имеем сведения, была проделана Магелланом в 1521 г. «между двумя островами, названными им Несчастливыми, — островом Св. Павла и островом Тибурон, расположенными соответственно на 15° и 9° ю. ш.».[1] Здесь Магелланом был вытравлен линь очень большой длины, однако дно не было достигнуто. В течение примерно века после Магеллана было произведено множество попыток глубинного промера, неизменно не дававших результата, и на картах у многих берегов появились отметки о длине вытравленного лотлиня, при котором все же дно не было встречено. Так продолжалось вплоть до середины XIX в. После кругосветного плавания Магеллана экспедиции, приводившие к открытию новых земель, ограничивались описанием их побережий, определением положения и составлением карт береговой линии, но океанографические исследования при этом полностью отсутствовали. Кук, Бугенвиль, Антрекасто и Дюпти-Туар совершенно пренебрегали исследованиями морского дна. Во время плавания «Эребуса» и «Террора» Росс вытравил 8 600 саженей (16 583 *м*) лотлиня с грузом в 76 фунтов (около 30 *кг*) и не достал дна.[2]

Причины этих неудач понятны — очень длинный лотлинь испытывает значительное трение о морскую воду, тем большее, чем больше его толщина. Однако толщина лотлиня должна быть довольно значительной — он должен нести тяжесть груза, натягивающего лотлинь, и, кроме того, должен выдерживать резкие толчки, получаемые при килевой и бортовой качке корабля. Кроме того, длинный лотлинь во время погружения может образовывать петли, провисать и сохранять большую слабину в воде. Наконец, морские течения могут изгибать линь в виде кривой, форма которой остается неизвестной гидрографу.

Однако эти трудности не остановили исследователей. В 1425 г. кардинал Николай Кузанский в своем труде «Explorator

---

[1] Thoulet, L'Océan ses lois, ses problèmes, Paris, 1904.

[2] 3 января 1840 г. им была замерена глубина 2 425 саженей (4 434 *м*) и 3 марта — глубина 2 677 саженей (4 895 *м*) — таковы были первые рекорды океанографии.

profunditatis, distantiae abyssi» дал решение задачи, которое затем непрерывно совершенствовалось. Под именем «реобатометра» [1] он предложил инструмент, состоящий из деревянного или полого металлического поплавка, соединенного при помощи крючка с цилиндрическим или полукруглым грузом. Прибор бросался в море без всякого лотлиня. Затем определялось время, истекшее с момента его бросания до всплытия поплавка, освобождавшегося от груза при соприкосновении с дном. Скорость всплывания поплавка определялась предварительно опытным путем. Применение этого остроумного прибора натолкнулось, однако, на многочисленные трудности. Хотя на поплавке был укреплен флажок, оказалось почти невозможным обнаружить поплавок мгновенно после его всплывания. В результате действия глубинных течений, с одной стороны, и дрейфа корабля — с другой, было исключительно трудно определить точку, в которой должен был всплыть поплавок, а иногда даже и вообще найти его после всплывания. Однако сам принцип оказался не бесполезным — он помог мичману Бруку четыре века спустя (1854) решить, наконец, проблему глубинного промера. [2]

В XVIII в. Марсильи при промере глубин ограничился глубинами в несколько сот саженей. Однако он сумел измерить поперечный профиль прибрежной зоны Прованса и, предположив, что профиль у берегов Африки не отличается от первого, построил на бумаге теоретический профиль через Средиземное море, наибольшую глубину которого он определил в 1 400 туазов (2 730 *м*). По любопытному совпадению указанная величина отличается от действительной глубины на этом разрезе всего на 55 *м* (2 785 *м*). Эме, преподаватель Алжирского лицея, работая на борту простой лодки, усовершенствовал метод Марсильи и в 1841 г. измерил у берегов Алжира глубину в 1 606 *м*. Но это не единственное достижение Эме, остававшегося неизвестным до тех пор, пока Туле не опубликовал его передовые для того времени работы.

Для того чтобы исключить влияние трения и течений, Эме использовал шелковый плетеный лотлинь, очень гладкий и тонкий (4—5 *мм* в сечении), но выдерживающий нагрузку в 40 *кг*. Поскольку вес лота не превышал 20 *кг*, то линь способен был выдерживать еще и дополнительную нагрузку, вызванную качкой корабля. Слабина, возникавшая при соприкосновении лота с грунтом, определялась с помощью специального регулятора натяжения, состоявшего из системы блоков с противовесом.

---

[1] Вновь изобретенного в 1563 г. Пуэлером, в 1667 г. Гуком и в 1735 г. Альберти.

[2] См. примечание редакции на стр. 13.

Наконец, груз лота был снабжен выемкой, заполненной салом, для получения образца грунта.[1]

Работая под руководством капитана Мори, основателя гидрографической службы США, инженеры определяли изменения скорости погружения различных грузов, влияние веса груза, материала лотлиня (шелковый шнур, металлический трос), испытывали винтовой лот, автоматические вьюшки. Наконец, в 1854 г. Брук предложил лот с отделяющимся грузом, позволивший впервые точно определить момент касания лотом грунта. Груз лота состоял из просверленного шара (рис. 2), держащегося при помощи проволочной петли, зацепленной за крюк, который соединялся в свою очередь со стержнем, проходившим с небольшим трением через отверстие в теле шара и несколько выступавшим в его нижней части (*c*). При ударе стержня о грунт шар автоматически выключается и вытравливание троса прекращается.

Сразу же после изобретения Бруком его лота организуются многочисленные экспедиции во все моря для своего рода «охоты за глубинами». Открытым таким образом глубинам эти экспедиции давали названия своих судов — так появились глубины «Дольфина» (1851, Северная Атлантика), «Арктика» (1856, между Ньюфаундлендом и Ирландией), «Геттисбурга» (1876, Северная Атлантика и Средиземное

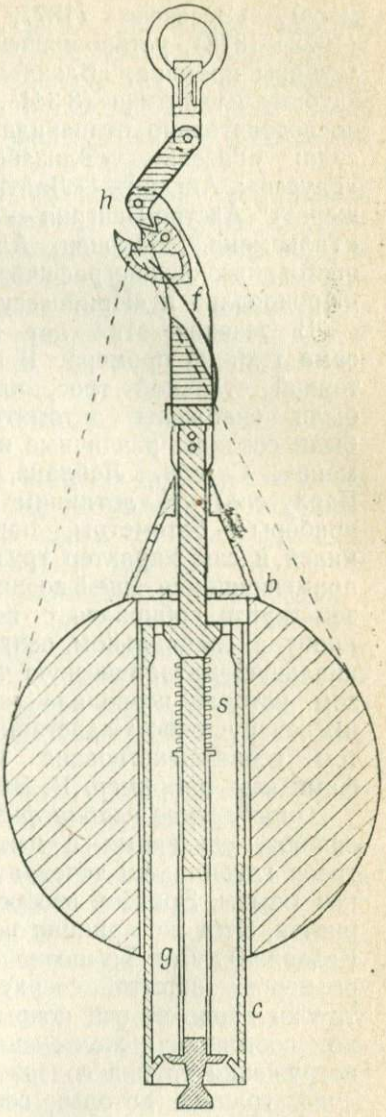


Рис. 2. Лот Брука с отделяющимся грузом.
h — крюк; *g* — стержень; *c* — нижняя часть стержня; *s* — пружина; *f* — тормоз; *b* — шар.

[1] *В лоте Эме груз мог быть отделен от лотлиня с помощью посыльного грузика, чем значительно облегчался подъем лота.*

море), «Эссекса» (1877, Южная Атлантика), «Тускароры» (1873—1878), установившей на долгие годы рекорд наибольшей глубины промера, «Блэка» (1882), обнаружившего наибольшую глубину Атлантики (8 341 *м*), сохранившую его имя. Германия последовательно отправила для промерных работ следующие суда: «Газель», «Элизабет», «Националь», «Вальдивию» и «Гаусса»; Англия — «Лайтнинг», «Поркьюпайну» и «Челленджера»; Австро-Венгрия — «Полу»; Франция — «Травайора» и «Талисман». Наконец, Альберт Монакский приспособил для постоянных океанографических работ несколько своих яхт — две «Иронделли» и «Принцессу Алису» [1].

В течение этих лет значительно усовершенствовалась и сама техника промера. В качестве лотлиня начали применять тонкий стальной трос, или «фортепианную струну», лебедки были снабжены автоматическими счетчиками и тормозами; были созданы различные индикаторы глубин (прибор «Талисмана», Сигсби, Леблана, Люкаса, Беллока, Берже, лебедка Варлусель). К лотлиням стали подвешивать многочисленные приборы — батометры, опрокидывающиеся термометры. Изменился и сам характер груза лота; в грузе Эме, как и в грузе, применявшемся еще в военно-морском ведомстве Франции, образец грунта собирался с помощью сала, лот Брука приносил пробу в специальном пенале, а Бьюкенэн сконструировал специальную металлическую трубку, утяжеленную кольцевым грузом, которая позволяла взять из грунта столбик отложений в их ненарушенном залегании — «колонку». Эта трубка была затем усовершенствована многими исследователями-океанографами как, например, В. Экманом и другими.

Определение глубин физическими методами. Чтобы избежать ошибок, связанных с неизбежным и неизвестным прогибом троса глубинными течениями, были произведены многочисленные опыты. Эриксон изобрел прибор, основанный на законе Мариотта. Этот же принцип использован и в лоте Томпсона (лорда Кельвина). Лот Томпсона снабжен трубкой почти капиллярных размеров, закрытой сверху и открытой снизу. Одна из сторон трубки вдоль ее оси покрыта хроматом серебра, красным в сухом состоянии и желтеющим при первом же увлажнении. До погружения трубка содержит некоторое количество воды и воздуха, границе которых соответствует переход желтой окраски в красную на стенке трубки. По мере погружения давление

[1] Автор совершенно обходит большой вклад русских мореплавателей и ученых в развитие способов измерения больших глубин и не упоминает об их многочисленных плаваниях, в которых проводились промеры не только прилегающих к России морей, но и всех океанов. Подлинную историю глубоководного промера можно найти в упомянутой (см. стр. 13) монографии В. А. Снежинского. — *Прим. ред.*

сжимает воздух, находящийся в трубке, и высота желтой окраски растет. Таким образом, по высоте желтой части трубки можно измерить максимальное давление в трубке и, следовательно, определить глубину погружения лота. Однако толчки и сотрясения трубки в значительной мере снижают точность отсчета.

Более совершенный метод был использован экспедицией «Метеор». Опрокидывающиеся термометры, служащие для измерения температуры заданного слоя воды, защищаются от давления, которое может повредить их и повлиять на точность показаний, посредством металлического кожуха, заполненного в нижней своей части ртутью. Достижения термометрической промышленности Германии позволили, однако, отказаться от защитной оболочки и создать термометр, пригодный для использования без кожуха на глубинах до 8 000 *м*, то есть при давлении около 800 атмосфер.

В настоящее время определение температуры производится одновременно двумя одинаковыми и параллельно протарированными термометрами, помещенными на одном и том же тросе, из которых один с защитным кожухом, а другой — без него. Из сравнения показаний этих двух термометров можно получить глубину их погружения с точностью, превосходящей точность всех других методов измерений.[1] Единственным неудобством этого метода является длительность определения глубины, не меньшая чем продолжительность промера простым лотом (она измеряется часами). Кроме того, промерное судно должно быть снабжено громоздкой лебедкой.

Идеально было бы получить прибор, с помощью которого возможны определение глубины не только отдельных изолированных точек, но и непрерывная запись глубины по ходу корабля. Таким образом, любое судно, пересекающее океан, могло бы получить профиль дна вдоль линии своего маршрута.

Сименс рассчитывал решить эту задачу с помощью прибора, дающего мгновенно значение величины ускорения силы тяжести (*g*). Он полагал, что величина ускорения силы тяжести в любой точке поверхности Земли будет зависеть от соотношения толщины слоя воды и горных пород в столбе, отделяющем судно от центра Земли. Таким образом, с увеличением толщины слоя воды, то есть с ростом глубины, величина ускорения тяжести должна была бы уменьшаться. Однако теория изостазии, согласно которой массы любых пирамид с вершиной в центре земли и равными основаниями на ее поверхности, будь то на вершине Эвереста или во впадине Минданао, всегда равны между собою, ставит под сомнение и сам принцип «батометра»

[1] По данным «Метеора» эта точность достигает 10 *м*.

Сименса. Прямые измерения Геккера, затем измерения, проведенные с подводной лодки Венинг-Мейнесом, в основном подтвердили справедливость гипотезы изостатического равновесия.

Промер при помощи эхо. Французскому гидрографу Марти удалось в 1919 г. открыть и осуществить единственный практически непрерывный способ промера, полностью свободный от всех ошибок, связанных с лотлинем. Необходимая для промера аппаратура настолько портативна, что может быть установлена на обыкновенной шлюпке.

Принцип данного метода промера исключительно прост, и приходится удивляться, что пришлось ждать XX в. для его практического применения. Всем известно явление эхо. Если на некотором расстоянии перед стеной возникает звук, то есть звуковое колебание воздуха, то через определенный промежуток времени (t) этот звук возвращается к месту, откуда он был выпущен. Если обозначить через d расстояние до стены, через v скорость звука в воздухе, то $t = 2d/v$, или $d = vt/2$. Обозначив через v_m среднюю скорость звука в воде (истинная скорость звука в воде зависит от температуры, давления и солености воды),[1] мы получим для определения глубины выражение $H = \frac{v_m t}{2}$. Таким образом, измерение глубины сводится к определению времени, протекающего между моментом излучения звука с судна и моментом возврата к судну эхо, отраженного от дна. Установка имеет излучатель звука и приемник (они могут быть совмещены в одном приборе). Излучаемый сигнал должен быть чрезвычайно кратковременным — значительно более коротким, чем измеряемый промежуток времени. Например, для глубины в 15 *м* время между излучением сигнала и возвратом эхо равно

$$t = \frac{2H^m}{v_m} = \frac{2 \times 15}{1500} = 0{,}02 \text{ сек.}$$

Для обеспечения точности промера по крайней мере равной точности обычного лота с грузом (примерно 0,25 *м*) прибор должен регистрировать в данном случае интервалы времени в $^1/_{3000}$ *сек*. В то же время для четкой записи принимаемого прибором импульса нужно, чтобы последний состоял по крайней мере из десятка колебаний. Таким образом, необходимо, чтобы период излучаемых и принимаемых колебаний был бы возможно меньшим. Так как период $T = \frac{\lambda}{N}$, где N — частота звука (число периодов в секунду), а λ — длина волны, то необ-

[1] Она возрастает на 3 *м/сек* с увеличением температуры на 10° солености на $1^0/_{00}$ и давления на 10 атмосфер (примерно каждые 100 *м*) (по Коту).

ходимо выбрать возможно более высокие частоты звука, то есть использовать очень высокие тона (наибольшая воспринимаемая слухом частота звука равна 16 000 периодов в секунду). Ниже мы увидим, что выбор высоких звуков диктуется еще и другими соображениями, а именно, они способствуют большей направленности и прямолинейности звукового луча. Перечисленным условиям наилучшим образом удовлетворяет применение сверхзвуковых, или ультразвуковых, частот.

Для получения удовлетворительной точности в показания прибора необходимо вводить поправку на изменение солености с глубиной. Определение изменения солености в зависимости от глубины, а также и от широты и ее значения для различных участков океана является одной из важнейших задач физической океанографии. Также обстоит дело и с определением температуры. Что касается давления, то оно определяется при известной солености и температуре непосредственно из показаний по измеренной глубине. Мы видим, что точность определения глубины оказывается теснейшим образом связанной с успехами других океанографических исследований.

В качестве звукового датчика можно использовать детонатор (в приборе Марти), снабженный замедлителем, позволяющим установить момент взрыва на определенной глубине под кораблем, достаточной для того, чтобы возникающие колебания не испытали рефракции от влияния пузырьков воздуха, выбрасываемых винтом при его вращении. Можно использовать удар ружейной пули о поверхность воды, производя выстрел в передней части судна (во избежание из тех же соображений рефракции). Удар пули вызывает образование волн давления, аналогичных звуковым. Можно применять подводный взрыв заряда тринитротолуола, выстреливаемого с помощью пневматической пушки (лот Бема), или же использовать бомбочки, падающие в воде с постоянной скоростью и взрывающиеся при ударе о дно. В других приборах, как, например, в аппарате порта Бордо и в приборе Британского Адмиралтейства, использованы электромагнитные молоточки. Аналогичное устройство применено в американском «фатометре» для определения малых глубин.

В последнем аппарате имеется совершенно иное приспособление — разновидность осциллятора Фессендена, созданного для замены подводного колокола, или буя-ревуна, применяемых в судовождении. Осциллятор состоит из стальной пластинки, погруженной в воду под корпусом судна и приводимой в колебание электромагнитом. Цепь магнита питается переменным током с частотой 525 *гц*, и пластинка таким образом излучает короткие импульсы звуковых колебаний высокой частоты (1 050 *гц*). На таком же принципе основано действие излучателя немецкого прибора — «эхолот».

Приемная часть прибора осуществляется самым различным образом. Простейшим является использование «гидрофона», состоящего из двух микрофонов, погруженных в цистерны водного балласта корабля или непосредственно в латунной трубе, опущенной в воду. В приемник входят также усилительные лампы и фильтры, очищающие сигнал от различных помех, большей частью низкочастотных, как, например, шумы, производимые кораблем или непосредственно зарождающиеся в воде.

Исключительно простое решение задачи использовано в американском флоте для определения глубин без автоматической регистрации результатов. Два гидрофона, расположенных на небольшом расстоянии один от другого, соединены с двумя телескопическими акустическими трубами. Для определения глубины достаточно добиться совмещения звуков в обоих гидрофонах, то есть одновременности сигнала принимаемого обоими ушами наблюдателя. Эта операция аналогична непроизвольной операции определения источника звука, которую мы проделываем постоянно в нашей обыденной жизни, поворачивая голову до тех пор, пока оба уха не будут принимать сигнал одновременно. Разница в направлении двух телескопических труб даст нам угол, указывающий на источник эхо, глубина же легко может быть рассчитана из прямоугольного треугольника, малый катет которого равняется половине расстояния между датчиком S и гидрофонами K (рис. 3).

В фатометре измерение времени прохождения эхо выполняется счетчиком времени, состоящим из диска, вращающегося с постоянной скоростью. Диск снабжен узкой освещенной щелью, движущейся перед другим диском, градуированным в фатомах (саженях). При работе прибора прохождение щели через деление O соответствует моменту посылки звукового импульса вибратором. Затем фиксируется положение световой щели на шкале глубин в момент приема эхо. Эта чрезвычайно простая операция имеет, однако, большое неудобство в том, что точность определения зависит от двух органов чувств наблюдателя — от его слуха и зрения. В результате в отсчет вводится ошибка, зависящая от индивидуальных качеств работающего с прибором. Некоторые фатометры снабжаются второй шкалой, второй щелью и неоновой лампой, зажигающейся в момент приема сигнала эхо с помощью реле, включенного в цепь микрофона.

Прочие индикаторы можно разделить на две категории. К одной относятся приборы, указывающие разность времени с помощью «светового зайчика», посредством которого делается отсчет на шкале прибора. Эти инструменты удобны для целей навигации и рыболовства, так как, будучи однажды отрегулированы, дают непосредственный отсчет глубины без всяких расчетов. К другому типу относятся приборы-регистраторы, незаме-

нимые для гидрографов и океанологов. В этих приборах промежуток времени между посылкой сигнала и приемом эхо непрерывно регистрируется на бумажной ленте, и, таким образом, делается возможной непрерывная съемка профиля дна по ходу корабля.

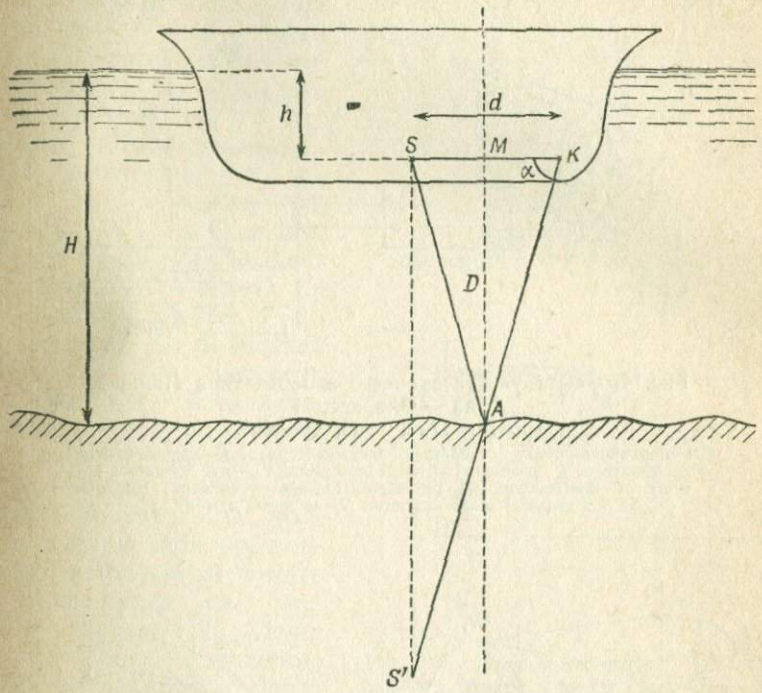


Рис. 3. Определение глубины по углу между двумя гидрофонами (по Fr. Draveil, Les ultra-sons, Paris, 1941).

S—источник звука; S'—точка, симметричная S; K—приемник; A—точка отражения звука; α—угол, измеряемый регулировкой положения слуховых труб; d—расстояние между источником звука и приемником; H – глубина; $H = h + \frac{d}{2} tg\alpha$.

В приборе Ланжевена — Флориссона неоновая лампа смонтирована на оси прерывателя, управляющего посылкой ультразвукового сигнала (рис. 4). Вокруг той же оси вращается зеркальце, наклоненное под углом в 45° (рис. 5 и 6). При вращении оси прерывателя изображение неоновой лампы описывает вокруг нее окружность. Зеркальце отбрасывает изображение на прозрачный экран, градуированный в метрах. Нуль шкалы экрана располагается в том месте, где проходит изображение лампы, в момент посылки сигнала, то есть в момент вспышки лампы. Вновь лампа вспыхивает в момент приемки отраженного сигнала. Таким образом, угол между двумя вспышками лампы на шкале соответствует отсчету измеренной глубины.

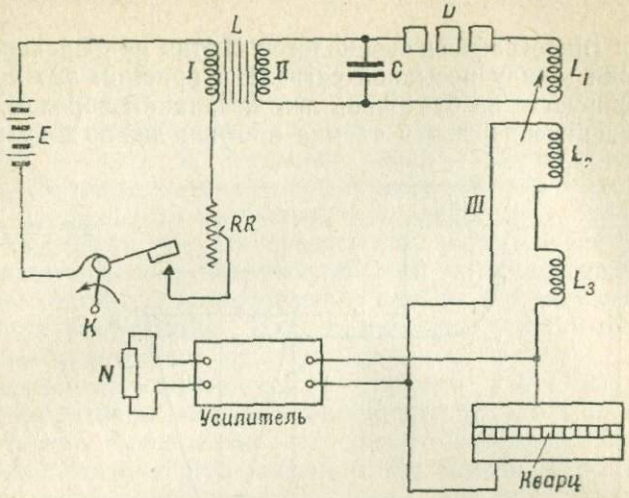


Рис. 4. Схема ультразвукового эхолота типа Ланжевена — Флориссона (по Fr. Draveil, op. cit.).

I—первичная цепь; E—батарея аккумуляторов; K—вращающийся прерыватель; R—реостат; II—вторичная цепь; L—индукционная катушка; C—конденсатор; D разрядник; III—третичная цепь; $L_1L_2L_3$—индукционные катушки; N—неоновая лампа.

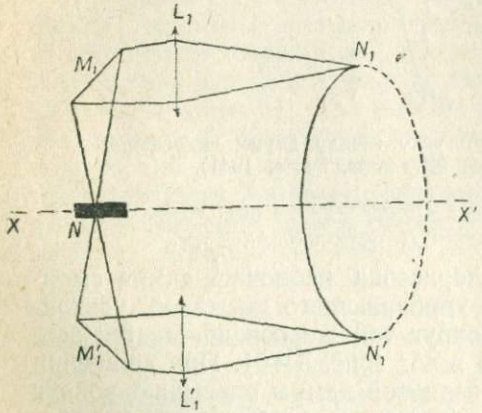


Рис. 5. Приемник аппарата Ланжевена — Флориссона, отметчик глубин (по Fr. Draveil, op. cit.).

N—неоновая лампа; XX'—ось прерывателя; L_1L_1'—последовательные положения линзы; M_1M_1'—последовательные положения наклонного зеркала; N_1N_1'—изображения неоновой лампы.

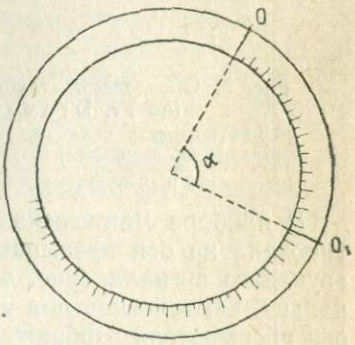


Рис. 6. Отметчик глубин аппарата Ланжевена — Тули (шкала)

(по Fr. Draveil, op. cit.).

O—вспышка при посылке сигнала; O_1—вспышка при приеме эхо.

Регистрирующие приборы снабжаются для записи эхо магнитными осциллографами, представляющими собой в общих чертах очень чувствительный гальванометр с неподвижной рамкой (рис. 7). Устройство, примененное в приборе Марти, действует следующим образом. Электрический мотор приводит во вращение червяк, сидящий на его оси. Скорость мотора поддерживается постоянной с помощью центробежного регулятора (*C*), отклонение которого от оси увеличивает сопротивление реостата в цепи питания мотора. Червяк приводит во вращение колесо, на оси которого (*A*) укреплен металлический рычаг, несущий на одном конце осциллограф, а на другом — уравновешивающий его груз. Ось вращения вертикальна при записи на закопченной бумаге и горизонтальна при чернильной записи. Параллельно плоскости вращения скользит бумажная лента (зачерненная или белая), на которую с помощью острия или пера при вращении рычага наносится серия кривых, напоминающих дуги окружности (рис. 8). Импульс, выходящий из усилительной лампы, вызывает отклонение подвижной части осциллографа и, в результате, изгиб кривой. В большинстве приборов таким же путем отмечается и момент посылки сигнала — этот момент дает нарушения хода кривой, ложащейся при постоянном положении рычага на одну и ту же линию. Эти нарушения, соответствующие посылке сигнала, автоматически отмечаются на каждой двадцатой кривой записи.

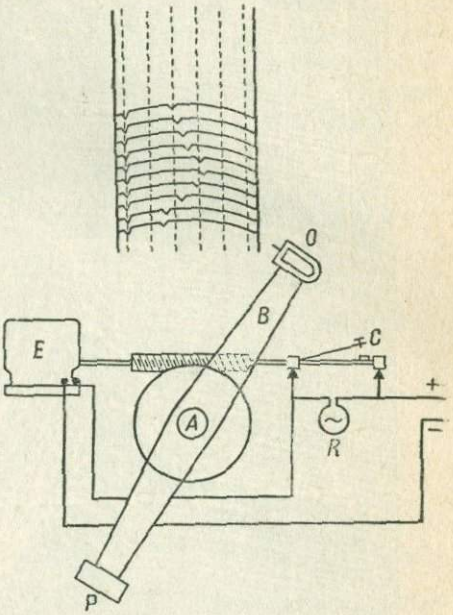


Рис. 7. Регистрирующее устройство эхолота Марти (по D. Cot, Les procédés récents de sondage par le son., Paris, 1937)

(по «Ежегоднику бюро долгот», 1937).

E—электромотор; *C*—центробежный регулятор скорости; *R*—сопротивление регулятора; *A* ось ведомого червячного колеса; *B*—рычаг осциллографа; *O*—осциллограф; *P*—противовес. Наверху показана закопченная лента с записью.

В анализаторе Флориссона на чувствительном элементе осциллографа укреплено зеркальце. Этот прибор не является самописцем, а лишь прибором с непосредственным отсчетом

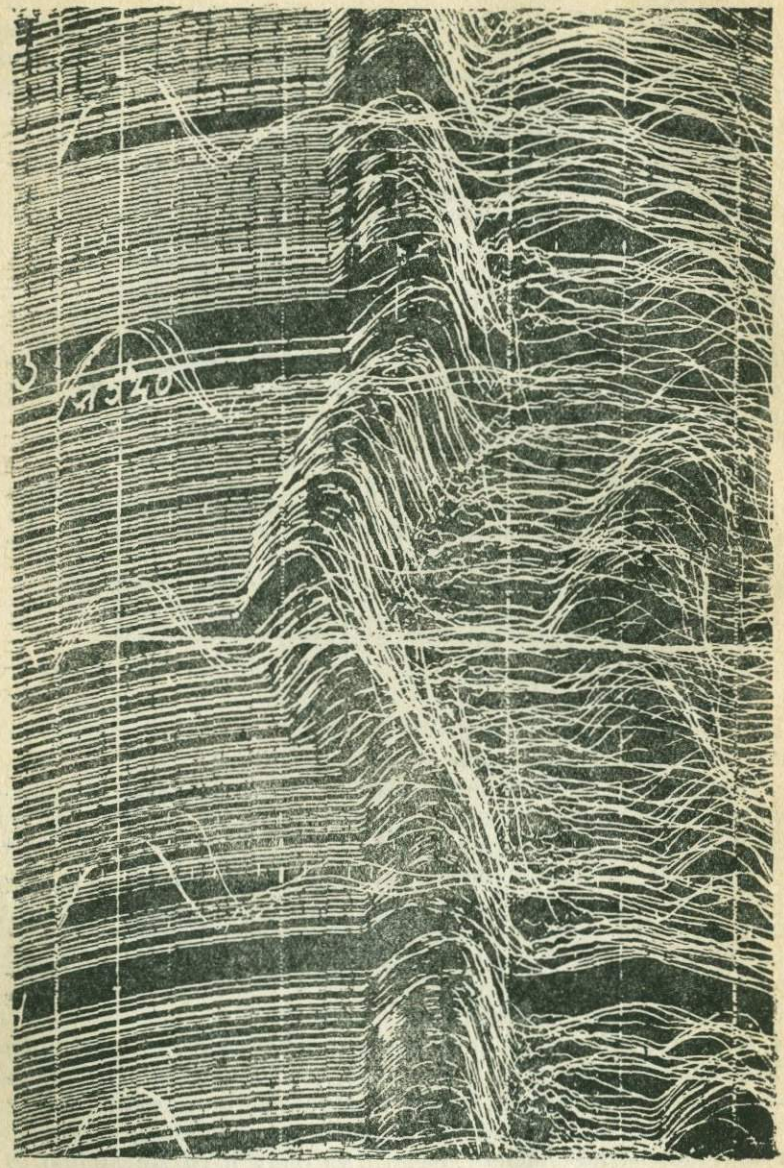


Рис. 8. Пример непрерывной записи глубин эхолотом (из работы Fr. Léveque, Bordeaux et l'Estuaire de la Gironde, Bordeaux, 1938).

Отклонение осциллографа вызывает образование зубца на световом изображении неоновой лампы, даваемом зеркальцем, либо на прямолинейной шкале, либо на прозрачном диске («эхометр», или «эхоскоп», рис. 10).

Наиболее оригинально, пожалуй, устройство отсчетов в эхолоте Бема, где световое пятно начинает двигаться по

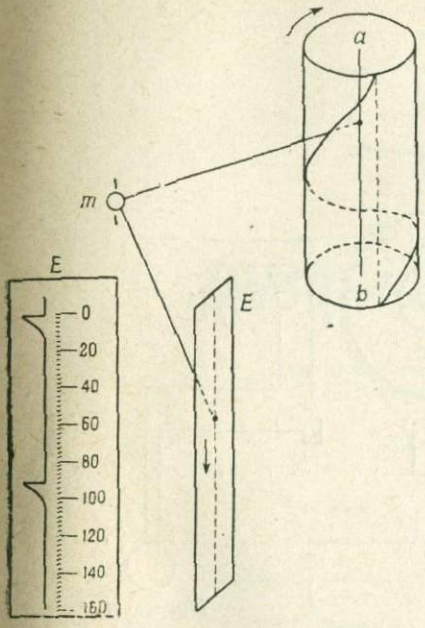


Рис. 9. Анализатор Флориссона (по D. Cot, op. cit.).

m—сферическое зеркало, отклоняемое эхо; *E*—прозрачная шкала, по которой перемещается изображение лампы, отраженное зеркалом *m*; *ab*—опаковый цилиндр с винтовой щелью, внутри которого помещается лампа

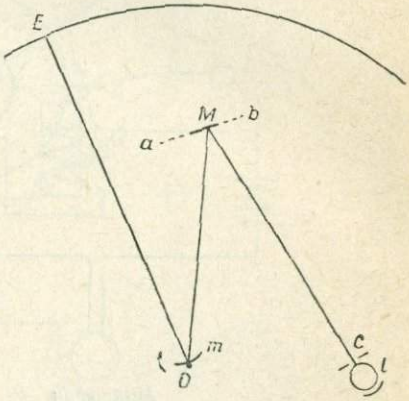


Рис. 10. Эхоскоп Ланжевена — Флориссона (D. Cot, op. cit.) (по «Ежегоднику бюро долгот», 1937).

l—лампа; *C*—освещенная диафрагма: *M*—зеркало, вращающееся вокруг оси *ab*, перпендикулярной к оси *O*; *m*—сферическое зеркало, вращающееся с постоянной скоростью вокруг оси; *E*—зайчик на прозрачной шкале.

шкале в момент посылки сигнала и резко останавливается в момент прихода эхо (рис. 11).

Измерение глубин с помощью ультразвуков. Основное неудобство звуковых эхолотов состоит в том, что звуковое излучение не может быть направленным, но распространяется одинаково во всех направлениях, так как звуковая волна является волной сферической. В результате первое принимаемое прибором эхо соответствует наиболее близкой к судну поверхности. В случае сравнительно ровной и плоской поверхности дна этим неудобством можно пренебречь, но если на пути звуковой волны оказывается крутой склон, то наиболее четкое эхо будет соответствовать не глубине прямо под килем, а наиболее близкой к кораблю точке поверхности склона (рис. 12).

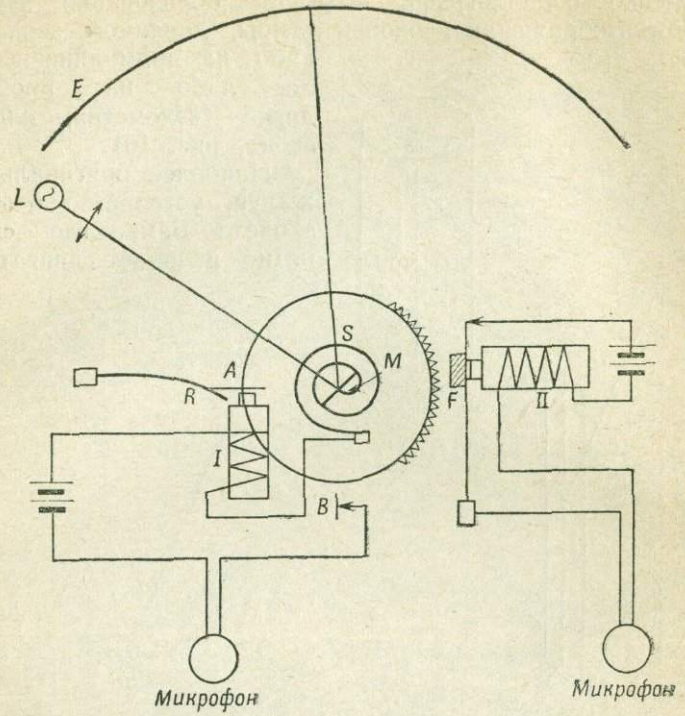


Рис. 11. Эхолот Бема — хрономикрометр (по D. Cot, op. cit.) (по «Ежегоднику бюро долгот», 1937).

Вертикальный зубчатый диск, проворачиваемый с помощью механизма, состоящего из: *A*—якорь электромагнита; *B*—контакт, замыкающий цепь отправляющего микрофона (I). При этом электромагнит притягивает якорь *A*, укрепленный на пружине *R*. После взрыва пружина выпрямляется и приводит в движение диск. Диск вращается до тех пор, пока эхо не достигнет цепи второго микрофона (II). При этом тормоз *F*, удерживаемый электромагнитом, освобождается и останавливает вращение диска; *L*—лампа и линза; *M*—зеркало на оси диска; *S*—пружина, возвращающая диск в исходное положение; *E*—зайчик на прозрачной шкале.

Подобная проблема возникает гораздо чаще перед гидрографами, чем перед океанологами, и она была решена не при попытке определения глубины, а при исследовании способов обнаруживания препятствия, угрожающего плаванию судов [1]. Исследования в этом направлении особенно широко развернулись

[1] Коррекция даже ультразвуковых эхограмм в зависимости от устройства донного рельефа представляет собой довольно сложную задачу. На больших глубинах резкие неровности, такие, как дно подводных каньонов или крутые склоны банок, иногда вообще не могут быть записаны. В таких случаях получается двойное или даже тройное эхо, отраженное от верхней части склонов. Ряд приемов, облегчающих чтение эхограмм, описан в работе Г. Б. Удинцева, Труды Института Океанологии АН СССР, т. 5, 1951. — *Прим. ред.*

после ужасной катастрофы, приведшей к гибели «Титаника», потонувшего в первом же своем рейсе в результате столкновения

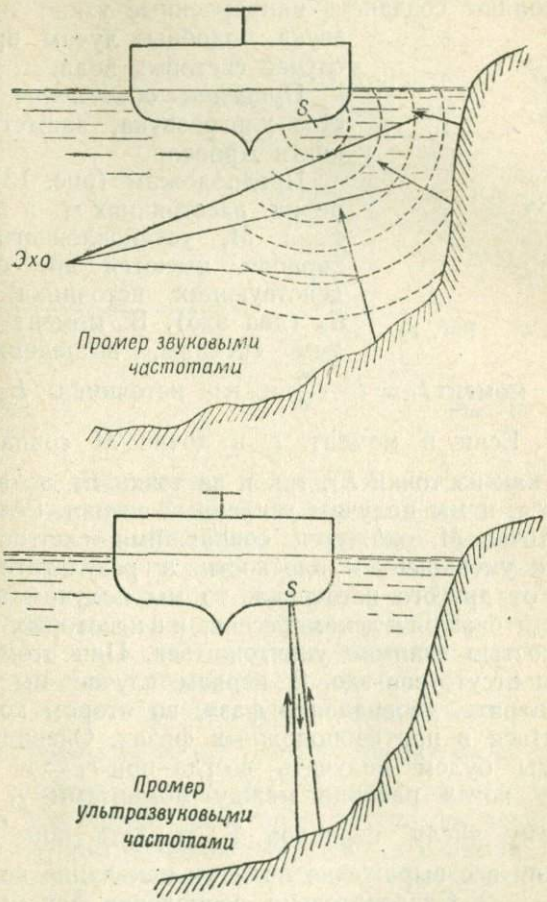


Рис. 12. Схема искажений, возникающих при промере с помощью звуковых частот на малых глубинах, и схема промера ультразвуковым лучом, исключающая подобные искажения (по Fr. Draveil, op. cit.).

S—источник звука.

у берегов Нью-Фаундленда с айсбергом, слишком поздно обнаруженным в тумане, чтобы можно было успеть сманеврировать и избежать столкновения.

Через год после катастрофы (1912) Льюис Ричардсон предложил использовать излучение в воду не звуковых частот, а ультразвуковых (то есть частот, бóльших 16 000 и не воспринимаемых на слух). Частоты порядка от 20 000 до 40 000 в секунду позволяют создавать направленные узкие лучи ультразвука, подобные лучам прожектора в случае световых волн.

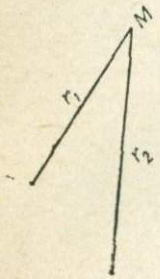


Рис. 13.

Приведем объяснение этого свойства ультразвука, заимствованное из книги Дравеля.

Предположим (рис. 13), что в море на расстояниях r_1 и r_2 от гидрофона M, установленного на нашем корабле, имеются два одновременно действующих источника звука E_1 и E_2 (два эхо). В момент t мы примем сигналы, вышедшие из источника E_1 в момент $t_1 = t - \frac{r_1}{v}$ и из источника E_2 в момент $t_2 = t - \frac{r_2}{v}$. Если в момент t в точке M совпадут сжатия, исходящие как из точки E_1, так и из точки E_2, то эти два сжатия сложатся, и мы получим усиленный сигнал. Если же в этот момент в точке M окажутся совпавшими сжатие от одного источника с уменьшением плотности в результате колебаний, исходящих от другого источника, то мы получим эффект, равный разности сжатия и декомпрессии, и в некоторых случаях они могут полностью взаимно уничтожиться. При этом в точке M мы отметим отсутствие эхо. В первом случае мы имеем, как принято говорить, «совпадение фаз», во втором колебания будут находиться в противоположных фазах. Очевидно, совпадение фаз мы будем получать всегда при $r_1 = r_2$, но также и каждый раз, когда разница между моментами t_1 и t_2 будет равна целому числу периодов T, то есть при $\frac{r_2}{v} = \frac{r_1}{v} + nT$, или, умножая все выражение на v (так как длина волны $\lambda = vT$), при $r_2 = r_1 + n\lambda$. Следовательно, совпадение фаз мы получим в случаях равенства расстояний или же при разности их, равной целому числу длин волн. Если же, напротив, разность времени между приемом двух сигналов будет равна полупериоду $\frac{T}{2}$ или нечетному числу полупериодов $(2\kappa + 1)\frac{T}{2}$, то колебания в точке M могут отсутствовать полностью.

Предположим теперь, что звуковая волна возбуждается в результате возвратно-поступательного движения поршня в цилиндре (рис. 14), и вообразим себе этот поршень состоящим из

множества элементарных поршней очень малого сечения каждый, колеблющихся совместно как одно целое. Если колебания, вызываемые таким устройством, достигнут приемника с совпадением их фаз, то мы услышим интенсивный сильный звук.

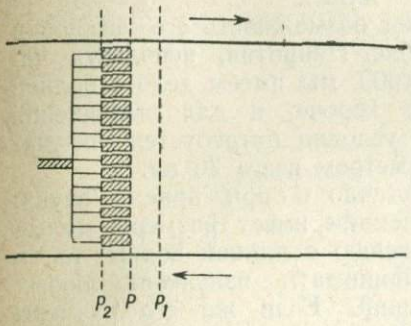


Рис. 14.

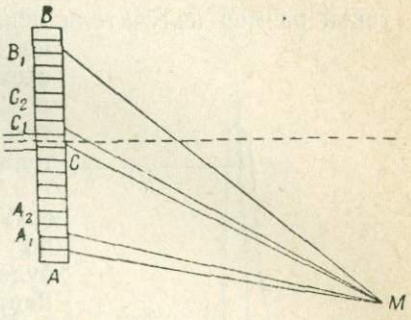


Рис. 15.

Если, напротив, мы получим в точке M расхождение по фазе колебаний, излучаемых одной частью поршней с колебаниями другой их части, то мы можем получить в точке M или ослабление или полное затухание звука. Такое положение может оказаться при нахождении точки приема M не на оси всей системы поршней, а в стороне от нее (рис. 15), и при диаметре излучающей системы, то есть расстоянии между крайними излучателями, намного большем сравнительно с длиной излучаемой волны. В этом случае разница фаз между волнами, излучаемыми источниками A и C, может оказаться равной $\frac{\lambda}{2}$ также, как и, например, для B и C. Всегда можно при этом найти в плоскости излучателя две такие точки, излучения которых в M окажутся в противоположных фазах и взаимно уничтожатся. Таким образом, в точке M колебания, исходящие от излучающей поверхности, могут уничтожиться попарно, и мы звука не услышим. Наиболее интенсивный звук мы будем, очевидно, слышать от источников, находящихся наиболее близко к нормали, соединяющей точку приема с излучающей поверхностью. На рис. 16 графически показано распределение энергии звука, излучаемого таким источником, относительно его оси. Концентрация энергии вокруг оси будет тем больше, чем больше диаметр излучателя сравнительно с длиной волны. Таким образом, мы получаем возможность создать направленный пучок звука.

Для звуковой частоты, равной 1 000 периодов, длина волны в воде $\lambda = 1{,}5$ *м*. Если мы захотим создать для такого колебания пучок, в котором 90% энергии будет сконцентрировано в конусе с осью, совпадающей с направлением звука, и углом при вершине, равным 10°, то для этого нам потребуется источник звука диаметром $D = 1{,}22 \frac{\lambda}{\sin 10^\circ} = 10{,}5$ *м*. Понятно, что такой размер излучателя исключает возможность его установки на корабле. Напротив, используя частоту 40 000, мы имеем дело с волной в 40 раз короче, и для выполнения того же условия потребуется излучатель диаметром всего 26 *см*.

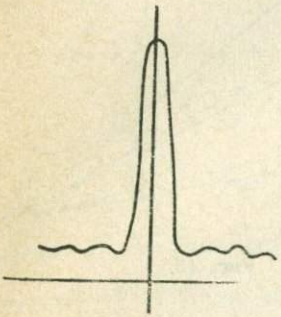


Рис. 16.

Аналогично и при приеме звука: если приемник имеет размеры малые по сравнению с длиной волны, то он будет принимать излучения любых направлений. Если же его размеры сравнительно с длиной волны звука велики, то приниматься им будут только излучения, направленные по нормали к поверхности приемника. Это свойство ультразвука не используется в эхолотах, в которых приемники расположены горизонтально и жестко закреплены в корпусе судна, но именно на этом принципе работают приборы — локаторы — для обнаружения препятствий, а также и навигационные акустические маяки.

После гибели «Титаника» были предприняты многочисленные попытки применить для возбуждения ультразвука известные в то время звуковые генераторы, как, например, свисток Гальтона, сирену и другие, как с рефлектором, так и без него. Однако все эти попытки не имели успеха.

В 1915 г. Шиловский заметил, что частоты от 20 000 до 40 000, которые пытались использовать для генерации ультразвуковых колебаний, соответствуют как раз частотам, применяемым в радио. Таким образом, оказалось возможным поставить задачу следующим образом: как преобразовать электрические колебания в упругие, способные создать звуковую волну желаемой частоты?

Решение этой задачи было найдено Ланжевеном, использовавшим любопытное свойство кварца — пьезоэлектрический эффект.

Этот эффект был открыт в 1880 г. Пьером и Жаком Кюри на основе теоретических соображений, изложенных в лекциях по симметрии кристаллов.

Кристалл кварца представляет собой шестиугольную призму, увенчанную с обеих сторон такими же пирамидами. Основная ось симметрии, являющаяся одновременно и оптической осью, параллельна ребрам призмы. Если рассечь кристалл плоскостью,

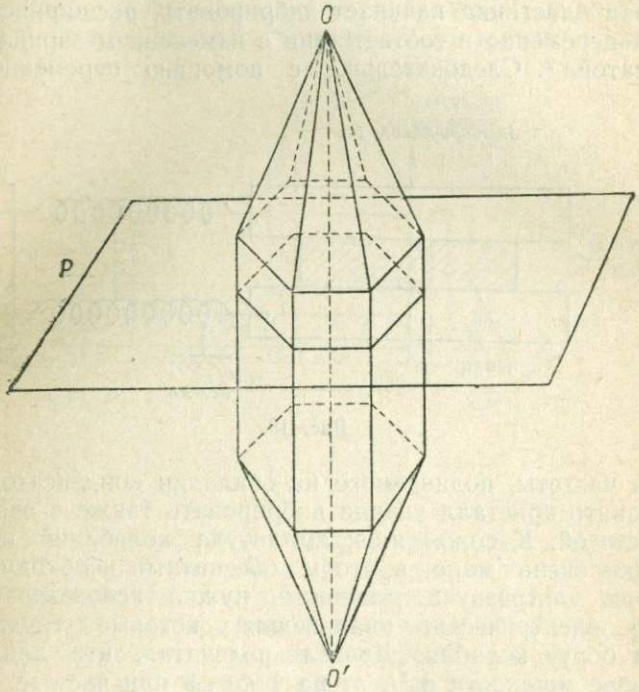


Рис. 17.
OO′ —оптическая ось;
P—плоскость электрических осей.

перпендикулярной к этой оси, то в пересечении мы получим шестиугольник. Биссектрисы углов этого шестиугольника образуют три оси двойной симметрии (соответствующие плоскостям симметрии в кристалле), называющиеся «электрическими осями» (рис. 17). Если мы теперь вырежем пластинку, перпендикулярную к одной из этих осей, то эта пластинка будет обладать следующим свойством: если ее сжимать между двумя металлическими пластинами (образующими таким образом подобие конденсатора) (рис. 18), то пластины будут заряжаться электрически определенным образом. Если же подвергнуть кварцевую пластинку растяжению в той же плоскости, то заряд

пластин конденсатора изменится на обратный [1]. Таким образом, пьезокварц позволяет преобразовать упругие колебания, как, например, звуковые волны, в колебания электрические.

Липпман показал, что возможно и обратное явление: если подавать на пластины конденсатора переменное напряжение, то кварцевая пластинка начинает вибрировать, расширяясь и сжимаясь попеременно в соответствии с изменением заряда пластин конденсатора [2]. Следовательно, с помощью переменного тока

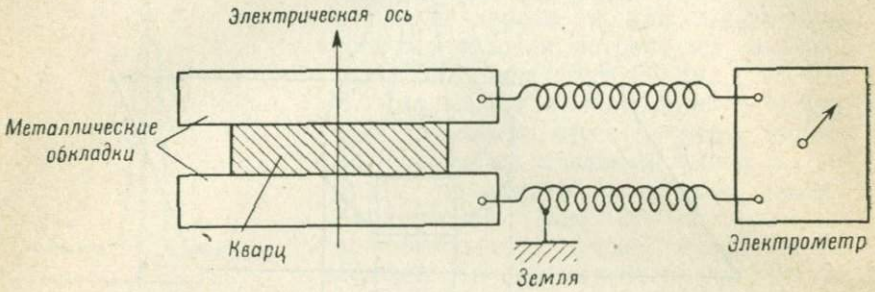


Рис. 18.

высокой частоты, подаваемого на обкладки конденсатора, можно заставить кристалл кварца вибрировать также с очень большой частотой. К сожалению, амплитуда колебаний кварцевой пластинки очень мала, и чтобы обеспечить необходимую для излучения ультразвука мощность, нужно использовать очень высокие электрические напряжения, которые трудно получить на борту корабля. Дравель подсчитал, что для получения в воде мощности в $^1/_3$ *вт* на 1 *кв см* при частоте 40 000 *гц* необходима амплитуда деформаций пластинки в 0,26, что требует электрического напряжения в 130 000 *в*.

Ланжевену принадлежит идея использовать для понижения необходимого напряжения свойство резонанса. Если после электрической деформации кварцевой пластинки предоставить ее самой себе, то она будет вибрировать с некоторой свойственной ей частотой — частотой ее собственных колебаний. Теперь достаточно с помощью соответствующей частоты тока, подаваемого на обкладки конденсатора, только поддерживать соб-

---

[1] Количество электричества, выраженное в кулонах $Q = KpS$, где $\frac{Q}{S} = nKp = \sigma$ — плотность электричества (σ и p выражены в единицах «GGS» — *см гр сек*.).

[2] На величину $K\,W$, где K — та же постоянная, что и в предыдущем примечании. При $W = 10\,000$ *в* сжатие или расширение пластинки будет равно всего 0,02 μ.

ственные колебания кварцевой пластинки, что требует уже значительно меньших потенциалов. При использовании резонанса для получения той же деформации в 0,26 μ достаточно разности потенциалов на пластинках конденсатора всего в 26 000 *в*.

Вибрирующая пластинка в опытах Ланжевена должна была иметь толщину, равную половине излучаемой длины волны, то есть для получения частоты в 40 000 *гц* в воде ее толщина

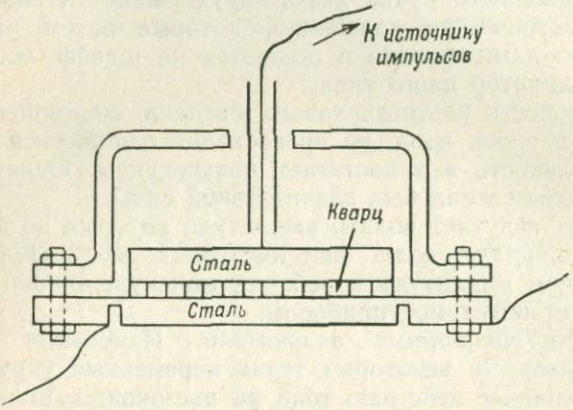


Рис. 19.

должна была равняться 6 *см*. Кварц, пригодный для получения таких пластинок, очень редок, и, кроме того, обязательным условием пригодности пластинки является отсутствие двойникования в кристалле (ассоциации из двух различно расположенных кристаллов). Ланжевен предложил вырезать узкие кварцевые пластинки или, еще лучше, составлять из маленьких кварцевых пластинок пачку, подобную сборному поршню, использованному нами для пояснения свойств ультразвука. Размер каждой такой пластинки равен всего 5 *мм*, и образованная таким образом мозаика зажимается между двумя стальными пластинами. В стали скорость звука равна скорости в кварце, и, таким образом, половине длины волны может быть в этом случае равна толщина всего набора из кварцевых пластинок и сжимающих их стальных пластин. При подаче к стальным пластинам такого «сэндвича» (названного «триплетом Ланжевена») переменного напряжения весь пакет начинает вибрировать, как однородное тело. Опыт показал, что для пакета Ланжевена достаточно разности потенциалов в 5 200 *в* (практически 2 500 *в*), чтобы поддержать его собственные колебания.

Такой пакет, или ультразвуковой излучатель, прикрепляется болтами к корпусу корабля таким образом, чтобы одна из его вибрирующих поверхностей соприкасалась с водой (рис. 19).

Размеры пакета зависят от желаемой глубины измерения и колеблются от 10 до 31 *см*. Ультразвуковой пучок излучается в виде конуса с углом при вершине в 12°.

Стальные пластины пакета подключаются к клеммам высоко-частотного генератора, установленного на борту корабля. Пакет излучает ультразвуковой пучок, достигающий дна, отражающийся от него и возвращающийся к пакету. При этом вибрации отраженного пучка деформируют пакет и вновь создают в нем электрические колебания, которые затем усиливаются с помощью ламп-триодов и подаются на шлейф осциллографа или на индикатор иного типа.

Длительность ультразвукового сигнала, состоящего из серии примерно в сорок волн, не превосходит одной тысячной секунды; длительность эхо достигает полусекунды. Однако не требуется, чтобы сигнал был значительной силы.

Система излучает волны, амплитуда которых не превосходит одну миллиардную долю миллиметра ($1 \cdot 10^{-3}$ μ), — смещение меньшее, чем амплитуда колебания молекул, однако регулируемое и воспринимаемое прибором.

Магнитострикционные излучатели. Изменения магнитного поля вызывают в некоторых телах переменные упругие напряжения, подобные действию тока на пьезокварц. Если взять, например, никелевый цилиндр, закрепленный одним своим концом, и ввести его в соленоид (рис. 20), то при прохождении через соленоид тока, создающего электрическое поле, можно заметить под микроскопом, что цилиндр сокращается вдоль своей оси. Если затем изменить направление тока и, следовательно, расположение магнитного поля, то мы обнаружим, напротив, удлинение стержня. Величина наибольшего удлинения соответствует при этом вполне определенной величине магнитного поля. Если мы теперь захотим воспользоваться магнитострикционной системой в качестве преобразователя электрических колебаний в упругие, то достаточно создать переменное магнитное поле со средним значением, соответствующим максимальному удлинению цилиндра и цилиндр начнет вибрировать.

Во избежание больших потерь энергии в результате возникновения токов Фуко, неизбежных в сплошном цилиндре при высокой частоте колебаний поля, используют вместо цилиндра набор из очень тонких, изолированных одна от другой никелевых пластинок, окруженных двумя обмотками (рис. 21). Одна из обмоток создает наибольший магнитострикционный эффект, вторая же служит для создания колебаний магнитного поля. Длина элементов магнитострикционного пакета рассчитывается таким образом, чтобы собственная частота их колебаний была возможно более близка к частоте возбуждающего тока, аналогично триплету Ланжевена.

Магнитострикционные излучатели применяются Британским Адмиралтейством в двух вариантах — в виде удлиненного цилиндра (рис. 22), снабженного на одном конце специальной вибрирующей пластинкой, соприкасающейся с водой, или же плоского типа (рис. 23), в котором вибрирует боковая поверхность цилиндра, то есть изменяется диаметр. Эти излучатели работают на токе с частотой 16 000 периодов, близкой к их собственной частоте, которая равна скорости звука в никеле, умноженной на πD^2. Магнитострикционные излучатели слишком

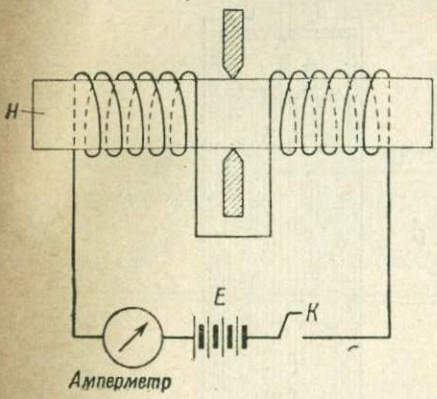


Рис. 20. Принцип действия магнитострикционного излучателя (по Fr. Draveil, op. cit.).
H—никелевый брусок с обмоткой, укрепленный между центрами; *E*—батарея; *K*—прерыватель.

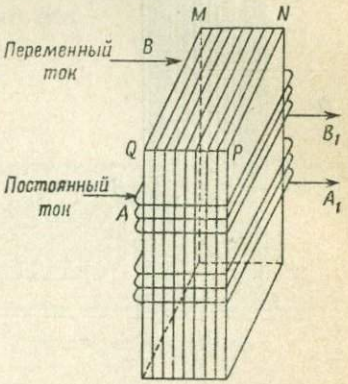


Рис. 21. Магнитострикционный излучатель. (по Fr. Draveil, op. cit.)
MQPN—набор никелевых пластинок; AA_1BB_1—обмотки.

малы, чтобы создать направленный пучок звука. Для этой цели их снабжают коническим рефлектором из сырого каучука.

Приемник в общих чертах аналогичен излучателю, но для повышения его чувствительности никелевый пакет сильно намагничивают.

Ультразвуковые эхолоты наиболее удобны для измерения малых глубин: они портативны, обладают узким пучком излучения, мало чувствительны к звуковым помехам — шуму, вызываемому волнами и ходом корабля (низкочастотным или даже инфразвуковым). Но при работе на очень больших глубинах значительные затруднения возникают из-за поглощения звуковой энергии толщей воды вследствие вязкости. Это поглощение пропорционально частоте, и из-за него приходится отказываться

от использования колебаний сверхвысокой частоты (до 10 000 000), которые мы умеем создавать в настоящее время.

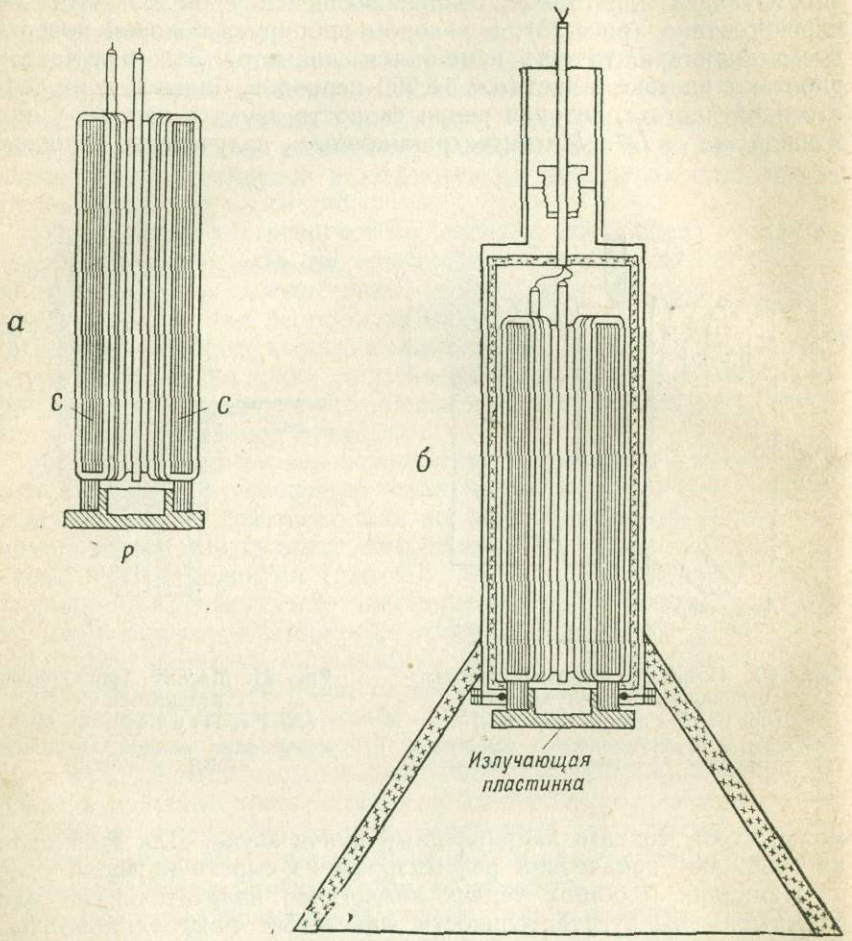


Рис. 22. Схема установки магнитострикционного излучателя (по «Ежегоднику бюро долгот», 1937).

а) *Р*—излучающая пластинка; *С*—никелевый цилиндр;
б) то же устройство, смонтированное вместе с каучуковым колоколом.

Вся энергия таких колебаний была бы поглощена на пути в несколько сантиметров. По этой же причине ультразвуковые излучатели не применяются при измерениях глубин свыше

1 500 *м*[1]. Зато можно предполагать, что для звуковых приборов такого предела не существует.

Несомненно, что самопишущие эхолоты значительно удобнее приборов со шкалой визуальных отсчетов, прежде всего потому, что первые позволяют вести непрерывную запись профиля дна по ходу корабля, и, затем, потому, что они дают нам документ, который может быть сохранен на долгое время и позволяет исключить ошибки наблюдателя.

Боже указывает, что при использовании эхолотов с визуальным отсчетом нередко случались ошибки на целое число оборотов шкалы указателя, и в качестве предосторожности рекомендуется всегда иметь на борту обычный лот.

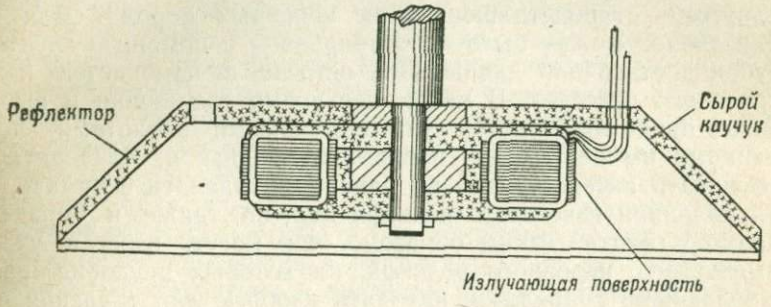


Рис. 23. Магнитострикционный излучатель (плоская модель) (по «Ежегоднику бюро долгот», 1937).

Какова же в настоящее время чувствительность этих аппаратов? В Ла-Манше с помощью прибора Марти удалось обнаружить на дне песчаные волны высотой 50 *см* и записать их асимметричный профиль, указывающий направление создавшего их течения (см. рис. 8). В противоположность тросовому лоту надежность показаний эхолота не изменяется с глубиной. Что касается точности, то при работах «Метеора» в Атлантике с пьезокварцевым прибором, контролируемым посредством защищенных и незащищенных термометров, было найдено, что на 51 проверочной станции эхолот давал обычно заниженное значение глубины примерно на 0,3%, в то время, как проволочный лот дал завышенные показания на 0,4%.

---

[1] Ультразвуковые магнитострикционные эхолоты-самописцы иностранных фирм последних выпусков позволяют работать до глубин 3 000 саженей (5 490 *м*). В СССР на исследовательских судах применением дополнительных устройств удалось значительно превзойти указанную глубину. — *Прим. ред.*

Точность эхолотного промера зависит от степени изученности океанографических условий прилегающих районов моря. Прежде чем заснять, например, серию профилей в районе радиусом в 50 миль (80 *км*), необходимо предварительно взять ряд проб воды и измерить температуру и соленость для вычисления плотности и давления. Таким образом, различные методы исследования, применяемые в океанологии, оказываются здесь теснейшим образом связанными между собой.

Ультразвуковые излучатели позволяют также определять характер грунта. В одних случаях мягкий грунт отличается от твердого по меньшей четкости линий записи рельефа. В других случаях, как, например, при работах «Метеора» в Балтике, прибор регистрирует два эхо — одно от поверхности мягких илов и другое — от подстилающих их коренных пород [1]. Для этой цели эхолот может быть «протарирован» с помощью грунтовых трубок достаточной длины. При встрече с каменистой банкой первое эхо исчезает. В настоящее время тральщики и рыболовецкие суда снабжаются ультразвуковыми эхолотами, позволяющими им не только измерять глубины и, следовательно, отыскивать интересующие их банки или плавать в тумане, следуя по линии известного рельефа дна, но также и определять характер грунта. Таким образом, они могут, избегая участки каменистого, неровного рельефа, на которых неудобна работа рыболовными снарядами, находить удобные для траления и часто еще не известные и не использованные участки дна. Во французской рыбопромышленности разведочная работа такого рода была начата «Теодором Тиссье» [2].

«Эхолотирование, — пишет Кот [3], — еще далеко от своего полного развития. Новый метод создан и принят на вооружение гидрографами и моряками. Однако остается еще во многом усовершенствовать приборы и использовать их для комплексного исследования глубин. Такое исследование обещает, как об этом говорят последние океанологические работы, показать нам истинный рельеф скрытых под водой областей земного шара, сложность которого мы и не подозреваем» [4].

---

[1] Это явление было широко использовано Петерсоном для определения мощности насыщенных водой илов на дне Средиземного моря.

[2] В этом месте в подстрочном примечании автор высказывает предположение — не могут ли быть обнаружены эхолотом также и крупные косяки рыбы? Указанный вопрос уже давно (в тридцатых годах) был решен положительно, и такой способ применялся норвежскими и немецкими поисковыми судами. Этот метод также широко применяется и в рыбопромысловом флоте СССР. — *Прим. ред.*

[3] D. Cot, Les procédés récents de sondage par le son, Paris, 1937, p. B-25.

[4] Для более детального ознакомления с теорией эхолотов и с их образцами рекомендуем, кроме упомянутой монографии В. А. Снежинского

Следует также упомянуть здесь прибор «Асдик», который использовался во время войны флотом союзников для обнаружения погруженных подводных лодок как по направлению, так и по расстоянию (предполагая соленость и температуру воды известными). Пучок колебаний, излучаемый этим прибором может быть направлен на дно или на какое-либо препятствие с помощью зеркала, изготовленного из материала, имеющего собственную частоту колебаний, резко отличную от частоты колебаний воды (например, из дерева). Случайно было обнаружено, что прибор «Асдик» может указывать положение косяков рыб (исследования М. Черния). Он может также быть использован и как эхолот при вертикальном направлении излучения.

Определение положения точки промера. Точность определения глубины оказывается, однако, совершенно бесполезной, если мы не можем достаточно надежно указать положение точки промера. В виду берегов эта задача значительно облегчается — положение корабля может быть определено либо с борта посредством секстана по береговым ориентирам, либо с берега путем засечки корабля несколькими теодолитами, положение которых известно. В открытом море задача сводится к определению положения точки, которое может быть произведено только астрономически. Обычно в океанологических работах принято вычисление положения с точностью до 3′, что означает, что данная точка находится в пределах круга диаметром 5,555 *км*. Столь малая точность обычно обусловлена точностью измерения долготы. Применением радиосигналов и правил «точности определения высот при отсчетах, близких к 45°» можно получить с помощью теодолита с двухсекундным верньером точность, недостижимую секстаном [1]. Используя вспомогательное заякоренное судно, [2] можно надеяться получить точность до 5″, то есть точность определения положения точки в пределах окружности в 150 *м*, что вполне достаточно для масштаба 1 : 100 000.

Обычно работа начинается с установки буя, положение которого определяется с возможной точностью, а затем корабль ходит вокруг буя по сторонам треугольника, направление которых определяется астрономически, а длина — с помощью лага. Далее треугольник замыкается в точке начала определений, и полученная невязка разбрасывается по всем пройденным галсам пропорционально их длине. Буй может быть заменен заякоренной

(стр. 13), следующую литературу: И. Т. Дорофеев, Новейшие методы измерения глубин, 1939; Д. Г. Топельберг, Электронавигационные приборы, Морской транспорт, М. — Л., 1950; И. И. Федоров, Навигационные эхолоты, Морской транспорт, 1948. — *Прим. ред.*

[1] P. Tardi, Traité de Géodesie, 1940.

[2] Можно также использовать засечку с помощью радара.

шлюпкой, с которой, в свою очередь, можно определять положение судна во время промеров.

Промерные пересечения океанов представляют собой вполне реальную ценность, несмотря на некоторую неточность в определении долгот. Такие пересечения могут иногда опираться на лежащие на пути острова, как, например, Азорские или Св. Павла. Особенно повышается точность определения точек при их большом количестве и при сопоставлении данных различных экспедиций.

Таким образом, океанологи в настоящее время располагают точным, быстрым и дешевым методом промера, методом, которым пользуются не только они одни. Предметом особой гордости для нас, французов, может являться то, что эта методика родилась в наших лабораториях. Особенно интересно отметить, что она выросла из таких чисто теоретических исследований, как исследования Пьера Кюри по симметрии кристаллов. Эти исследования нашли большое применение во многих областях техники.

Вторая мировая война прервала «охоту за глубинами», но нужно надеяться, что «охота» вскоре возобновится и что все промеры, проводимые пассажирскими судами, тральщиками, грузовыми судами и кораблями пограничной охраны, будут ежегодно публиковаться в изданиях, подобных «инструкциям мореплавателям», и что будет возобновлено исследование редко посещаемых областей между прибрежьем и обычными морскими трассами. Для этих работ совершенно не нужны роскошные яхты, подобные яхтам принца Монакского или «Метеору». Идеальным «инструментом» для таких работ является обычная рыболовецкая шхуна, оборудованная без особых затрат.

Имея необходимое количество промерных точек, мы сможем нанести на карты достаточно густой рисунок изобат и получить хорошее изображение рельефа морского дна, столь необходимое для всех океанологических работ. Но для того, чтобы правильно отобразить этот рельеф на картах, он должен быть так же понятен нам, как понятен наземный рельеф топографу.

Глава II

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ

В предыдущей главе мы рассмотрели методы, которые последовательно применялись для промера океанических глубин. Измерения больших глубин при помощи лота с грузом стали возможны только с 1845 г. и усовершенствовались вплоть до 1914 г. Но подобные измерения требовали многих часов работы, штилевой погоды и отсутствия течений. На протяжении нескольких лет океанографическая экспедиция с помощью этого метода могла собрать лишь несколько тысяч промеров. Маурер подсчитал, что для получения этим методом 30 000 промерных точек, собранных «Метеором», потребовалось бы 60 000 рабочих часов, что соответствует 2 500 дням, или, приблизительно, 7 годам, вместо одного года, затраченного «Метеором».

Использование звука для измерения глубин было очень быстро усовершенствовано и применено во всех флотах. Этот способ позволяет одному кораблю определить до 50 000 промерных точек в течение года, проводя одновременно и другие океанологические работы. Все современные суда после «Метеора» — «Дана», «Неро», «Виллеброд», «Снеллиус», «Теодор Тиссье», «Карнеджи», «Атлантис» — стали снабжаться звуковыми или ультразвуковыми эхолотами. В течение нескольких лет, если бы война не прервала исследований, мы имели бы достаточную густоту точек промеров, необходимую для нанесения на картах правильных изобат. Чтобы показать, насколько мы еще далеки от такой возможности, Туле проделал следующую операцию. Он предположил, заменив высоты глубинами, что рельеф Франции является рельефом дна океана (рис. 24, 25, 26 и 27). Затем он нанес на полученную таким образом батиметрическую карту промерные точки — последовательно одну на 10 000 кв. миль, на 5 000, на 1 000 и на 500 кв. миль. Истинный рельеф Франции (рис. 26) начал обрисовываться лишь при густоте точек, равной одной точке на 1 000 кв. миль. Четвертая серия дала, наконец, некоторое подобие истинных форм рельефа, но в еще очень обобщенном виде. Но такая густота промерных точек имеется пока лишь на немногих больших разрезах, проведенных кабелепрокладочными судами, например, как «Неро», или океанологическими экспедициями последних десятилетий.

Следует ли, однако, столь скептически относиться к батиметрическим картам и к возможным выводам из них, как это делает знаменитый французский океанограф? Можно ответить ему его же собственными словами, посвященными основателю

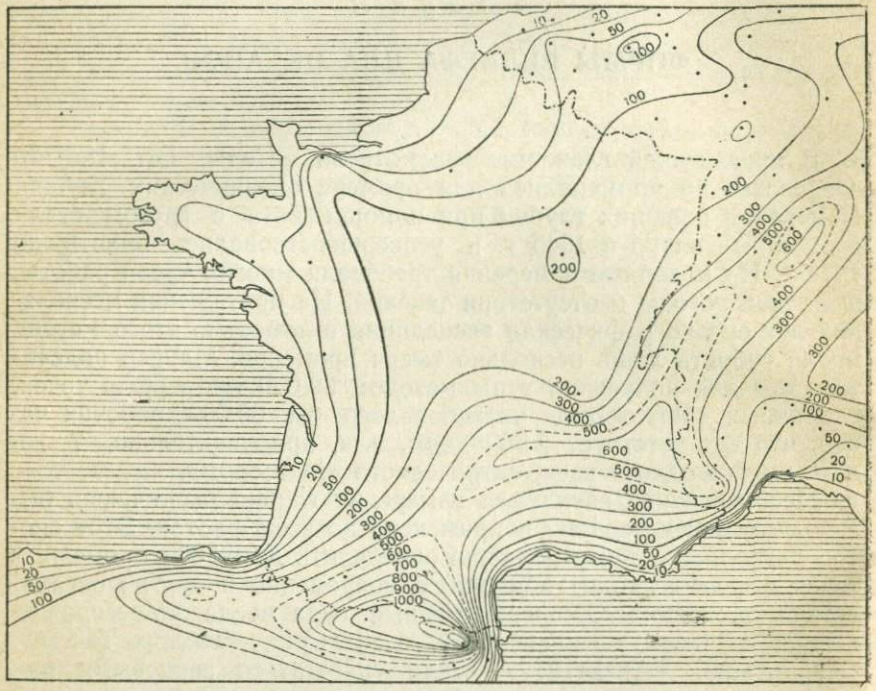


Рис. 24. Гипсометрическое изображение рельефа Франции при густоте промеров, равной 0,0001 (15 промеров на поверхности в 153 821 кв. миль).

океанографии Марсильи. Марсильи, располагая ничтожными возможностями, ведя промер с помощью тросового лота и не рискуя при том выйти в открытый океан, где плавали многочисленные пираты, все же сумел в строении подводного рельефа найти два основных закона:

1) Расположение горных цепей на земной поверхности и морских глубин связано между собой теснейшим образом — глубоким морям соответствуют высокие берега.

2) Детальное изучение ограниченной области может привести к заключениям, справедливым для всего океанического бассейна.

Хотя наземные карты и не подвергаются столь суровой критике, как морские, однако и они неизбежно стареют по мере

совершенствования методов и приборов, с прогрессом исследований и с организацией крупных топографических служб. Некоторые современные топографические съемки можно считать достигшими полного совершенства; но еще со времен

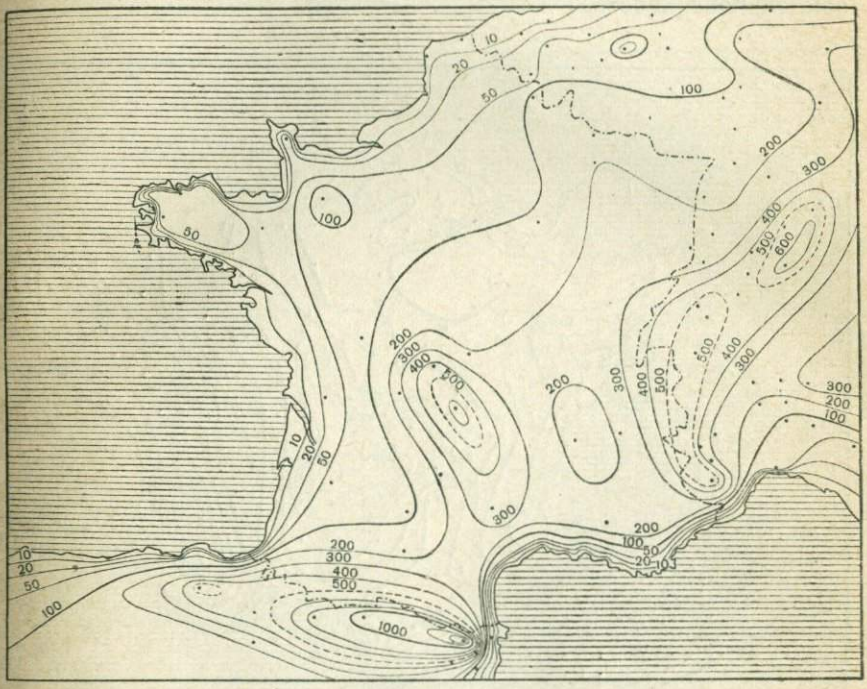


Рис. 25. Гипсометрическое изображение рельефа Франции при густоте промеров, равной 0,0002 (31 промер на поверхности в 153 821 кв. миль).

Возрождения наземные карты всегда отображали основные линии рельефа.

Причина тому проста — земной рельеф видим и, располагая некоторым минимумом высотных отметок образующих необходимую основу, остальной рельеф можно нанести на карту с натуры, на глаз.

Достаточно опытный топограф в этих условиях всегда сможет нанести на карту кривую, отвечающую рельефу, который он видит и понимает. Эта возможность изобразить рельеф по немногим данным измерений широко используется путешественниками-исследователями, но они способны это делать только после предварительного накопления большого опыта на другой территории.

Можно ли, несмотря на отсутствие большого числа промерных точек, использовать подобный опыт наземной картографии для изображения подводного рельефа с помощью интерполяции или экстраполяции? Решение этого вопроса зависит от большего или меньшего сходства подводного рельефа с рельефом земной поверхности.

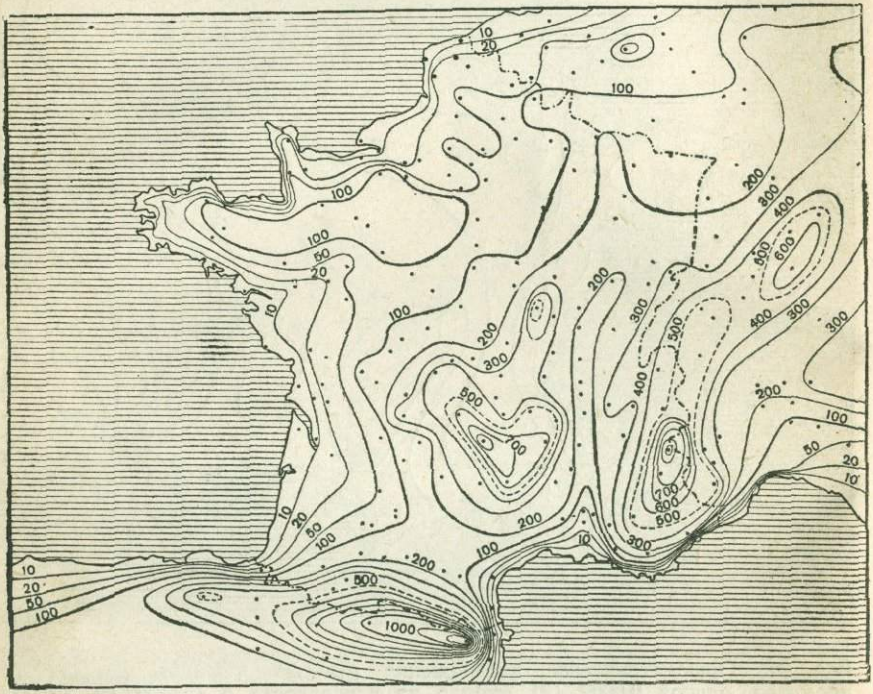


Рис. 26. Гипсометрическое изображение рельефа Франции при густоте промеров, равной 0,001 (154 промера на поверхности в 153 821 кв. миль).

ПОПЫТКА КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

Этот же вопрос встает перед нами, когда мы пытаемся описать и назвать основные формы подводного рельефа. Элементы наземного рельефа обычно имеют очень древние и привычные названия — гора, холм, долина. Другие элементы получили свои названия из сравнений с известными похожими на них объектами — порог, бассейн, котловина, купол. В некоторых случаях географы использовали местные народные названия — комб, клюз, куэста.

Долгое употребление этих терминов сделало их привычными для слуха. Но для подводного рельефа приходится либо заимствовать терминологию у наземного рельефа, рискуя при этом со временем ее исказить, когда, например, забудутся породившие ее формы, или же применять чисто геометрические, лишенные образности термины. Использование геометрических

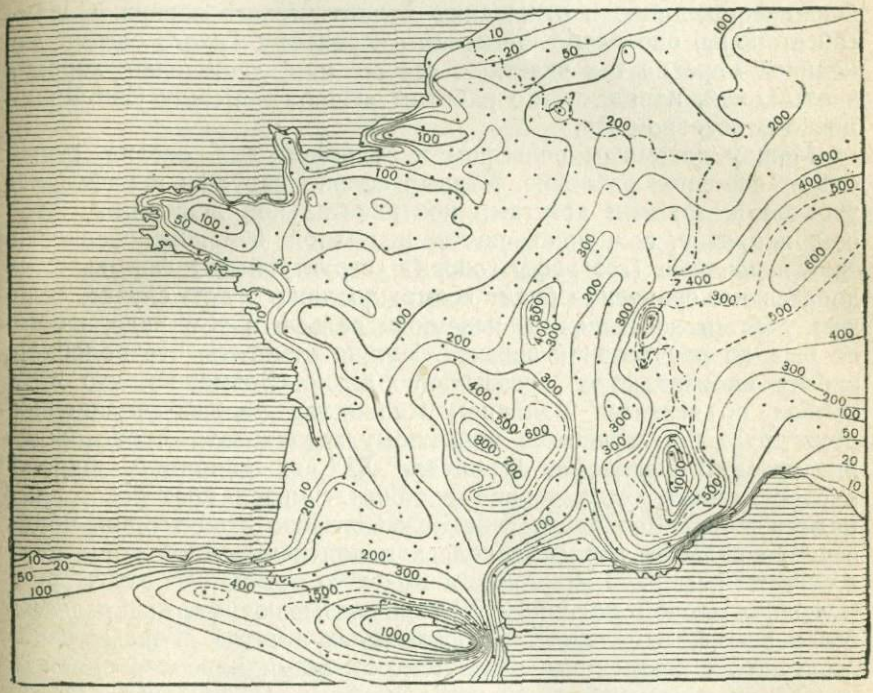


Рис. 27. Гипсометрическое изображение рельефа Франции при густоте промеров, равной 0,002 (308 промеров на поверхности в 153 821 кв. миль).

терминов затрудняется также большой сложностью форм подводного рельефа, значительно превосходящей сложность геометрических фигур.

В течение долгого времени эта проблема вообще не возникала — считалось, что морское дно имеет форму чаши с плоским дном и только Атлантический океан разделен по всей своей длине подводным хребтом. Предполагалось, что все нарушения дна этой чаши связаны с подводными вулканами (как острова Азорские, Канарские, Гавайские и др.).

Однако уже давно некоторые географы, как, например, Лаппаран восставали против подобных упрощенных представлений.

В своих «Уроках физической географии» он писал: «Океаны ни в коем случае не являются чашами с правильными формами. Неровности подводного рельефа подобны неровностям, нарушающим земную поверхность» [1].

Сравнение подводного и наземного рельефов. Как показывают многочисленные профили, которые мы составили для иллюстрации данной работы, это высказывание Лаппарана особенно справедливо в отношении Атлантического океана. С другой стороны, оно слабо применимо к рельефу Тихого океана, по крайней мере на тех участках, где он нам достаточно хорошо знаком, как, например, по работам «Неро» — между Сан-Франциско и островом Яп.

Между наземным рельефом и рельефом дна океана существует основное различие. Первый сильно нарушен и расчленен эрозией и другими агентами континентальной денудации, второй, напротив, сохраняет почти в полной неприкосновенности свои первичные (географы говорят «структурные») формы. Следовательно, сравнение будет возможно лишь в том случае, если нам удастся восстановить наземный рельеф в том виде, каким он был до расчленения эрозией. Нужно отметить, что подобная работа производилась чрезвычайно редко. Возможно, что этот пробел объясняется наличием множества теорий, сменявших друг друга и пытавшихся по-разному истолковать происхождение наземного рельефа. В начале XIX в., например, широко распространена была теория «поднимающихся кратеров», принадлежавшая Леопольду фон Буху. Согласно этой теории, образование рельефа гор объяснялось поднятием земной коры вулканической магмой. Возможно в качестве реакции на эту теорию географы второй половины XIX в. связывают формы рельефа гор в основном с действием эрозионных агентов. Горные цепи, согласно их воззрениям, являются остатками наиболее прочных и стойких участков земной коры, которые со временем исчезнут, оставив после себя почти ровную поверхность выравнивания (пенеплен). Автор считает, что американские ученые, как, например, Дэвис, в значительной мере находились под влиянием этой теории. Первые горные сооружения, которые были ими исследованы — Аппалачи, — представляют собой, по крайней мере при первом рассмотрении, остаточные горы. Напротив, геологи Линт, Альберт Хейм, Бертран, Зюсс и другие исследователи Альп развивали в своих работах теории, объяснявшие происхождение гор либо простыми складкообразовательными движениями, как, например, в Юрских горах, либо шарьяжными движениями, нагромоздившими мощные толщи лежачих складок (надвигов), как в Альпах.

[1] A. Lapparent, Traité de Géologie, Paris.

Основным занятием геологов стало изучение деталей геологического строения горных сооружений. Формы рельефа перестали их интересовать — все внимание было сосредоточено на «структуре». Геологи дошли до того, что стали называть горными цепями даже складчатые зоны, в настоящее время полностью сглаженные. Тогда Ог выдвинул теорию, согласно которой определяющим фактором рельефа являются не складкообразовательные движения, а сводовые поднятия с большим радиусом кривизны, называемые «эпейрогеническими» движениями. В книге Лаппарана схематические разрезы хорошо иллюстрируют текст, хотя в них и не отображена структура местности. Огибающая кривая дает представление о первичной выпуклой форме горной цепи, существовавшей до того, как эрозия выработала вогнутости (рис. 28).

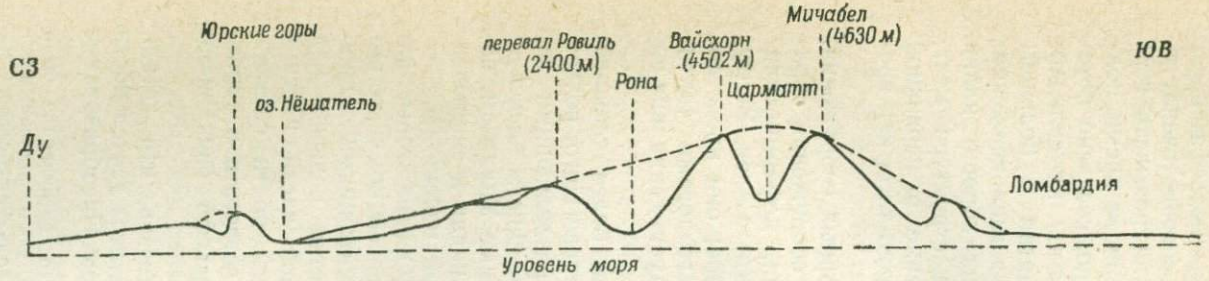
Выпуклый профиль характерен для всех горных сооружений, хотя их структуры и весьма различны. Одни сооружения образованы единственной складкой сводового типа, деформировавшей некогда почти горизонтальные поверхности: Салев, Ванту, Ливанский массив и множество других куполов; они представляют собой простейшую форму, называемую геологами «антиклиналью». За каждой антиклиналью следует «синклиналь» корытообразной структуры.

Острова и горы Адриатики дают нам уже более сложную картину. Здесь нередко, как, например, на острове Паго, рельеф образован двумя сжатыми антиклиналями, раздавившими заключенную между ними синклиналь (рис. 29). Опыты по искусственному воспроизводству складок, проведенные Уиллисом, показали, что в приведенном случае обе антиклинали и заключенная между ними синклиналь образуют единый массив.

Некоторые горные цепи, как, например, Юрские горы, кажутся на первый взгляд образованными серией обычных антиклиналей, разделенных синклинальными понижениями[1]. Однако антиклинали образуют возвышенные участки рельефа над синклинальными депрессиями только в южной части Юрских гор. В районе Понтарлье высота антиклиналей почти соответствует синклиналям. В ряде случаев можно встретить и обратное соотношение: в результате инверсии рельефа синклинали возвышаются над антиклиналями.

Поэтому с полным основанием можно сказать, что детали рельефа Юрских гор образовались в результате деятельности эрозии, выявившей наиболее устойчивые породы. Преобразование

[1] Детальные исследования Венсьена показали, что антиклинали были разбиты многочисленными сбросами как поперечными, так и продольными, и различные участки складки оказались смещенными вдоль этих сбросов. С механической точки зрения отдельные складки Юрских гор не более однородны по своему происхождению, чем весь комплекс складчатой горной цепи.



Разрез от долины Ду до Ломбардии



Разрез между Средиземным и Мертвым морями

Рис. 28. Морфологические разрезы (по Лаппарану).

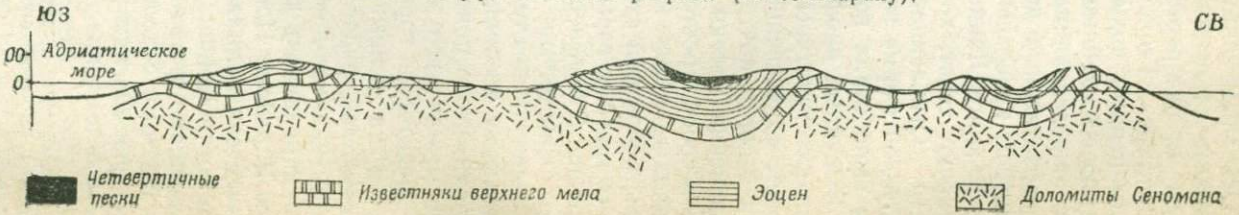


Рис. 29. Разрез острова Паго.

же всей системы, напротив, явилось результатом незначительного сводового движения большого радиуса, преподнявшего уже ранее размытую область. Две синклинальные зоны, образованные долиной Соны и молассовой депрессией Швейцарии, окаймляют центральное поднятие (рис. 30). Это последнее асимметрично — наиболее высокая точка свода расположена ближе к его восточному краю. Она возвышается непосредственно над швейцарской равниной, образуя последнюю гряду, которая носит местное название горы Юры. Такой же структурой обладают Атласские горы на широте Тадлы (Марокко).

Несколько более сложны такие горы, как Динариды, простирающиеся параллельно Адриатическому морю. Они представляют собой сочетание форм рельефа, встречающихся в Юрских горах, но гораздо более сложной структуры, так как складки здесь разбиты продольными сбросами, в результате которых головные части антиклинали, смещаясь, иногда даже перекрывают синклинали. Но в настоящее время вся горная система образует единое структурное целое. Существует большое количество горных массивов, разделенных один от другого корытообразными депрессиями или прогибами. На протяжении развития горной страны эти прогибы могут либо сохраниться как таковые, либо исчезнуть в результате соединения разъединенных ими массивов, которые после слияния уже образуют одно горное сооружение.

В строении внутренней зоны Динарид, расположенных в непосредственной близости от Родопа, большую роль играют древние жесткие массивы (например, Пелагонийский массив). Эти массивы потеряли свою пластичность еще до начала складкообразования; в настоящее время они обнажаются в центре складчатых систем. Такие древние массивы играют основную роль в строении горной системы Пиренеев. Горные сооружения еще более сложной структуры, как, например, Альпы или Гималаи, образованные наслоениями надвинутых друг на друга покровов или сооружения совсем иного типа, как Анды или Скалистые горы,[1] могут несмотря на всю их сложность претерпевать дислокацию, затрагивающую всю систему в целом, и вследствие этого рассматриваться как единый свод[2].

---

[1] Покровы являются в одном случае крупными лежачими антиклинальными складками, надвинутыми одна на другую или на предгорную страну (покровы I рода, Швейцарские Альпы), в другом случае — лоскутами покрова массива, отчлененных сбросами, сильно уплощенными и надвинутыми один на другой (покровы II рода, Динариды).

[2] Детали рельефа горной страны состоят из складок (основной объект изучения геологов); видимо, они возникли до сводового поднятия, образовавшего основные черты рельефа. Эти первоначальные складки зародились в передовом прогибе сводового поднятия, являющегося складкой первого порядка.

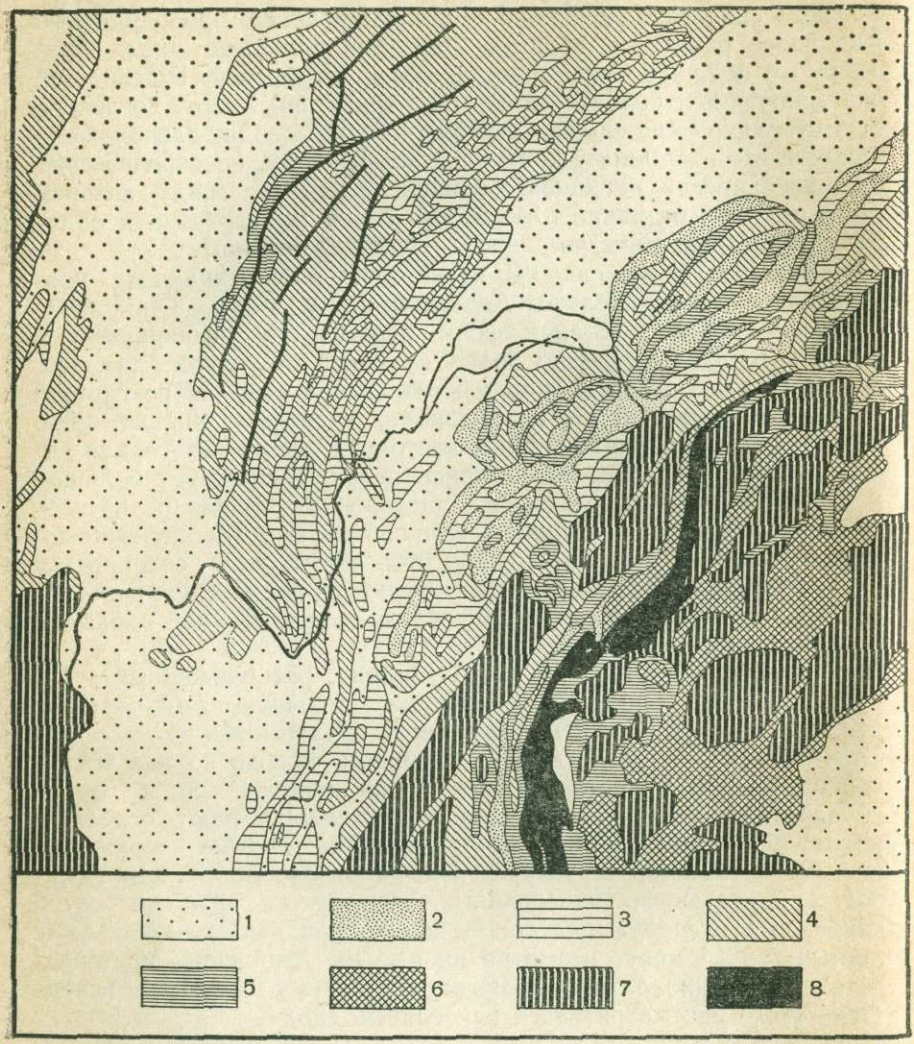


Рис. 30. Геологическая карта Юрских гор (по L. Bertrand, Les grandes régions géologiques du sol français, Paris, 1935).

1—неоген; *2*—палеоген; *3*—мел; *4*—юра; *5*—триас; *6*—блестящие сланцы; *7*—кристаллические породы; *8*—угленосные свиты.

Подобная схематизация может показаться чрезмерной для тех, кто обращает все свое внимание только на структуры и на механизм их образования. Однако значительное число фактов заставляет нас признать реальность такой простоты общих деформаций горных цепей. Антиклиналь обычно с обеих сторон примыкает к синклиналям; точно так же простая или сложная горная цепь с обеих своих сторон окаймлена корытообразными депрессиями. Одна из них была названа Зюссом «передовым прогибом» (термин, предполагающий наличие тангенциального давления); другую можно назвать тыловой впадиной или депрессией. Так, например, Западные Альпы заключены между прогибом, занятым в настоящее время долиной Роны, и большой депрессией, занятой в настоящее время долиной реки По; Динариды — между Паннонской депрессией (Венгерской равниной) и Адриатикой; Карпаты — между Молдавско-Валашской и Трансильванской депрессиями; Пиренеи — между депрессиями Эбро и Аквитанского бассейна. Аналогичные корытообразные прогибы существуют и внутри горных стран, разделяя антиклинальные хребты. Такие межгорные понижения можно назвать внутренними прогибами [1].

Очень часто именно прогиб этих депрессий и создает рельеф горных сооружений, которые сохраняют морфологическое единообразие несмотря на весьма различное геологическое строение благодаря наличию депрессий.

Например, марокканские Атласские горы, образованные на флангах двумя складчатыми зонами, а в центре — древним массивом, как с точки зрения геологического строения, так и с точки зрения морфологии не разделимы; вся горная страна выступает на фоне предгорной впадины.

Межгорные понижения и приподнятые участки в горных сооружениях — величины одинакового порядка: те и другие простираются по ширине на сотни километров.

С некоторых пор среди геологов наблюдается тенденция объяснять шарьяжные образования, типа альпийских покровов, действием силы тяжести. Для того чтобы эта сила обусловила скольжение покровов, нужно допустить либо сводовое поднятие в тылу горного сооружения, либо образование прогиба впереди горного массива.

Мы рассматривали до сих пор лишь последние дислокации земной коры, создавшие современные формы рельефа горных сооружений. Эти дислокации в данном случае свелись к образованию антиклиналей, смявших толщи основания, к усилению

[1] Подобное расположение складок, особенно в Альпах и Андах, привело к возникновению широко распространенного в настоящее время термина «горная цепь».

синклинального прогиба предгорной депрессии. Осадочные поверхностные толщи горных сооружений (даже в случае смятых покровов) могут при этом сползти в предгорные впадины и частично их заполнить. История горных сооружений показывает, что в этом случае образуются новые предгорные депрессии впереди заполненных.

Такое положение вещей не согласуется с гипотезой Эри, объясняющей, как мы увидим ниже (гл. III), изостазию посредством оттекания подкоровых масс из-под горных сооружений. Но горные цепи и предгорные впадины слишком близко расположены друг к другу, чтобы можно было предположить наличие в данном случае изостатической компенсации. Дефицит масс в горных цепях можно объяснить путем совершенно иной гипотезы — концентрацией в сводах горных сооружений легкой магмы основания (гранитов с растворенными газами). Действительно, такие выходы гранитов существуют в ядре антиклиналей Арморикапского массива. Мы будем иметь возможность еще раз проверить эту гипотезу при рассмотрении большого хребта Атлантики.

Иногда оказывается возможным доказать реальность подобных сводовых деформаций для конкретной горной цепи. Фабр, исследуя Севенны, уже давно показал, что в триасе или нижнем лейясе эти горы были перекрыты грубыми песками, сцементированными в настоящее время в песчаники с плохо окатанными зернами (аркозы), первоначально отложенными на почти горизонтальной поверхности. Затем альпийские движения вызвали сводовую деформацию как субстрата, так и покрова сооружения. По уклону отдельных участков этих аркозовых песчаников в настоящее время мы можем восстановить историю деформаций свода. В структуре же пород, слагающих основание, мы не находим никаких данных для подобной реконструкции.

Морские отложения, как, например, наносы на морских террасах, частично окаймляющих Скандинавский массив, плиоценовые песчаники, которые перекрыли Джебель-Хадид в Марокко «шапки» коралловых рифов, покрывающие некоторые из Зондских островов [1], могут помочь нам восстановить форму подобных сводовых поднятий. Мы вернемся к ним при описании «подвижных антиклиналей», как называет Броуер островные дуги Индонезии.

При отсутствии подобных покровов можно попытаться заменить исследование их деформаций изучением дислокаций поверхностей выравнивания, или пенепленов, срезающих древние массивы.

[1] H. A. Brouwer, On reefcaps «Proc. K. Akad. van Wetenschappen», XXI, 6 et 7, Amsterdam, 1910.

В случае выполнения подобных исследований некогда горизонтальных поверхностей мы можем обнаружить, что поднятие горных сооружений происходит подобно антиклинали — оно является наибольшим у вершины и полностью затухает у основания. Подобными же свойствами обладают менее деформированные эллиптические формы рельефа, называемые обычно «массивами», — Центральный Французский массив, массив Ахаггар и др. Соответствующими им отрицательными формами будут «бассейны», например, Парижский бассейн. Существуют деформации и еще более крупного масштаба, так сказать величины первого порядка, — «щиты» или даже материки, размеры которых можно сравнивать с размерами океанических впадин.

Как положительные так и отрицательные формы рельефа можно сгруппировать по следующим признакам: 1) по величине, 2) по отношению ширины к протяжению складки (если мы сравниваем при этом складки с волнами, то ширина складки будет соответствовать половине длины волны) [1]. Для эллиптической формы таким отношением будет отношение большой оси a к малой b. Последним размером является стрела прогиба свода h (или, в терминологии волновых форм, половина амплитуды $2h$)[2]. Отношение стрелы прогиба к ширине складки h/b указывает на амплитуду дислокации. Так как сводовые структуры, как правило, не бывают полыми (в противоположность корытообразным прогибам), то складчатость не может привести к полному смыканию крыльев антиклинали. Возможность замыкания складки ограничивается пластичностью заключенных в ее теле пород. Для определения стрелы прогиба складки необходимо или измерить угол наклона пластов у края вздутия, или произвести буровые исследования. Подводные депрессии иногда бывают выполнены морскими отложениями, но нередко некоторые из этих депрессий обладают настолько четкими вогнутыми формами, как, например, Андский желоб или желоба Индонезийских островов, что, видимо, их еще не успели заполнить отложения.

Геологи для обычных складок (от 1000 до 1 *м*) применяют термины «антиклиналь» по отношению к сводам и «синклиналь» — для прогибов. За редким исключением за антиклиналью всегда следует синклиналь. При более детальном исследовании дислокаций отдельных пластов земной коры, в частности тонко-

---

[1] Здесь, как и в последующем изложении, автор под словом «складка» подразумевает волнообразные изгибы поверхности земной коры весьма крупного радиуса кривизны. К складкам в обычном понимании этот термин не имеет прямого отношения. В переводе за отсутствием другого, более подходящего слова редакция сохранила этот термин. — *Прим. ред.*

[2] Пример полной складки можно видеть, например, в комплексе цепи Анд и Атакамского желоба.

слоистых известняков или сланцев, обнаруживаются складки, размеры которых колеблются от 1 *м* до 1 *см*. Такие дислокации обычно называются плойчатостью. При изучении метаморфических пород под микроскопом были даже обнаружены следы складок, размером в доли сантиметра. Таким образом, в природе существуют антиклинали и синклинали с длиной волны в несколько миллиметров одновременно со складками, фигурирующими на геологических разрезах.

Если встречается целая серия складчатых дислокаций с размерами меньшими, чем обычно описываемые геологами, то естественно возникает вопрос — не существует ли аналогичных дислокаций значительно более крупного размаха?

Следует добавить, что многие наземные формы рельефа обязаны своим возникновением сбросовым дислокациям; это — горсты (положительные формы) и грабены (отрицательные формы). Такого же происхождения или ограниченные резкими перегибами в профиле (флексуры) могут быть и платообразные возвышенности. Когда же они не являются структурными формами, то их края представляют собой моноклинальные гряды (куэсты), выработанные континентальным смывом.

Опыт классификации наземных и подводных форм рельефа. Используя вышеизложенные соображения, наземные формы рельефа можно классифицировать следующим образом:

Положительные формы рельефа — *Отрицательные формы рельефа*

ФОРМЫ 1-го ПОРЯДКА

(размеры, сравнимые с длиной земного радиуса: от 10 000 до 1 000 *км*, 10^7—10^6 *м*)

Щиты (платформенные области. — *Ред.*) — *Океанические впадины*

ФОРМЫ 2-го ПОРЯДКА

(от 1 000 до 100 *км*, $10^6 — 10^5$ *м*)

Эллиптические $a/в =$ от 3 до 1 — *Массивы* — *Бассейны* (котловины. — *Ред.*)

Вытянутые $a/в > 10$ — *Цепи* — *Прогибы*

ФОРМЫ 3-го ПОРЯДКА

(от 100 до 1 *км*, $10^5 — 10^3$ *м*)

Хребет — *Желоб*

ФОРМЫ 4-го ПОРЯДКА

(от 1 *км* до 1 *м*, $10^3 — 1$ *м*)

Складка (антиклинальная) — *Складка* (*синклинальная*)

ФОРМЫ 5-го ПОРЯДКА

(менее 1 *м*)

Микроантиклиналь — *Микросинклиналь*

ЧАСТНЫЕ ФОРМЫ

Плато (уплощенная поверхность, ограниченная флексурами, сбросами или эрозионными обрывами)	*Равнина*

ФОРМЫ МЕЗОРЕЛЬЕФА
(эрозионного происхождения)

Пик	
Скала	*Впадина*
Холм	
Гребень	*Долина*

Высота шарниров как у поднятий, так и у прогибов не остается на всем своем протяжении одинаковой — она то понижается, то поднимается (кульминация). Геологи, оценивая эти изменения в высоте с точки зрения препятствий или облегчения вторжений моря в прошлом (трансгрессия), назвали пониженные участки оси горной цепи «проливами», а поднятия в прогибах — «порогами». В старых географических описаниях понижения назывались также проходами.

К перечисленным формам рельефа следует добавить формы вулканического происхождения. Магма, выходящая на поверхность в результате извержения в виде излившихся лав или в виде обломков, выброшенных взрывами, скапливается вблизи кратера вулкана, образуя конус. Склоны такого конуса могут иметь большой уклон, если они сложены обломочным материалом, и более пологи, если они образованы потоками лавы. В последнем случае уклон будет зависеть от степени вязкости лавы и, следовательно, от скорости ее застывания. Благодаря этой зависимости, лавовые конусы при подводных извержениях должны иметь уклоны большие, чем при наземных.

В других случаях лавы могут скапливаться в пустотах, образованных в теле антиклинальных складок, сложенных осадочными породами, или в аналогичных полостях под покровом затвердевшей ранее лавы. Возможно, что такие скопления лавы в подземных полостях приводят к расширению последних, подобно тому как воздух растягивает резиновый шар. Первому типу соответствуют по механизму своего образования лакколиты. Примеры второго типа часто встречаются на вулканических островах Атлантического океана. Дэли на острове Вознесения [1] и автор на острове Фуэртевентура (Канарские острова) [2] показали, что изверженные породы внутренних частей этих островов значительно моложе, чем лежащие на поверхности. Возможно,

[1] R. A. Daly, The Geology of Ascension Island, «Proc. Amer. Acad. Arts and Sciences», vol. 60, № 1, 1925.

[2] J. Bourcart et E. Jérémine, Fuerteventura, «Bull. Volcanol. Union Géod. et Géogr. Intern.», s. II, t. IV, Napoli, 1938.

быстрое охлаждение лавы [1] привело к тому, что подобные формы вулканов, напоминающие щит (рис. 31), можно часто встретить в море.

Соответствуют ли подводные формы рельефа формам рельефа суши? Лаппаран писал по этому поводу следующее: «Многочисленные промеры в северной части Атлантического океана показывают, что здесь мы имеем дело с разнообразием рельефа, подобному разнообразию рельефа в Центральной Европе.

Этот факт имеет громадное значение, поскольку им прежде всего полностью отвергается предположение о ведущей роли внешних процессов в формировании рельефа земной коры.



Рис. 31. Подводный щитообразный вулкан (Генонг-Апи).

Внешние процессы не играют никакой роли на морских глубинах, и, поскольку разнообразие рельефа этих глубин не отличается существенно от разнообразия форм суши, можно заключить, что роль внешних процессов сводится лишь к поверхностной обработке форм, созданных в основном внутренними процессами» [2].

Это утверждение можно было бы оспаривать, если бы подводный рельеф оказался древним погруженным рельефом суши.

Был ли когда-либо рельеф морского дна рельефом суши? Посмотрим, насколько такое предположение вероятно. О субаэральном происхождении подводного рельефа можно судить, например, по речным долинам, пересекающим поверхность дна.

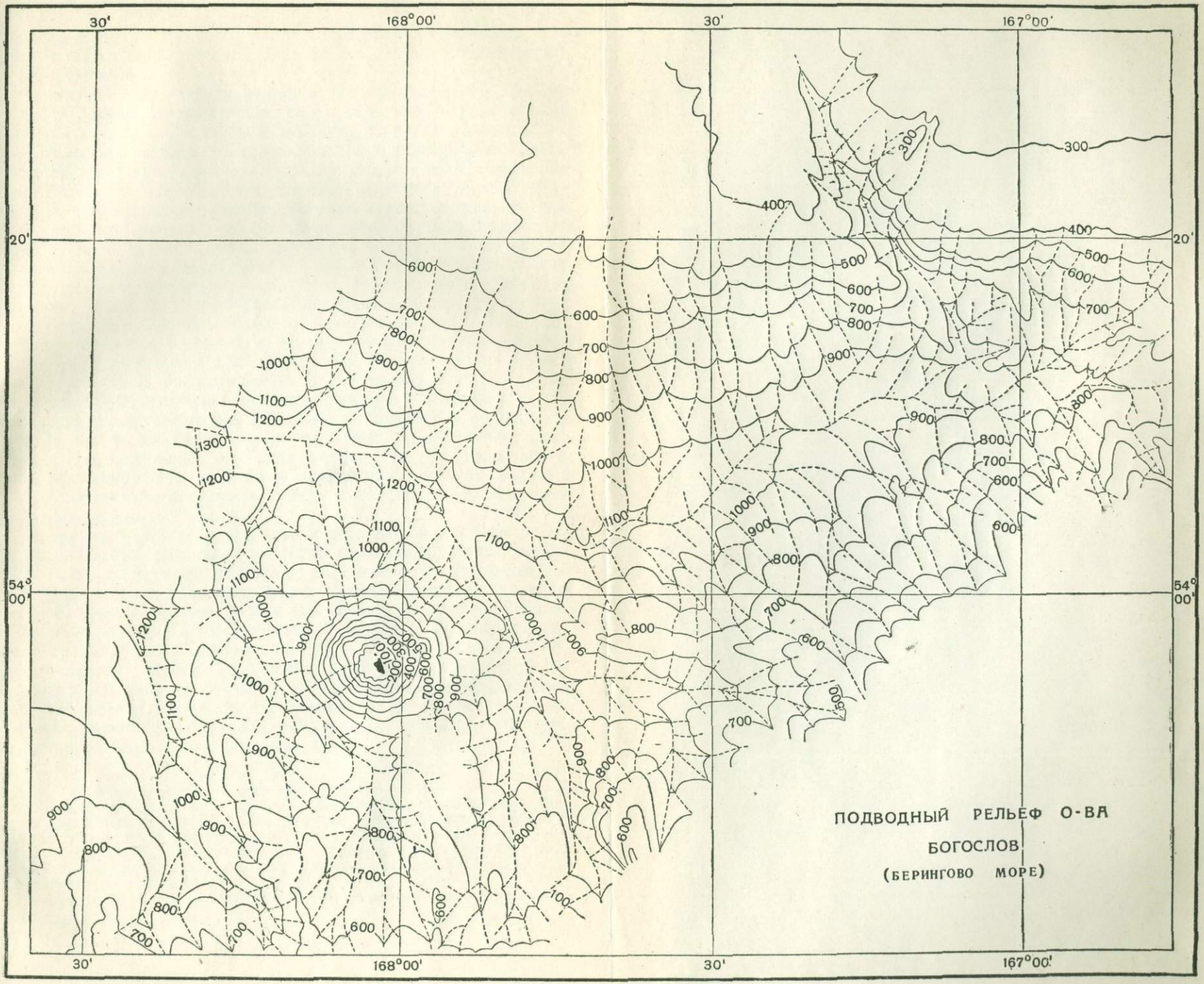
Пример подобного рельефа нам дает великолепная карта острова Богослова (в Беринговом море. — *Ред.*) (рис. 32). Русла долин острова хорошо прослеживаются на дне моря; но для выявления их нужна значительная густота промеров, достижимая только с применением современных методов эхолотирования [3].

Подводные формы рельефа, обязанные своим происхождением континентальному смыву, должны встречаться главным образом в окраинной зоне материков, неоднократно подвергавшейся вторжениям и отступаниям моря. Такие формы наземного

[1] Вместе с повышенным давлением, вызываемым покрывающим их слоем воды.

[2] A. Lapparent, Leçons de Géographie Physique, Paris.

[3] Обоснованность рисунка изобат на прилагаемой карте района острова Богослова подвергается сомнению американскими авторами. См. Ф. Шепард, Геология моря, ил, М., 1951 г. — *Прим. ред.*


30'
168°00'
30'
167°00'
20'
54°
00'
ПОДВОДНЫЙ РЕЛЬЕФ О-ВА
БОГОСЛОВ
(БЕРИНГОВО МОРЕ)

рельефа, если бы они были найдены на больших глубинах, позволили бы также установить, был ли, например, Атлантический океан некогда сушей.

Теснейшая связь между наземной фауной Африки и Южной Америки привела геологов к мысли о том, что в сравнительно недавнем прошлом (хотя бы в меловом периоде) южная часть Атлантического океана не существовала и образовалась лишь позднее в результате какого-то провала. Другим объяснением подобной близости фаун может служить гипотеза существования «континентальных мостов», которые также в дальнейшем опустились под уровень океана. Ог и затем Броуэр, сравнивая Атлантический океан и вытянутый вдоль него срединный хребет с геосинклиналью и заключенной в ней геоантиклиналью, иначе говоря, с двумя вогнутыми складками, разделенными сводовым вздутием, полагали, что образование океана может быть объяснено не погружением, а более простым образом. Наконец, согласно гипотезе Вегенера, к которой нам придется неоднократно возвращаться в дальнейшем, Атлантика является громадной трещиной, расширившейся на протяжении геологических времен в результате перемещения континентов, в процессе которого Америка отодвинулась на запад от Европы и Африки.

Если бы та или иная из двух первых приведенных нами гипотез соответствовала бы действительности, то мы должны были бы обнаружить во многих древнейших формах рельефа дна Атлантического океана следы эрозионного расчленения и глубоко врезанные долины.

Напротив, нахождение на поверхности окраинных частей дна не расчлененных внешними агентами структурных форм указывало бы на то, что они возникли уже после его погружения.

Общность происхождения форм рельефа суши и морского дна позволяет использовать для них одни и те же геоморфологические термины. Так и поступают, вероятно бессознательно, океанографы — им не остается ничего иного, как сравнивать обнаруживаемые формы подводного рельефа с уже хорошо известными наземными формами. В последнее время делались попытки систематизировать эту номенклатуру. Первая из таких попыток принадлежит Туле[1]; аналогичные попытки делались международными конференциями[2].

---

[1] J. Thoulet, J'Océan, ses lois et ses problèmes, 1904.

[2] Здесь автор приводит в несколько сокращенном и измененном виде схему, предложенную на VII Международном географическом конгрессе 1899 г. Впоследствии она была утверждена Международным Гидрографическим бюро. Полностью эта схема опубликована в статье Д. Панова, Основные вопросы геоморфологии морского дна, Известия Государственного Географического общества. № 8, 1939.

В Советском Союзе до сих пор нет общепринятой терминологии форм

Эти классификации можно критиковать прежде всего за отсутствие в них каких-либо указаний на величину форм, отсутствие рисунков и, наконец, отсутствие сравнений различных форм подводного рельефа с наземными.

Автор попытался классифицировать подводные формы рельефа прежде всего на основе порядка их величины и затем по следующим признакам: 1) по отношению их большей оси (длины) к меньшей (ширине), a/b; 2) по отношению высоты или углубления формы к ее ширине, что является простейшим способом определения уклонов формы и, следовательно, амплитуды складок.

Формы второго порядка величины международной классификации географом должны быть подразделены на два класса. Первый класс, включающий большинство каменистых рифов, гряд, «игл», «шпор», котловин, долин и бороздин, а также банки

подводного рельефа. Поэтому в литературе, в атласах и на географических картах иногда одним и тем же формам дается разное название.

Ввиду того, что иностранная терминология не поддается буквальному переводу на русский язык, для цельности схемы редакция позволила себе значительно отступить от текста автора и дать новую классификацию. В нее добавлено несколько форм из полной таблицы Международного Гидрографического бюро, изменен порядок расположения форм в схеме и всем формам даны краткие, иные чем у автора, определения.

I. Формы макрорельефа

1. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ОКРАИННОЙ ЗОНЫ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

А. Материковая платформа, шельф — поверхность окраины материков от уреза и до начала перегиба к материковому склону.

Б. Материковый склон — склон, идущий от перегиба края материковой платформы до его перехода в плоское ложе океана.

В. Островная платформа (то же, что в *А*).

Г. Островной склон (то же, что в *Б*).

2. ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЛОЖА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

А. Бассейн, депрессия — обширное понижение дна с отлогими краями округлых или неправильных, но не вытянутых очертаний.

Б. Котловина — понижение дна несколько меньших размеров с четко выраженными крутыми краями округлых, неправильных, но не вытянутых очертаний.

В. Ложбина — понижение дна удлиненных очертаний с отлогими краями.

Г. Желоб — вытянутое понижение дна с четко выраженными крутыми краями.

Д. Впадина — наиболее глубокий участок в пределах обширных депрессий дна или котловина относительно небольших размеров.

3. ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЛОЖА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

А. Поднятие — обширная возвышенность с отлогими склонами округлых или неправильных, но не вытянутых очертаний.

Б. Плато — возвышенность несколько меньших размеров с четко выражен-

типа Нью-Фаундлендской, охватывает материковые формы, выработанные эрозией. Второй класс, напротив, включает формы, возникшие не в результате расчленения или разрушения, а в результате накопления — коралловые рифы, вершины погруженных вулканов, песчаные и гравиевые отмели, обработанные течениями.

Подводные формы рельефа можно сравнить с наземными формами соответствующего им порядка величин, отношений их размеров и углов наклона.

Предлагаемые ниже классификация и терминология несомненно будут подвергнуты суровой критике. Автор вполне отдает себе отчет в том, что это лишь первая попытка, основанная, кроме того, на недостаточно надежных профилях [1] (профили, полученные с помощью эхолатов-самописцев, автор не использовал).

ными крутыми склонами округлых или неправильных, но не вытянутых очертаний.

В. Хребет — удлиненная возвышенность (с крутыми склонами).

Г. Гребень — узкая возвышенность с крутыми склонами.

Д. Порог — удлиненная возвышенность, соединяющая или два участка суши, или две подводные возвышенности с меньшими, чем на пороге, глубинами.

II. Формы мезорельефа

4. ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ

А. Яма, впадина — небольшое углубление с округлыми или неправильными, но не вытянутыми очертаниями.

Б. Бороздина — удлиненное углубление, не имеющее значительного уклона в одну сторону.

В. Каньон — узкое углубление с очень крутыми краями и с уклоном в одну сторону.

Г. Долина — узкое углубление с отлогими склонами и с уклоном в одну сторону.

5. ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ

А. Вершина, возвышенность — отдельная возвышенность сравнительно небольших размеров с округлыми или неправильными, но не вытянутыми очертаниями.

Б. Гряда — вытянутая возвышенность с крутыми склонами.

В. Банка — изолированный или полуизолированный участок дна с малыми глубинами.

Г. Риф — скалистая или коралловая подводная возвышенность, опасная для мореплавания.

Д. Мель, отмель — возвышенность с мягким грунтом, опасная для мореплавания. — *Прим. ред.*

[1] В рисунках данной книги, в отличие от тех, которые даются в атласах и учебниках, применяется искажение вертикального масштаба относительно горизонтального не более чем в пять раз. Детали рельефа все же достаточно хорошо различимы благодаря сплошной окраске рисунка черным цветом. На взгляд автора, и такое искажение еще слишком велико.

Кроме того, в приводимой классификации наземных форм последние были подвергнуты реконструированию и отображают лишь первоначальный рельеф, до его расчленения агентами эрозии, что несомненно является значительной схематизацией, поскольку эрозия непрерывно действовала и в период формирования рельефа.

Наземные формы — *Формы подводного рельефа*

А. Складки [1]

I. Первого порядка величины (от 10 000 *км* до 1 000 *км*)

Щиты — *Океанические впадины*

II. Второго порядка величины (от 1 000 *км* до 100 *км*)

а) Эллиптические формы a/b = от 1 до 3.

Массив — *Бассейн* — *Поднятие* — *Бассейн (котловина)*

б) Удлиненные формы $a/b > 10$

Цепи — *Корытообразные депрессии* $h/b < 5\%$ — *Хребет* — *Ложбина*

Хребты — *Ложбины и прогибы* $h/b > 5\%$ — *Гребень* — *Желоб*

III. Третьего порядка величины (от 10 000 *м* до 1 *м*)

Антиклиналь *Синклиналь* — *Антиклиналь* *Синклиналь*

IV. Четвертого порядка величины (от 1 *м* до 1 *см*) (микроскладки)

Б. Формы, образованные разломами

II. Второго порядка величины (от 1 000 *км* до 10 *км*)

Горсты или *плато* *Грабены* — *Горсты* или *плато* — *Грабены*

В. Формы, образованные эрозией и абразией

II. Второго порядка величины (от 1 000 *км* до 10 *км*)

Обрыв — *Равнина* или *плато* — *Обрыв* или *склон* — *Равнина* или *плато*

III. Третьего порядка величины (от 10 000 *м* до 1 *м*)

Гора или *Холм* — *Котловины* или *ванны* — *Вершина, возвышенность* — *Яма, впадина*

Скала
Пик — *Риф*
Гребень — *Долина* — *Гряда* — *Долина, каньон бороздина*

Г. Формы, образованные вулканизмом

Сложные эруптивные формы — *Подводные сложные банки* или *вулканы*

Простые вулканические конусы — *Подводные конусы* или *банки*

[1] См. примечание редакции на стр. 61. — *Прим. ред.*

Д. Формы, образованные строющими организмами

Барьерные рифы
Окаймляющие рифы
Атоллы
Остроконечные рифы

Е. Формы, образованные поперечными колебаниями

Повышением оси *ложбин* или *прогибов*	*Пороги*
Понижением *хребта* или *гребня*	*Пролив* (подводный), *седловина*
Высшая точка гребней	*Вершина*
Наибольшая глубина бассейна, котловины, ложбины или жолоба	*Впадина*

Окраина материков и океан. Для пограничной зоны между материком и океаном характерны две формы, выработанные действием внешних факторов, — подводная равнина (плато) и береговой обрыв (клиф). Эта пограничная зона может быть названа «материковой окраиной», то есть частью земной поверхности, в настоящее время покрытой морем, но в прошлом испытавшей неоднократную смену вторжений и отступаний океана. Эта область является одной из наиболее выровненных поверхностей земного шара [1]. Подобные же равнины встречаются и на суше на уровне до 500 *м*. Они в геологическом прошлом подвергались вторжениям и регрессиям моря. В настоящее время указанная зона суши отделяется от основной морской равнины, простирающейся от отметки 0 до глубины 200 *м* (материковая платформа) [2], только подвижной линией уреза морской воды.

Когда же, наоборот, к морю подходят горные цепи или когда берег врезается в материковое плато или рассекает горную цепь, то суша и морское дно отделяются четкой абразионной гранью — береговым обрывом. В этом случае материковая платформа сокращается до величины небольшой ступени и береговые цепи граничат непосредственно с параллельными им морскими глубинами.

Наконец, островные горные сооружения могут, погружаясь под воду, переходить непосредственно в подводные хребты, как это имеет место, например, на Антиллах, в Далмации, на Зондских островах. При этом подводные хребты местами

[1] A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche, Berlin, 1929.

[2] Принятие этой единой цифры для всех шельфов (100 саженей в английских работах) объясняется в основном ее применением на батиметрических картах, например на монакских, на которых пространство между изобатами 0 и 200 *м* закрашено одним цветом. В действительности граница материковой отмели определяется отметкой начала континентального склона, которая довольно различна от листа к листу.

поднимаются над уровнем моря, образуя так называемые островные дуги, или же остаются на всем своем протяжении скрытыми под водой. Как в том, так и в другом случае эти хребты нередко несут на себе ряды вулканов.

В следующей главе мы попытаемся описать рельеф береговой зоны — области, разделяющей сушу и море. Затем мы исследуем область равнин, окаймляющую материки с таким удивительным постоянством. Она представляет собою громадный теоретический интерес, так как здесь, в подводных условиях, мы встречаем в удивительной сохранности первичный материковый рельеф и, таким образом, можем восстановить его историю. С практической точки зрения важно то, что материковая платформа является областью наибольшего развития жизни в море, а следовательно, и рыболовства, особенно тралового.

Профили Атлантического и Индийского океанов показывают нам, что в открытом океане, на глубинах, лежащих ниже окраины материка, находятся формы рельефа, похожие на структурные формы суши. Две области, обладающие резко выраженным расчлененным рельефом — дно океана и поверхность материков, — оказываются разделенными выровненной зоной, простирающейся от отметки +400 на суше, до —200 *м* на море. На суше эта зона переходит, по крайней мере в умеренном поясе, через область, где уклон местности постепенно возрастает к горным областям. Переход от равнины к горам осуществляется либо постепенным нарастанием угла падения пластов, либо через полого наклоненный откос из обломочного материала. Со стороны океана, напротив, переход от равнины материковой платформы к океаническим глубинам происходит резко, путем быстрого роста уклона. Этот перегиб поверхности океанографы называют материковым склоном, но было бы правильным называть его материковым уступом, хотя это название также ничего не говорит о генезисе данной формы рельефа. Два уступа второго порядка, видимо, еще имеются на глубинах около 500 и 1000 *м*; им соответствуют узкие плато несколько большего уклона, чем поверхность материковой платформы, и сильнее дислоцированные новейшими движениями. Мы попытаемся выяснить, не существует ли и на этих поверхностях следов действия наземной эрозии более древнего времени, чем время образования платформы с отметкой 0 — 200 *м*.

При образовании молодых складчатых гор в областях, где горные цепи или хребты вытянуты параллельно береговой линии, скульптурные формы наземного рельефа были уничтожены. Материковая платформа при этом, очевидно, полностью исчезла. Но нахождение погребенных в море наземных отложений или, наоборот, поднятие на дневную поверхность участков морского дна, а также различные условия развития коралловых сооруже-

ний облегчают понимание процессов дислокации земной коры в области шельфа гораздо больше, чем на поверхности материков. Если и не все горные цепи появились из морских глубин, то во всяком случае те, которые там зародились, легче всего поддаются объяснению.

Остается еще исследовать формы насаженного рельефа, созданные процессами вулканизма либо деятельностью организмов. Те и другие мы рассмотрим при описании океанов, в которых они наиболее распространены — вулканизм при описании Атлантического и Тихого, а коралловые сооружения — при описании Тихого и Индийского океанов.

Значение рельефа дна океанов. В конце главы, посвященной описанию природных ландшафтов океанов, мы попытаемся определить роль рельефа в формировании «климата океана», то есть господствующих в океане физико-химических условий — температуры, солености, процессов окисления или обогащения кислородом или углекислым газом и главным образом влияние подводного рельефа на океанические течения.

Известно, что наибольшие глубины океана превышают 10 000 *м*, тогда как наивысшие точки на суше едва достигают 9 000 *м*. В сумме это дает общий размах рельефа земного шара всего в 19 000 *м* — ничтожная величина по сравнению с радиусом Земного шара (6 366 *км*). Если бы мы захотели изобразить на глобусе диаметром в 10 *м* величину океанических депрессий в соответствующем масштабе, то полученные углубления не превышали бы 7,5 *мм*. И тем меньший размах получило бы рельефное изображение неровностей материков.

Но проявления жизни на поверхности Земли не измеряются масштабом земного радиуса, и Гималайский хребет, хотя и выглядит на глобусе незначительной выпуклостью, все же является для нас грандиозным барьером. Значение этого барьера особенно велико для формирования климата — он почти достигает границ стратосферы.

Подводные возвышенности, подобные Атлантическому или Китовому хребтам, имеют почти аналогичные размеры. Громадные массы воды задерживаются такими хребтами, и многие живые существа (в частности, некоторые рыбы), которые мы привыкли считать вездесущими, не могут преодолеть эти преграды.

Уклоны подводного рельефа. Уклоны как для земного рельефа, так и подводного имеют, пожалуй, еще большее значение, чем абсолютные высоты или глубины. Как в одном, так и в другом случае при больших своих значениях уклоны определяют возникновение восходящих потоков. Но восходящие морские течения являются носителями жизни и богатства, так как поднимающиеся с глубин воды обогащены нитратами и фосфатами,

то есть веществами, необходимыми для развития жизни в море и, прежде всего, для развития планктона — тех мелких существ, которые являются источником питания всех остальных жителей моря.

Принято думать, что значительные подводные уклоны редки, однако это не так. Новейшие океанографические экспедиции показали нам, что у островов уклоны часто достигают исключительно больших значений. Уклоны у острова Св. Елены колеблются от 38° 40′ до 40°, у острова Тристан-да-Кунья измерен уклон 33° 30′, а у острова Св. Павла на первых 300 *м* уклон достигает 62°. У острова Сао-Томе в Гвинейском заливе уклон между 17 и 50 *м* и между 25 и 30 *м* равен 15°. Цоколь вулканического острова Ян-Майен между 620 и 1 940 *м* имеет уклон 6° 45′ и сохраняет еще уклон в 4° на глубине 2 300 *м*. Подводные уклоны у средиземноморских островов часто достигают 15—22° — равные уклонам, встречающимся в Альпах. У берегов Кубы (остров невулканического происхождения) измерен уклон 35°30′[1], и на Бермудах цоколь на глубине 2 625 *м* еще сохраняет уклон в 35° 30′.

Острова Лусипара в море Банда (Индонезия) имеют средний уклон 34°, а между 200 и 400 *м* глубины он достигает 50°. Вспомним, что уклоны Фузиямы не превосходят 30°, а у основания они равны всего 12—13°. В Альпах средний уклон Тауэрна, у основания Баварских Альп, равен 3,1%, а средние уклоны между вершинами и дном главных долин никогда не превышают 18—19%. Уклон Багамской банки превосходит уклон от вершины Юнгфрау к долине Лаутенбрунн[2].

Материковый склон также часто имеет очень значительные уклоны. У берегов Франции и Испании, в Бискайском заливе, можно встретить уклоны в 13 — 14°. Донные отложения вряд ли могут удерживаться на подобных откосах. Можно думать, что здесь имеют место их перемещения вниз по склону[3], напоминающие оползни или осыпи[4]. Возможно, что именно подобные оползневые явления послужили причиной образования «цирков», описываемых на материковом склоне Калифорнии.

---

[1] По новым данным, подводные уклоны у острова Кубы превышают 45°. — *Прим. ред.*

[2] A. Lapparent, op. cit.

[3] Подвижные осадки (песок и др.) могут сохраняться лишь на уклонах, меньших некоторого предела, определяемого величиной трения осадка о поверхность склона и внутренним трением в массе осадка. Более тонкие осадки, являющиеся единой связанной толщей, удерживаются только благодаря внешнему трению.

[4] Процесс оползания донных отложений впервые был изучен на Черном море акад. А. Д. Архангельским. Им показано, что илистые отложения способны «стекать» даже на склонах в 2°. — *Прим. ред.*

В виде компенсации восходящим течениям могут возникнуть нисходящие течения. Последние могут способствовать оползанию вниз осадков, лежащих на склоне. Известковые раковины малых фораминифер, как, например, глобигерин, не достигают глубин, превышающих 4 000 *м*, так как растворяются в морской воде в течение длительного времени своего осаждения. Но глобигериновый ил, отложенный на подводном хребте или вершине, может быть перемещен на бóльшую глубину в результате оползания толщи отложений по склону. Работы голландской экспедиции в районе Зондского архипелага показали, что в некоторых случаях даже грубый песок, который обычно не встречается ниже материковой платформы, может «сваливаться» по склонам вплоть до дна глубоких жолобов, окаймляющих островные дуги.

Даже мелкие формы рельефа морского дна представляют значительный интерес. Согласно работам ле Дануа, пути миграции рыб проходят по подводным долинам. Не так давно сведения о рельефе морского дна хранились в портфелях компаний подводных телеграфных кабелей. Изобретение эхолотирования сделало эти измерения настолько общедоступными, что в настоящее время самый скромный траулер может обнаружить известный ему рельеф дна или открыть новые его формы.

Следует позаботиться о том, чтобы громадные «залежи» документации морских глубин не оставались неиспользованными — они должны широко распространяться в новых изданиях Инструкций по мореплаванию и карт. В результате мы придем к познанию рельефа подводных «Альп» (по выражению ученых экспедиции «Метеора»), отличающихся удивительной сохранностью, а это позволит нам лучше понять и наш наземный рельеф.

Глава III

ОЧЕРТАНИЯ ОКЕАНОВ

Обычно представляют, что суша граничит с морем крутым и четким обрывом (клифом), отсутствующим только в заполняемых морскими наносами заливах, где образуются широкие пляжи [1]. При первом обозрении действительно хочется связать происхождение этого берегового обрыва с какими-либо линиями сброса, разбившими континент. Но при отливе перед этими обрывами появляются ровные каменистые поверхности, полого наклоненные в сторону моря (бенч). Они образовались в результате длительного, но постоянного выравнивания морскими волнами. Уже давно была высказана гипотеза о том, что береговой обрыв с течением времени постепенно отступает в сторону суши, а за счет него непрерывно расширяется бенч, образующий единую морскую абразионную платформу. Таким путем и сейчас часто пытаются объяснить возникновение плоской поверхности, лежащей на границе суши и океана, — материковой платформы.

ГРАНИЦА СУШИ И МОРЯ — КЛИФ

Представление о границе между морем и сушей, как о скалистом обрыве, возникло потому, что англичане и французы, как думает автор, в основном исследовали меловые берега Ла-Манша и Па-де-Кале, которые действительно имеют именно такой вид.

В Пикардии, в Верхней Нормандии или в Южной Англии, когда направляешься из внутренней страны к морю, ничто не предвещает его близости. Вы движетесь по пологой, почти везде возделанной волнистой поверхности, пока вдруг не оказываетесь над высоким и совершенно свежим вертикальным обрывом, падающим непосредственно к морю, или к узенькой полоске галечного пляжа. Но такие обрывы бывают сложены только мелом; в других же породах подобные формы очень редки.

[1] В действительности даже и в этом случае, если залив окружен цепью дюн (во Франции это «отмершие» дюны), они обычно подрезаны у основания в виде обрыва. В эстуариях отложения ила, постоянно покрытого слоем воды, также отделены микроклифом от береговой зоны.

В Пикардии, например, клиф мыса Гри-Нэ, сложенный юрскими породами, не образует вполне вертикального обрыва.

Из числа совершенно вертикальных клифов можно упомянуть полуостров Крозон, меловые скалы Биаррица и ряд других. В Средиземном море можно указать только на высокие обрывы восточнее Орана и Алжира и меловые склоны Бейрута. В других местах везде, если не считать мысов, даже на возвышенных известняковых берегах Марселя склоны гор спускаются к морю без резкого изменения наклона. В географических руководствах мы находим неизменно одни и те же примеры — песчаниковые обрывы Гельголанда, Персе-Рок в Акадии [1] и еще несколько мысов, сложенных песчаником, базальтом или известняками.

Значение морского выравнивания (абразии). Цифры, которые принято приводить в литературе для иллюстрации скорости морской абразии [2], также обычно относятся к одним и тем же районам. Эти цифры либо подводят итог разрушениям и убыткам, причиненным катастрофическими обвалами береговых обрывов, либо, как, например, у мыса Хев или Фолькстона, представляют собой сравнения старых кадастровых исчислений с новыми. Заметим, однако, между прочим, что знаменитая острая скала и арка Этрета, составляющие сравнительно небольшую массу, успешно сопротивляются ударам волн уже в течение многих веков.

Крутые обрывы разрушающихся пикардийских, нормандских и английских берегов сильно отличаются от бретонских берегов как Ла-Манша, так и открытого океана, хотя последние и подвергаются не меньшим атакам со стороны моря. Крутые скалистые обрывы здесь исключительно редки. Можно упомянуть лишь обрывы мыса Фреэль и Бель-Иль. В других местах их нет. Древние дороги, ведущие к морю, старые стены и иные сооружения остаются здесь невредимыми в течение многих веков. Наиболее полно можно представить себе значение работы моря, а может быть, и измерить ее в районе Роскофа [3].

Полуостров Роскоф покрыт, как и все низменные участки Бретани, толщей суглинков, вполне сходных с суглинками окрестностей Парижа. На суглинках местами вытягиваются полосы древних песчаных дюн, образующих в понижениях, как, например, у Сантека, настоящие закрепленные дюны. Иногда этот покров прорывается выходами гранитов, распадающихся на шарообразные отдельности. Пользуясь участками таких выходов,

[1] Северная часть Атлантического побережья США. — *Прим. ред.*

[2] Автор предлагает здесь заменить термин «абразия» термином «абляция». Мы предпочитаем оставить первый термин как укоренившийся в отечественной литературе. — *Прим. ред.*

[3] Крупномасштабные карты описываемых ниже участков побережья Франции содержатся в Морском Атласе (листы 19, 25 и 26). — *Прим. ред.*

можно легко спуститься к морю. Береговой обрыв существует только в районах выхода к морю суглинков. Такие участки образуют правильные дуги между гранитными скалами. Своеобразный откос вырабатывается и в закрепленных дюнах при размывании их морем. Море проникает далеко в глубь суши по речным долинам, как, например, по руслу Пензе, сохраняющему, однако, все характерные черты речной долины. При отливе обнажается не каменистая поверхность бенча, как у берегов Ла-Манша, а песчаная полоса, усеянная островами и островками (эти острова имеют вид трапеций с плоской вершиной, покрытой растительностью, из которых можно отметить большой остров Бац), или же это нагромождения шаровидных отдельностей. Плоские задернованные поверхности островов обрываются почти вертикально к морю, образуя хорошие обнажения. В основании этих обнажений можно видеть те же суглинки, что и на материке, лежащие на более или менее выветренном граните, а в верхней части залегают пески закрепленных дюн. Между дюнами и суглинками часто встречаются скопления раковин — «кухонные отбросы» неолита, с помощью которых можно установить возраст дюн.

В настоящее время закрепленные дюны являются отмершими, то есть они больше не пополняются новыми наносами песка. Образование этих дюн следует отнести ко времени более низкого, сравнительно с современным, уровня моря. Для того чтобы на этих участках мог отложиться песок, образовывающий дюны, необходимо, чтобы они были окружены не каменистой поверхностью, покрытой зарослями водорослей, как в настоящее время, а песчаным пляжем. В настоящее время образование здесь дюн совершенно невозможно.

Ранее вся эта местность была сушей, покрытой везде отложениями суглинков, являющихся морскими наносными образованиями. Затем началось постепенное наступление моря, достигшего, наконец, подножия современного берегового обрыва. В эпоху образования скоплений раковин неолита море отступило, чтобы затем вернуться к современному положению или даже продвинуться несколько далее на сушу. В настоящее время, как полагает Франсис-Бэф [1], можно считать, что море медленно отступает.

Является ли расчленение гранитной толщи на острова, островки и отдельные глыбы результатом деятельности моря, как это принято считать? Первые наблюдения в этом направлении принадлежат Франсис-Бэфу. Валуны, усеивающие береговой склон у Роскофа, так же, как и на остальном протяжении бре-

---

[1] Cl. Francis-Boeuf, Les Océans, Paris, 1942.

тонского берега, и располагающиеся ниже зоны «*Fucus serratus*» [1], покрываются водорослями, если диаметр валунов превосходит 20 *см*. Нижняя поверхность этих валунов покрыта прикрепленной фауной — хрупкими животными асцидиями, мшанками, аннелидами, сопровождаемыми некоторыми подвижными видами. Ни флора, ни фауна валунов не могли бы выжить при их переворачивании. Только обломки диаметром менее 20 *см*, в основном располагающиеся в верхней зоне «*Fucus vesiculosus*», и гальки, соответствующие «верхнему пляжу» высокой воды, оказываются свободными от водорослей и фауны.

На пустынном северном берегу острова Бац, напротив, верхние зоны, почти до зоны ламинарий, усеяны лишенными как флоры, так и фауны окатанными обломками. Однако в проливе, отделяющем остров от роскофского берега, даже очень мелкая галька и раковины гребешков (пектен) несут на себе крупные нитчатые водоросли «*Chordafilum*» или покрыты красными водорослями и, видимо, перемещаются очень слабо. Очевидно, море способно перекатывать гальку только на наиболее открытых берегах и даже в этом случае только в узкой зоне, не ниже области распространения верхних водорослей, то есть уровня квадратурного отлива.

Другое наблюдение в этом направлении было сделано Бошампом [2], хотя оно и производилось им с совершенно отличными от наших целями. К западу от мыса Роскоф, под морским песком, слоем всего в несколько дециметров, появляются те же суглинки, что и на материке, а также остроугольная щебенка основания, перекрывающая граниты или гнейсы. На берегу залива суглинки покрыты торфом, который в настоящее время разрабатывается. Местами торф лежит на голубой каолиновой глине, отложившейся в древних болотах. Такими глинами сложен нижний слой грунта залива вплоть до уреза наиболее низкой воды. Автору приходилось встречать эту глину на лапах якорей судов, стоявших в проливе Бац.

На этом же побережье можно сделать еще одно любопытное наблюдение. Во всех учебниках пишется, что воздействие моря на прибрежные скалы приводит к распаду их на отдельности, которые затем действием прибоя превращаются последовательно в гальку, песок и, наконец, в тонкий ил, отлагающийся за

---

[1] Зоны водорослей подразделяются сверху вниз следующим образом:

1. «*Pelvetia canliiculata*» или, на открытых берегах, «*Lichina pygmea*» почти что амфибия.
2. «*Fucus platycarpus*» затем «*Fucus vesiculosus*».
3. «*Fucus serratus*» и «*Rhodymenia palmata*».
4. Зоны ламинарий с «*Himanthalia lorea*» (P. de Beauchamp, Les grèves de Roscoff).

[2] P. M. Beauchamp, Les grèves de Roscoff, Paris, 1914.

пределами материковой платформы [1]. Однако значительные скопления гальки на побережье Франции встречаются чрезвычайно редко.

Из таких скоплений можно назвать только пляжи Нормандии или Пикардии, где вся галька состоит из меловых конкреций кремня, и такие же пляжи на южном берегу залива Сены, как, например, у Виллер-сюр-Мер.

В Роскофе также легко найти гальку, однако интересно, что большая часть ее представлена совершенно чуждой для этого района породой — кремневыми конкрециями мела [2]. Далее к востоку на побережье Сен-Поль-де-Леона галечниковый пляж или даже настоящий береговой бар замыкает бухты. Но здесь гальки состоят из очень разнообразных пород, сильно отличающихся от пород, слагающих берег. Здесь можно встретить кремень и даже белый мел. Эти породы скорее всего можно связать с выходами аналогичных пород в верхнем течении рек Пензе или Морле. В бухте Тромеаль (Сен-Поль-де-Леон) основание выходящих на верхнем пляже суглинков срезано морем крутым откосом. Здесь встречаются уже не угловатые обломки гранита или гнейса, как в ранее описанном случае, а хорошо окатанные гальки тех же пород, заключенные в суглинке, часто обогащенном гумусом. Несомненно, что в данном случае мы имеем дело с речными отложениями. Видимо, некогда обе реки — Пензе и Морле — были объединены в едином потоке, русло которого в настоящее время находится ниже уровня моря. Однако либо уклон, либо расход воды в этом потоке были значительно бо́льшими, нежели у его современных довольно скудных потомков, — иначе он не смог бы перенести такое количество гальки [3]. Пред-

[1] Ранее уже было показано, что если не считать иногда довольно значительной примеси битой ракуши, морские пески в основном состоят из зерен кварца. Эти зерна являются продуктом разрушения пород в верхнем течении впадающих в море рек. Так, например, верховья Луары в настоящее время (и верховья Сены в прошлом) прорезают толщи продуктов распада гранитных массивов. В ряде других случаев (например, Роскоф и пляж Пампелонн близ Сен-Тропеца) пески пляжей являются продуктом разрушения и перемещения волнами древних материковых отложений (например, суглинков материковых отмелей). Что же касается илов, то ученики автора и он сам показали, что они состоят здесь, с одной стороны, из песчаных зерен и пылеватых частиц минерального происхождения (в данном случае вымытых из суглинков), а с другой стороны — из коллоидального цемента — гумуса (продукта распада организмов, прежде всего, водорослей) и коллоидальных сернистых соединений железа (продукт деятельности бактерий).

[2] В 1945 г. автор обнаружил отложения мела под затопленными суглинками или голубыми глинами. Наличие здесь сенонских отложений указывает на то, что рельеф островков и рифов этого района в значительной части является домеловым.

[3] Скопления «экзотических» галек часты на берегах Армориканского массива. Кремни из мела встречаются на мысе Аг и в смеси с другими породами внутренней Бретани в основании суглинков пляжа Сен-Пьер на Кибе-

положение это подтверждается полным отсутствием наносов гальки и, напротив, исключительным обилием песчаных отложений, вероятно, являющихся отложениями дельты потока, на «диком» берегу Сантека.

Таким образом, мы должны реконструировать ландшафт, существовавший здесь перед вторжением моря в конце палеолита [1]. Суша простиралась за остров Бац и имела весьма пересеченный холмистый рельеф. Изверженные породы, слагающие этот рельеф, были сильно выветрены и образовали скопления рыхлых продуктов (богатых угловатыми обломками полевых шпатов), подобных гранитной дресве района Арре. Рыхлые продукты, образовавшиеся в результате распада гранитов, выполнили понижения подобно тому, как они сейчас скопляются на дне современных болот Менец-Микеля. Эти понижения были затем заняты болотами. Район пересекался долиной крупной реки, образованной слиянием рек Пензе, Морле и других потоков. Ложе этой долины было полно гальки. Пойма долины, сложенная глинистыми илами, была покрыта многочисленными торфяниковыми болотами. Позже страна покрылась сплошным слоем суглинков. Залегание этих суглинков ниже уровня моря навело Коллина на мысль об их морском происхождении, однако эта

роне. Предположить, что кремневая галька происходит из древних покровов Бретани, представляется более правильным, чем считать ее осколками пород, слагающих дно Ла-Манша.

В данном случае мы можем провести аналогию с меловыми гальками нормандской юры или с гранитными гальками Морвана, также происходящими из древних покровов. Эти гальки, действительно, всегда хорошо окатаны в противоположность обломкам, переносимым вместе с укрепленными на них ламинариями. Все прочие известные автору скопления галек были нагромождены древними реками, русла которых в настоящее время затоплены. Так обстоит дело с галечниковыми банками (показанными на карте уже у Делесса), окаймляющими под водой побережье Гасконских Ланд. В этом районе, где камень является редкостью, выбросы гальки разрабатываются в качестве строительного материала. Изучение петрографического состава этой гальки показало, что она была принесена древними пиренейскими реками, в настоящее время уже не существующими; русла этих рек, простирающиеся с ЮВ на СЗ, обнаруживаются в каменистых ландах Беарна и Шалосса, а также под песками Больших Ланд.

[1] Наблюдения автора в Ла-Боле и в других районах показали, что в течение четвертичного периода это вторжение не было единственным в Бретани. Под современным морем лежат песчаники, являющиеся остатками древних аккумулятивных форм, но содержащие средиземноморскую фауну. С другой стороны, Милон доказал, что плиоценовое море покрывало полностью часть Армориканского массива. Весьма вероятно, как уже было сказано выше, что так же обстояло дело и с меловым морем (палеогеографические карты для той эпохи неизменно показывают Бретань в виде острова). Суглинки плато района Роскофа заключают как песчаную, так и пелитовую фракции. Первая содержит многочисленные зерна глауконита, которые можно датировать эпохой плиоценовой или меловой трансгрессии. Для более точного определения их возраста необходимо найти неповрежденные экземпляры фораминифер.

гипотеза, противоречащая всем данным микроскопического анализа, ни на чем не основана. Слой суглинков сгладил почти все понижения территории. Притоки крупных рек смыли береговые отложения наподобие того, как верховья Ольна очистили область Гюельгоа от глин и песков, рыхлых продуктов разрушения гранита, сохранившихся в болотах Менец-Микеля. Вторжение моря в древний речной бассейн завершило эту работу. Но абрадирующая сила моря оказалась недостаточной, чтобы размыть более стойкие породы, лежащие в основании толщи суглинков. Абразия могла вызвать образование осыпей у подножья толщ более рыхлых образований суглинков, брекчий [1] и древних песчаников дюн и создать таким образом обрывы, но она почти не оставила следов на более стойких породах, некогда выходивших из-под покрова суглинков. Линия кристаллизации солей, отлагаемых брызгами, оставила некоторые следы на их поверхности в виде правильных бороздок. Везде в береговой зоне выходы коренных пород перекрыты слоем песка или обильными зарослями водорослей, противостоящих всякому воздействию моря.

Аналогичные явления можно констатировать и на всех каменистых участках побережья от Роскофа до Биаррица. Отвесные обрывы встречаются только в тех местах, где крутопадающие плоскости отдельностей раздробляют выходящие к берегу известняки, песчаники или сланцы. В этом случае дождевые воды, проникая по трещинам, способствуют уменьшению сцепления пород и образованию оползней и обвалов. Действие же волн сводится к ударам, которые, расширяя трещины, обособляют отдельности и вызывают их обрушение. Следует отметить, что воздействие волн на коренные породы значительно ослабляется накапливающимися у подножья обрыва обломками.

Исключение составляют глины, которые хотя и водоупорны и не образуют вертикальных обрывов, тем не менее после обвалов оставляют все же настолько крутые откосы, что их трудно преодолеть. Наиболее типичным примером во Франции могут служить черные оксфордские глины Нижней Нормандии. Глины, слагающие эти обрывы, после обнажения интенсивно растрескиваются под высушивающим действием ветра. Соли, приносимые

[1] Некоторые береговые обрывы на севере Бретани состоят из переотложенных суглинков, содержащих в своей толще угловатые щебенки, часто расположенные вертикально. Эти образования нормандские и бретонские геологи называют «хед» (head). Их легко можно отличить от местных суглинков по каменистым обломкам, заключенным в их толще, и по вертикальному положению большой оси плоских щебенок. Происхождение этих образований, очевидно, следует связать с грязевыми потоками ледниковой эпохи (особенно последней). Примеры обрывов, сложенных «хедами», можно встретить в большом числе в руслах Пензе и Морле.

брызгами, отлагаются на поверхности глин, а затем вместе с дождевыми водами проникают по трещинам в толщу породы. Рассол, проникая в трещины, впитывает содержащуюся в глине влагу и еще больше их расширяет. Дождевые воды, просачиваясь по трещинам, в конце концов достигают основания обрыва и вызывают обрушивание крупных отдельностей породы. В результате обрушивания образуются цирки, разделенные острыми и быстро разрушающимися гребнями.

Волны, бьющие о береговой обрыв, независимо от того, несут они с собой гальку или нет, передают ему некоторое количество кинетической энергии. Возникающие в породе в результате этих ударов сотрясения способствуют ее распаду. Но конечным результатом (в плотных и однородных породах) является не образование вертикального обрыва, а выравнивание, смягчение исходного уклона, образование такого профиля, при котором волны разбиваются, не производя удара о поверхность породы. В результате обрыв приобретает профиль отражательной стенки, подобной стенкам, воздвигаемым инженерами для защиты морских сооружений или самого берега от разрушения волнами. Этот откос состоит обычно из обломочного материала осыпей и оползней, выбрасываемого морем обратно к подножью обрыва, и имеет кривизну, характерную для пляжевого вала из песка или гальки. Образованный таким образом откос является формой равновесия, противостоящей ударам волн даже в случае его образования у подножья песчаного обрыва. Виллы в Кап-Бретон, построенные на подобных песчаных дюнах, разрушаются волнами лишь в исключительно сильные штормы.

Для того чтобы обрыв мог подвергнуться интенсивному воздействию волн, необходимо: 1) достаточно большой уклон обрыва, чтобы допустить к его поверхности еще недеформированные волны зыби, 2) достаточная глубина у основания обрыва, чтобы волна могла достичь его, не разрушившись [1]. Из сказанного видно, что береговой обрыв поддается обработке морем лишь при условии, если выдающийся участок суши, например мыса, обладает достаточным начальным уклоном для непосредственного восприятия ударов волн.

Заметим, что обычно в качестве доказательств воздействия моря на обрыв указывается на две формы микрорельефа, харак-

[1] Многочисленные опыты на уменьшенных моделях (особенно опыты Калиньи и Хагена) позволили определить для данной высоты волны и материала соответственные кривые равновесия. Равновесие достигается в момент возникновения вихрей с горизонтальной осью. Это явление можно сопоставить с явлением гашения энергии и в водосливах плотин, где также следует стремиться к образованию вихрей, с помощью которых кинетическая энергия воды переходит в тепловую.

терные для берегового обрыва: 1) образующаяся у подножья меловых обрывов жолобообразная выемка, и 2) гроты, врезающиеся в нижнюю часть обрыва. Но известно, что как ту, так и другую форму можно найти и не только в морских береговых обрывах. Еще чаще они образуются по берегам рек и на склонах временных водотоков [1].

Работа реки, так же как и работа моря, заключается прежде всего в удалении обломочного материала, образующего откосы у основания обрыва. Без такой «расчистки» обломочный материал вскоре закрыл бы обрыв по всей его высоте, что иногда и происходит в пустынных областях, а также и в местах, где в результате изгиба береговой линии намытые морем пески защищают осыпь. В таких случаях береговой обрыв «отмирает».

Образование береговых обрывов в результате поднятия материков. Реки в своем нижнем течении часто не в состоянии размыть осыпи, накапливающиеся у основания склонов долины. Узкие с вертикальными склонами долины — каньоны — всегда встречаются в районах, испытывающих поднятие. Мы попытаемся показать, что и участки высоких береговых обрывов обычно также приурочены к районам поднятия.

Мы видели, что для образования берегового обрыва необходимо, чтобы исходный рельеф суши был значительно поднят над морем. Такое положение возможно в двух случаях. Прежде всего в случае, когда горная цепь протягивается параллельно линии берега. Многочисленные примеры такого расположения мы находим в Средиземном море — Гимарская цепь между Валоной и Санто-Каранта, в Ионическом море — Трарасская цепь и Оранские горы, Риффская и Андалузская цепи. Такое же расположение и у Кордильер, окаймляющих тихоокеанское побережье обеих Америк. В последнем примере недавнее поднятие подтверждается наличием многочисленных террас — остатками древних береговых линий, соответствующих стадиям прекращения или замедления поднятия и используемых для определения скорости этих движений.

В этом отношении очень различны восточный и западный берега Больших Канарских островов. Западный берег крут, обрывист, и местами его высота над уровнем моря достигает сотни метров. Восточный берег, напротив, опускается к морю почти незаметным уклоном. Это различие в характере берега не может быть полностью объяснено только разницей в средней

[1] Автор посвящает здесь целую страницу анализу условий образования обрывов под действием эрозии и физического выветривания. Мы опустили этот материал как не имеющий непосредственного отношения к теме. — *Прим. ред.*

силе ветров, действующих на восточном и западном берегах. Западный берег почти точно следует сбросу, разбившему древний вулкан, которым, собственно, и является остров. Сохранившийся от вулкана свод наклонился, приподняв западную свою часть, тогда как восточная — опускалась. Поднятие западной части при этом способствует выработке берегового обрыва действием волн.

Берег может быть обрывистым и в другом случае — если к морю в поперечном направлении подходит какая-либо горная цепь или просто антиклинальная складка. Приведем два примера — мыс Сан-Висенте в Португалии и оконечность марокканского Атласа, между Могадором и Агадиром.

Дислокации мыса Сан-Висенте, приведшие к образованию великолепных обрывов, оставили после себя не террасы, а покровы из твердых подобных плитняку песчаников, представлявших собой в начале четвертичного периода древние дюны. На атлантическом берегу Эстремадуры эти дюны скрыты под водой и появляются на поверхности на некотором расстоянии от берега лишь в виде островков. На самом мысу они образуют выравненную вершинную поверхность. За мысом же у Альгарве, вдоль берегов Кадикского залива, эти дюны снова исчезают под водой и обнаруживаются лишь при драгировании.

Аналогичная ископаемая дюна поднимается из моря и в Могадоре, на оконечности марокканского Атласа. Эта дюна сначала образует острова, в частности и тот, на котором расположен город, затем постепенно поднимается в сторону Атласских гор. Сцементированный пляж располагается под дюной, и у Уфтаса, близ Таманара, она поднимается до 140 *м* по оси хребта. В Агадире, где цепь обрывается, переходя в Сусскую равнину, пляж и дюна круто погружаются и исчезают под современными отложениями этой синклинальной зоны. Весь участок поднятия отмечен крутыми береговыми обрывами. На взгляд автора, граница моря и суши определяется в этом районе крупным сбросом, проходящим несколько впереди берегового обрыва.

У менее приподнятых марокканских берегов, как, например, у мыса Кантен, близ Сафи, обнаружить границу между сушей и морем значительно легче. У маяка, расположенного на вершине мыса, сцементированный четвертичный пляж располагается примерно на уровне 45 *м* и опускается затем к морю под углом около 15°. Следуя вдоль его уклона, мы приходим к каменистой платформе, обнажающейся только в отлив. Эта платформа сложена уже не пляжевыми песчаниками, а песчаниками, образованными продуктами разрушения дюн, выработанных наподобие карровых структур, а также отложениями верхней части дюн, несущими еще следы железистых суглинков, богатых животными остатками и улитками, обычно покрывающими подобные

дюны на суше. Можно доказать, таким образом, что вдоль всего марокканского побережья проходят зона поднятия со стороны суши и, наоборот, зона погружения со стороны моря. Если попытаться проследить дислокацию какого-либо пласта дюнных отложений (для этой цели взята поверхность основания дюн), то мы обнаружим складку, выпуклая часть которой соответствует суше, а прогиб — морю.

Геологи называют «флексурой» дислокацию, в результате которой пласт резко падает, но не испытывает при этом разрыва [1]. Термином «флексура» обозначается также и наиболее круто

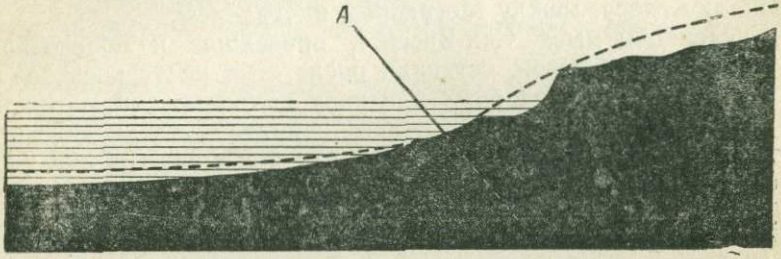


Рис. 33. Континентальная флексура.
A — ось флексуры.

падающая часть пласта, соединяющая поднятый и опущенный участки. Под термином «континентальная флексура» в книге обозначается зона, лежащая между поднятой и опущенной частями новейших материковых осадочных покровов, залегавших первоначально почти горизонтально.

Континентальная флексура. Континентальная флексура является зоной перегиба поверхности суши к поверхности океанического дна. Эти поверхности в профиле образуют кривую, пересекающую собственную касательную и, следовательно, имеющую точку перегиба. Перпендикуляр к касательной, проведенный через точку перегиба, является осью флексуры (рис. 33). Поверхность, образованная этими касательными, отнюдь не ровна, а всегда является сильно изогнутой поверхностью, претерпевающей непрерывные изменения как во времени, так и в пространстве.

Чем ближе ось флексуры к вертикали, тем меньше разница высотных отметок поверхности суши и дна. Всякое изменение уровня моря приведет к значительным наступлениям или отходам моря, к большим перемещениям береговой линии. Если же, напротив, ось флексуры близка к горизонтали, то разница высот

[1] Если при этом возникает разрыв, то образуется сброс.

велика, и существенный сдвиг береговой линии может возникнуть только в результате вертикальных колебаний суши. Таким путем можно объяснить различия между береговой платформой, окаймленной поднимающимися горными цепями, как, например, тихоокеанский берег Америк или пиринейский берег Бискайского залива, и, с другой стороны, слабо дислоцированными берегами Атлантического океана.

Всякое увеличение или уменьшение кривизны поверхности суши влечет за собой изменение кривизны поверхности океанического дна. В результате не только изменяется наклон оси

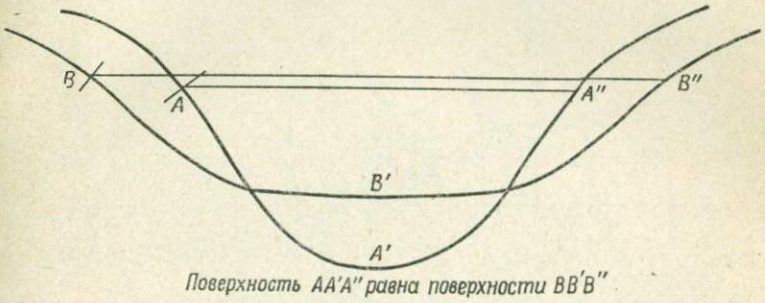


Рис. 34. Механизм возникновения регрессии (схема).

флексуры, но и относительное положение уровня моря (рис. 34). Всякое сводовое поднятие поверхности суши влечет за собой ее повышение по отношению к уровню моря и, следовательно, к отступлению моря. Однако часто уклон небольших рек, прорезающих береговой обрыв, при этом увеличивается вследствие перемещения в глубь зоны флексуры (рис. 35). Верхняя часть долин значительно переуглубляется, в то время как нижняя погружается под море.

В результате, с одной стороны, наблюдается усиление эрозии в надводной части долин (продольный профиль долины оказывается лежащим выше профиля равновесия), приводящее к более мощному разрушению берегового обрыва, и, с другой стороны, вторжение моря в нижнее течение реки, погруженное ниже нулевой отметки; это явление принято называть ингрессией. Типичным примером этих явлений может служить берег Галисии с его «риасами», в пределы которых вторгается море, но куда также впадают горные реки, энергично врезающие свои русла в поверхность суши. То же происходит и с реками бретонского побережья (Ольн, Элорн, Пензе, Морле), активно врезающимися в своем верхнем течении и подтопленными, а порой и полностью погруженными ниже уровня моря — в нижнем.

При таком погружении русла потоков как бы консервируются, сохраняя свои наземные контуры (подводные меандры Ольна, рис. 36).

Противоположная дислокация поверхности края материка (уменьшение кривизны) влечет за собой понижение части континента, захват ее морем и уменьшение уклона. При равной

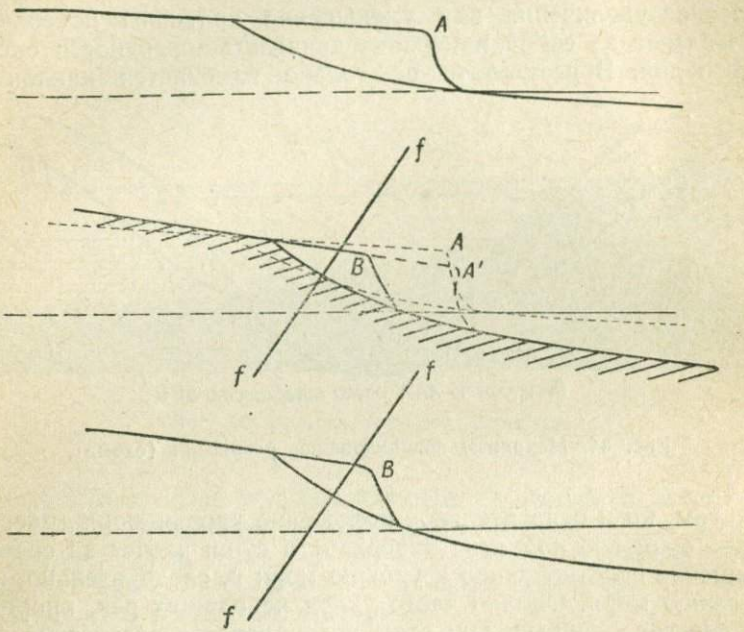


Рис. 35. Механизм ингрессии в речном устье.

транспортирующей способности моря отложение наносов в данном случае облегчается, и новый берег окажется плоским и песчаным.

Море занимает полые вогнутые формы земной поверхности, резко отличные от формы поверхности материков — щитов или куполов. Вернее сказать, море стремится занять ту часть объема этих полых форм, которую оно способно заполнить. Между положением береговой линии, определяемым объемом морских вод, и положением континентальной флексуры нет полного совпадения. Осевая линия флексуры может оказаться далеко в открытом море или же, напротив, располагаться в глубине суши, в синклинальной депрессии континента, как, например, в марокканском Гарбе или на равнине Гвадалквивира в Андалузии.

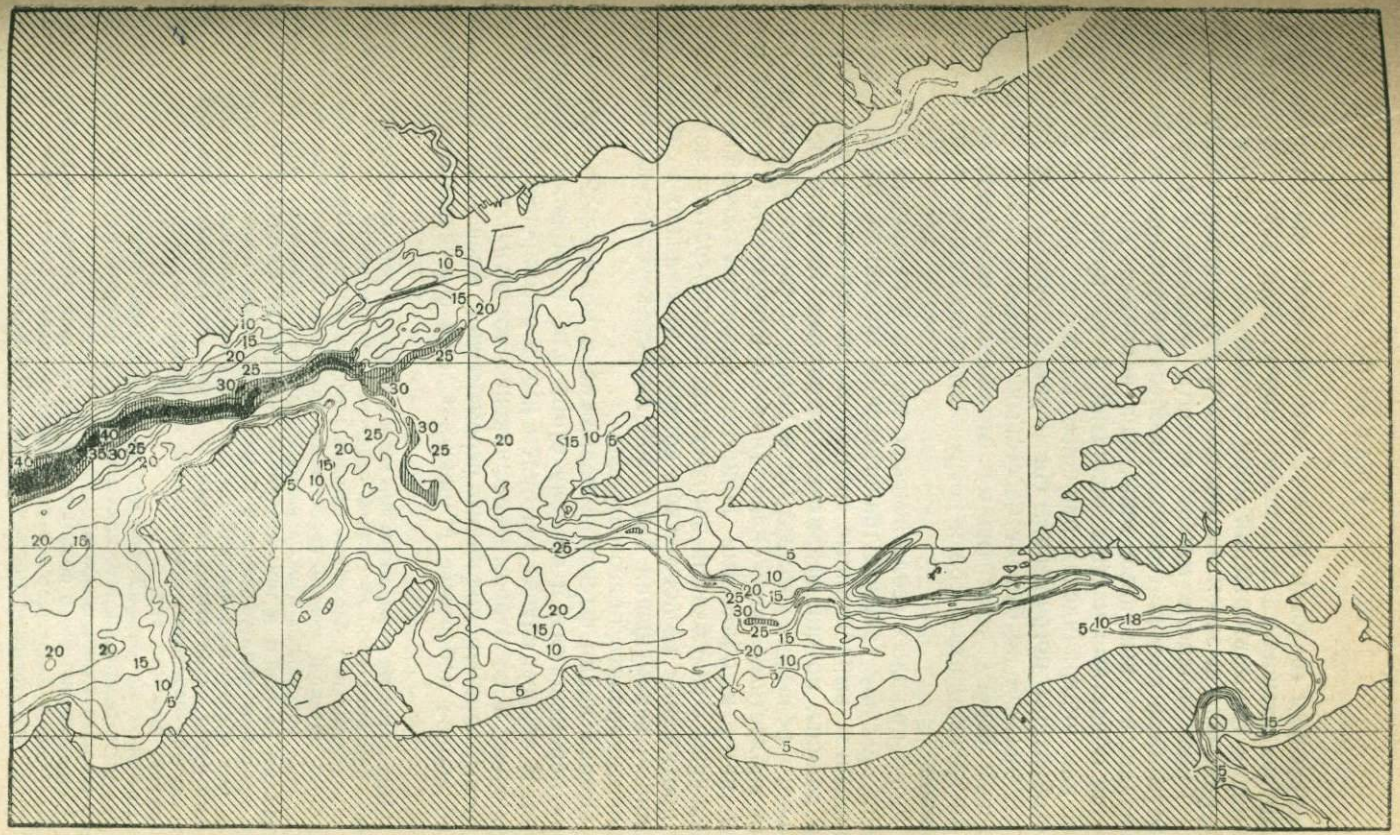


Рис. 36. Батиметрическая карта Брестского рейда (составлена Франсис-Бефом).

Историческая геология говорит нам, что синклинальные области часто захватывались в прошлом морем. Для двух приведенных примеров такие вторжения моря происходили в миоцене и нижнем плиоцене и, затем, не менее двух раз в четвертичном периоде. Такие области можно назвать областями погружения [1]. Работы бельгийских геологов, особенно Фурмарье и Стевенса, показали, что выпуклые зоны, как, например, Арденны, оказываются областями частых поднятий, в то время как фламандская или нидерландская равнины, напротив, являются зонами многократных погружений. На берегах глубоко врезанных заливов никогда не бывает береговых обрывов [2]. На ливано-сирийском берегу четвертичные отложения оказываются поднятыми на склонах мысов и погружаются по направлению к осям заливов.

Моря прошлых геологических времен в период своего наступания на сушу (период трансгрессии) заполняли прежде всего понижения, выработанные эрозией на поверхности суши, например долины, но они неизменно затопляли те области отрицательного рельефа, которые Ог в своих «Основах геологии» назвал «областями опускания» (aires d'ennoyage). Границей между ними и областями поднятия являются континентальные флексуры. Эти области погружения неоднократно изменялись на протяжении геологической истории, что влекло за собой постоянные перемещения береговой линии, которые и стремятся реконструировать палеогеографы.

Осевая линия флексуры подвижна и может с течением времени перемещаться в сторону суши или в сторону открытого моря. В первом случае мы будем иметь расширение области погружения, а во втором — расширение области поднятия. Великолепный пример подобного перемещения флексуры дает нам плиоценовое побережье Марокко. Следы флексуры можно про-

---

[1] Иначе говоря — депрессиями, которые все время, прогибаясь, заполнялись при этом мощной толщей осадков. К таким зонам прогиба относятся каменноугольные бассейны, история которых описана Прюво. Углубление подобных областей можно представить себе как сумму последовательных небольших опусканий. Между каждыми двумя опусканиями дно депрессии оставалось на одном и том же уровне. Альпийский флиш является прекрасным примером образующейся в подобных условиях породы. Геологи доказали, что образование флишей происходит в погружающихся впадинах, лежащих перед складчатыми цепями. Это, как мы увидим далее, как раз и есть случай «передовых прогибов», с которыми мы познакомимся, изучая географию морского дна.

Подобное же определение можно дать другим прогибам земной коры, называемым геологами «геосинклиналями», в которых могут накапливаться очень мощные толщи осадков.

[2] Утверждение это в общем верно, но причина отсутствия клифов в вершинах заливов заключается в том, что туда вдоль обоих берегов от устья поступают значительные массы наносов. — *Прим. ред.*

следить в любом пласте поднятой в настоящее время зоны марокканского побережья вплоть до древнего берегового обрыва, отмечающего обычно четко выраженную линию древнего берега. Плиоценовые отложения обнаружены также драгировками «Ванно» на поверхности современной материковой платформы Марокко. Различия в петрографическом составе и фауне образцов шельфа и плиоценовых пород суши указывают на разницу в уровнях отложения не более 30 *м*, в то время как сейчас их разделяет перепад высот в 300 *м*.

Гипотеза континентальной флексуры будет нам служить постоянной путеводной нитью при дальнейшем изложении. Польза введения этой гипотезы представляется нам совершенно бесспорной при изучении вопросов, трактующих об изменениях границ между морем и сушей. Автор считает, что такое практическое приложение этой гипотезы полностью оправдывает ее существование, несмотря на частые придирки скрупулезных геологов.

Из приведенных рассуждений можно сделать вывод, что возвышенные береговые обрывы формируются в результате взаимодействия континентального смыва и морской абразии в областях, испытывающих в настоящее время поднятие. К ним относятся участки, на которых расположены параллельные урезу горные цепи, или же участки, на которых к берегу выходят перпендикулярные урезу оконечности горных цепей [1].

Доказательства погружения материковой окраины континентов. Если мы снова обратимся к французскому побережью проливов Па-де-Кале и Ла-Манша, то встретимся еще с одним противоречием между классической теорией и фактами. Это противоречие может быть разрешено лишь с помощью применения гипотезы континентальной флексуры.

Между Булонью и Вимре в районе вертикального интенсивно подмываемого клифа, отступание которого угрожает

[1] К выводу о существовании механизма континентальной флексуры советские геологи пришли, изучая крымское и кавказское побережья Черного моря. Наиболее полно эти выводы сформулированы в статье М. Муратова (Бюллетень Московского общества исследователей природы, отдел геологии, LI, 1951, История черноморского бассейна в связи с развитием окружающей его области). Здесь склоны гор обнаруживают явные признаки новейших поднятий, в то время как на берегу имеются одновременные признаки опускания. Опускание доказано также А. Архангельским для материковой платформы Крыма.

Автор, резюмируя содержание этого раздела, утверждает, что клифы бывают приурочены к участкам поднятия материка. Сущность процесса может заключаться в следующем. Образование клифов, согласно гипотезе континентальной флексуры, может быть связано только с увеличением крутизны береговой зоны. В этом случае у подножья клифов не могут удерживаться наносы, что и вызывает активную абразию. — *Прим. ред.*

расположенным над ним постройкам, море якобы вырабатывает перед клифом абразионную поверхность. Но при отливе на этой поверхности обнажаются торфяники с обильными остатками неолитических и доисторических следов материальной культуры [1]. Подобные торфяники можно встретить вдоль всего атлантического побережья, вплоть до Биаррица. В глубине заливов, как, например, близ Роскофа, они распространяются вплоть до пляжа высокой воды и лежат у подножья прибрежных дюн.

В тех случаях, когда берег обрывист, торфяники встречаются главным образом ниже линии сизигийного отлива. Вполне возможно, что образование всех этих торфяников не было одновременным, но во всяком случае все они являются несомненно четвертичными. Из существования отложений торфа на поверхности этой, так сказать абразионной, платформы можно сделать два существенных вывода.

1. Как и в случае суглинистых покровов берегового склона Бретани, торфяники отмечают предел абразионной деятельности моря, которое не смогло нарушить поверхность платформы даже ниже уровня моря при квадратурном отливе.

2. Наличие торфяников в Вимре можно объяснить двояко: либо клиф, или, скорее, рельеф материка, в котором он выработан, образовался после отложения торфяников, либо этот рельеф существовал и раньше, а торфяники отложились у береговой линии.

Но в последнем случае их образование приходится отнести к четвертичному периоду или к концу третичного. Если «диэстинские» песчаники относятся к плиоцену, что весьма вероятно, то далее в глубь суши они оказались значительно приподнятыми, поскольку ими покрыта вся территория, расположенная над береговым обрывом [2]. Вполне аналогичные торфяники описаны Рейдом и другими авторами, обнаружившими их дра-

[1] Куски торфа, выбрасываемые морем на пляж у Гивельд, указывают на то, что аналогичные торфяники существуют и далее к северу, на фламандском берегу.

[2] Булонский береговой обрыв образован ядром Булонского антиклинория (сложной складки, состоящей из сжатой серии многих антиклиналей). Эта складка некогда была покрыта меловыми слоями, ныне смытыми. Она образует поднятую котловину, ограниченную со всех сторон обрывами. Обрыв мыса Блан-Не принадлежит к северной части мелового покрова. Современное поднятие антиклинория обнаруживается по омоложению речной сети, которая сейчас активно врезается в его толщу. Одновременно с этим поднятием, протекает медленное опускание Фландрии, являющейся окраиной голландской впадины.

Поднятие антиклинория имеет, таким образом, складчатый характер и, следовательно, ведет к активизации более мелких складок. Подобным путем можно объяснить совпадение крупных береговых обрывов со вторичными антиклиналями мыса Гри-Не и Булони.

гированием на дне Северного моря. Найденные в торфяниках остатки мамонта заставляют отнести их к началу или концу последнего оледенения. Очевидно, можно предположить, что торфяники заполняли ложе какой-либо долины, в данном случае долины Рейна, более углубленной, чем долина ее притока, или древней Сены, занимавшей депрессию современного Ла-Манша. Исследования, проведенные в Голландии и Фландрии, также говорят о том, что Северное море является частью некоторой большой области погружения.

Если предположить, что рельеф, в котором образован береговой обрыв, существовал до отложения торфяников, то весьма вероятно, что впоследствии его расчленение еще усилилось. Одновременное существование торфяников у берегов Ла-Манша и океана и на дне Северного моря с достаточной очевидностью показывает, что вторжение моря на сушу произошло очень недавно.

Кроме того, как мы уже указывали, абразионная деятельность этого моря была настолько слаба, что не смогла нарушить даже такие малостойкие отложения, как торф. Более того, море не смогло нарушить рельеф затопленных им речных долин. На основании всех материалов драгирования и промеров Рейд составил достаточно точную карту, на которой восстановлено течение Рейна и его притоков, занимавших современную впадину Северного моря непосредственно перед последним оледенением[1]. Еще ранее Холл предложил аналогичную карту Ла-Манша, являющегося древней долиной Сены, притоками которой были реки Нормандии и Бретани, а также и ряд английских рек, как, например, Северн. Ле Дануа с сотрудниками уточнили эту карту по данным эхолотирования и проследили течение пра-Сены вплоть до банок Грэйт-Сол и Литл-Сол у входа в Ла-Манш (рис. 37). Скопления валунов, обнаруженные в Ла-Манше и особенно собранные «Пуркуа Па?», весьма вероятно, связаны именно с размывающей деятельностью этой древней реки.

Но наиболее убедительное доказательство было уже давно дано Мартонном и воспроизведено в работе Ога. Если рассмотреть батиметрическую карту Брестского рейда (см. рис. 36), то можно легко заметить древнюю, в настоящее время затоп-

[1] Дно Северного моря и частично Па-де-Кале и Ла-Манша покрыто отложениями последнего наступания ледника. Это было доказано как исследованием тяжелых минералов, обнаруженных на морском дне голландскими петрографами, так и исследованием формы песчаных зерен, проведенным Кайё, который показал, что поверхность зерен несет на себе следы интенсивного эолового выветривания, имевшего место в периферических районах оледенения. Впадина Северного моря, таким образом, была заполнена как бы «грязевым потоком».

ленную долину Ольна. Эта долина несомненно эрозионного происхождения, и не может быть приписана ни действию отливных течений, ни подводным разломам, как предполагает Вегенер для объяснений подводных продолжений долин других рек, так как на карте показаны врезавшиеся в коренные породы меандры, которые можно объяснить только деятельностью реки,

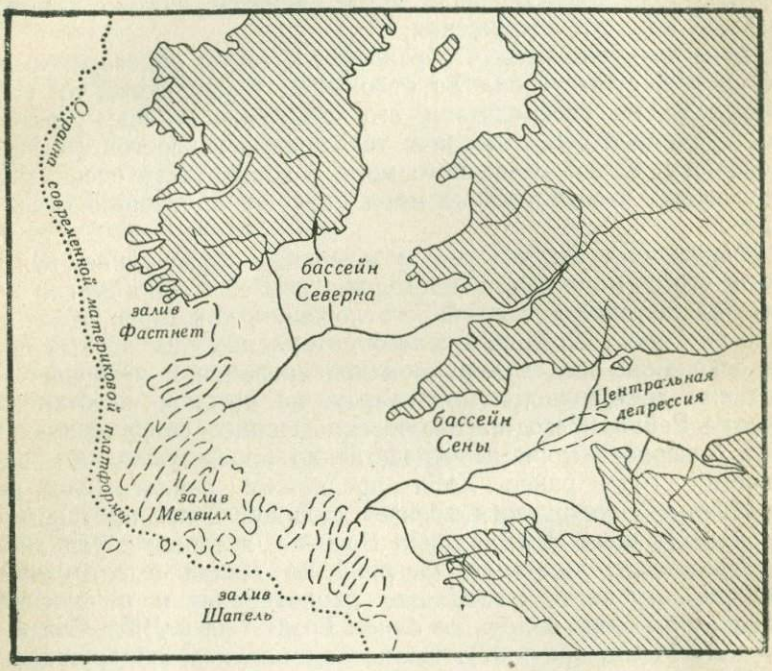


Рис. 37. Схематическая карта древних затопленных береговых линий в области к юго-востоку от Британских островов (по Ле Дануа).

выработавшей свое ложе на поверхности, находящейся в стадии поднятия.

Значительное количество речных долин (по мнению Вегенера, это относится ко всем рекам) продолжается под уровнем моря, занимая всю ширину материковой платформы, а иногда протягиваясь и далее. Мы к ним вернемся в дальнейшем еще не раз. Здесь пока важно отметить, что если деятельность моря оказывается не в состоянии нарушить очень неустойчивые отложения, лежащие на его дне, то тем менее способна

абразия разрушить детали рельефа затопленной им территории [1].

Из этих фактов можно сделать следующий вывод — современная граница моря и суши почти точно соответствует границе зон погружения и поднятия земной коры. Море при этом стремится заполнить понижения между материковыми поднятиями. Джоли и несколько позже Дэли различными путями пришли к аналогичному выводу. Конечно, ни впадины морей и океанов, ни материковые поднятия не являются простыми формами; поднятия и погружения, которые они испытывают, являются только результирующей различных движений, которые они претерпевают. Как те, так и другие осложнены складкообразовательными движениями различного простирания. Как на суше, так и в океанах существуют вторичные прогибы и поднятия. Форма их изменяется непрерывно во времени, но можно показать, по крайней мере для материков, что фазы усиленной складчатости неизменно совпадают с периодами поднятия. Весьма вероятно, что то же самое можно обнаружить и в океанах, о которых мы будем говорить во второй части этой работы.

Изменение положения береговой линии — трансгрессии и регрессии. Собственно береговая линия, как мы видели, является лишь следом пересечения поверхности океана с поверхностью суши. Поскольку океаны обычно заполняют лишь частично прогибы земной коры, постольку береговая линия следует за всеми изменениями формы прогибов и, следовательно, подчиняется рельефу материков. Углубление океана, увеличение кривизны его бассейна, соответствующее увеличению кривизны материковых вздутий, ведет к более или менее всеобщей регрессии на поверхностях материков. Напротив, уменьшение кривизны прогибов океанического ложа и вздутий суши ведет к трансгрессии. Но местные трансгрессии или регрессии обычно прежде всего связаны с перемещением континентальной флексуры в сторону океана или суши. Мы поставили перед собой задачу — найти причины этих двух типов трансгрессий и регрессий, а следовательно, и вызывающих их движений, — задачу, являющуюся, по мнению Жинью, одной из наиболее крупных задач геологии.

На изменение положения береговой линии влияет множество факторов. Одни из них вызваны внутренними силами земного

[1] С подобным утверждением автора совершенно нельзя согласиться. Он приводит примеры сохранности подводных долин в защищенных от действия океанских волн заливах. Но на открытой части материковой платформы подводные долины лишь слабо намечаются в виде пологих углублений. Детальные исследования шельфов морей СССР показали их очень большую выравненность процессами абразии и аккумуляции осадков. — *Прим. ред.*

шара, ведущими к изменению кривизны его поверхности. Ими обусловливаются поднятия земной коры, образования горных стран и складчатых систем. Другие факторы являются внешними, вероятно, астрономическими — изменение скорости вращения Земли, изменение положения оси вращения, перемещение полюсов. Влияния подобных внешних факторов могут оспариваться, и достаточно полный их анализ был дан Вегенером в его работе. Наконец, среди других, значительно менее важных факторов следует указать на вероятное изменение объема водной массы морей. Такое изменение может происходить вследствие увеличения содержания паров в атмосфере в периоды повышенной вулканической деятельности, из-за сковывания водных масс в ледниках в периоды оледенений или освобождения их в периоды таяния ледяных покровов и, наконец, в результате накопления на дне моря смытых с материков продуктов разрушения горных пород. Размах возможных изменений уровня в результате действия последних факторов не превышает сотни метров. Подобные изменения уровня никак не могут объяснить большую часть имевших место трансгрессий и регрессий[1]. Кроме того, таким путем невозможно объяснить ни разнообразие в размахах, ни изменение направления перемещений береговой линии в течение одного и того же периода истории Земли. Наконец, классическая гипотеза, связывающая трансгрессии и регрессии четвертичного периода с ледниковыми периодами, никак не может быть использована для других геологических эпох, хотя бы

[1] По мнению Ога, в областях геосинклиналей и платформенных поверхностей происходят противоположные процессы. Трансгрессия на платформах (истинная трансгрессия) соответствует регрессии в геосинклинальных областях, и обратно. Если считать причиной трансгрессии общее угасание складкообразовательных процессов, а причиной регрессии их усиление (см. рис. 34), то закон Ога представляется вполне правильным — вспучивание положительных форм рельефа сопровождается углублением отрицательных форм (впадин, жолобов). Таким образом, регрессия на континенте может сочетаться с затоплением вогнутых синклинальных форм. Труднее представить себе, что понимал Ог под регрессией и в геосинклинальных областях, протекающей в периоды трансгрессий на континентах. При чтении его работы можно подумать, что он не предполагал ухода моря из геосинклинальных областей в период регрессий, а всего лишь перерыв в отложении обломочного материала — стратиграфический перерыв в толще отложений. Этот перерыв можно объяснить уменьшением высотного размаха на материке в период трансгрессий, а следовательно, и сокращением подачи материала реками.

Уменьшение глубины отрицательных форм также ведет к укрупнению зерен известковых осадков, образующихся из организмов планктона. С глубиной размер этих зерен уменьшается вследствие растворения. [Так называемый «закон Ога» в его первоначальном виде опровергнут советскими геологами. Однако автор дает здесь этому закону несколько иную интерпретацию и в сущности противопоставляет не платформы и геосинклинали, а отрицательные формы рельефа, создаваемые одновременно в процессе крупных изгибов земной коры. — *Прим. ред.*]

и наиболее близких к нам, например, плиоцена, в котором не наблюдалось никаких оледенений [1].

В итоге мы приходим к следующему выводу: изменение положения береговой линии в основном определяется изменениями формы земной коры. Море стремится, насколько возможно, заполнить отрицательные формы поверхности земного шара, соединяющиеся с мировым океаном, оставляя незатопленными выпуклые формы. Воздействие моря на эти остающиеся незатопленными участки суши сводится к выработке незначительных пологих поверхностей раздела между сушей и морем, кажущихся грандиозными для наших земных масштабов.

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ БЕРЕГОВ — АТЛАНТИЧЕСКИЕ И ТИХООКЕАНСКИЕ

Атлантическое побережье. Для атлантического побережья Франции характерен подход складчатых сооружений, так называемого арморикансного простирания почти перпендикулярно к линии берега. То же характерно для Пиренеев и для Атласских гор. Единственными исключениями из этого правила в Атлантике являются горные цепи Гренландии и Норвегии. Менее отчетливо выражено простирание поднятий остальных участков Африки, но их можно считать подходящими перпендикулярно или, по крайней мере, косо к берегу. Почти симметричную картину дает нам атлантическое побережье обеих Америк. Зюсс в своей книге «Лик Земли» предложил называть атлантическим типом берега такую береговую линию, к которой складки суши подходят перпендикулярно, и тихоокеанским типом — берег с параллельными береговой линии складками.

Для первого типа берегов характерны атлантические берега департамента Финистера. Первая антиклинальная линия — линия Леона, вытягивающаяся параллельно берегу Ла-Манша (в округе Роскоф, описанном выше) и, следовательно, образующая тихоокеанский тип берега по отношению к примыкающему морю, подходит перпендикулярно к атлантическому берегу севернее Бреста. Линия этой антиклинали, повидимому, продолжается в море архипелагами Молен и Уэссан. Этот архипелаг во многом сходен с островами и островками у берегов Роскофа.

[1] Автор явным образом недоучитывает значение поднятия уровня моря, вызванное таянием льдов последнего оледенения. Даже если принять его явно преуменьшенную величину (порядка 100 *м*), то это повышение уровня должно оказать громадное влияние на морфологию всех берегов земного шара. Возможно поэтому, что ряд особенностей строения берегов, которые автор приписывает влиянию континентальной флексуры, на самом деле объясняется эвстатической трансгрессией. — *Прим. ред.*

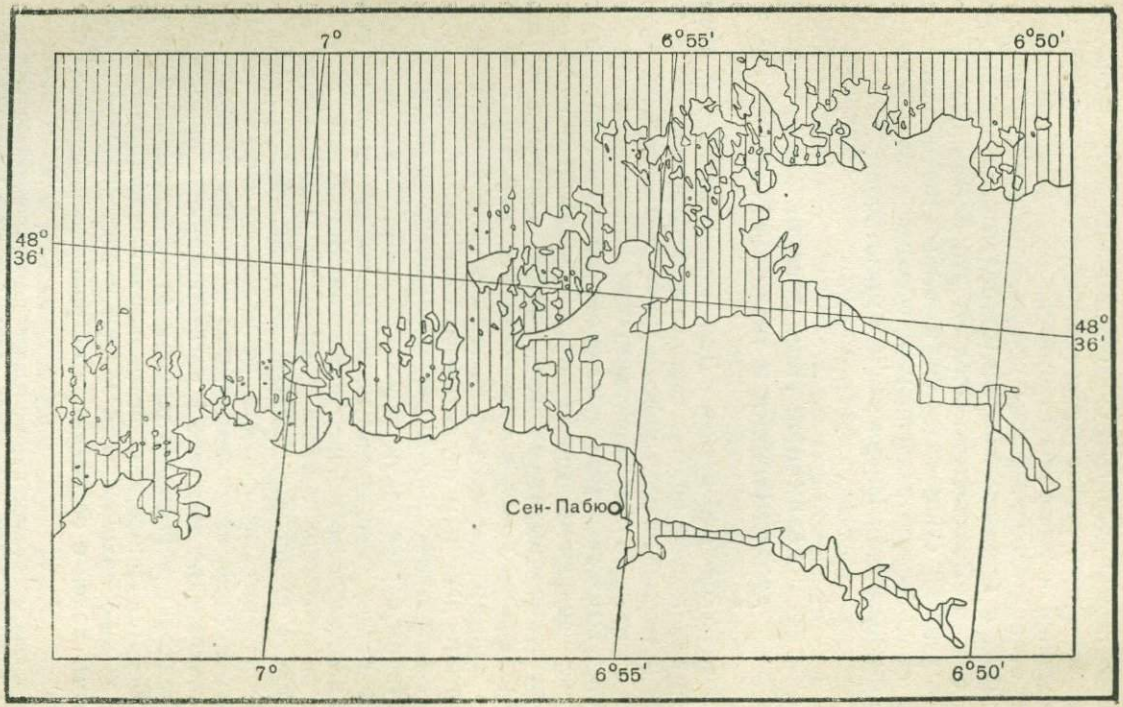


Рис. 38. Риасовые берега Бретани.

Они покрыты теми же суглинками, что вполне подтверждает их принадлежность в прошлом к той части суши, которая испытала опускание, достаточное для затопления морем и смыва заполнявших их рыхлых отложений. Но активная размывающая деятельность небольших протоков, вырабатывавшая порою настоящие ущелья, указывает на то, что антиклиналь Леона и в настоящее время испытывает еще поднятие. Континентальная флексура разделяет эти области поднятия и опускания, обусловливаемые вторжением моря в нижнее течение рек — от Морле до Ланильдю и Финистера (рис. 38). Между этими зонами поднятия и опускания (архипелаг Молен — Уэссан) мы должны допустить изгиб флексуры, отделяющий материк от Ла-Манша. Флексура на некотором участке становится параллельной атлантическому берегу, а затем вновь уходит глубоко в древний синклинорий Шатолена. В результате море затопило территорию Брестского рейда (см. рис. 37) и залива Дуарнене, бывшую ранее сушей. Флексура заходит вплоть до Ландерно на реке Элорн и Шатолена на реке Ольн. Область этого синклинория является зоной относительного опускания сравнительно с антиклиналями Леона или Корнуайя, ограничивающими синклинорий с юга. На оконечности антиклинали Корнуайя остров Сен является подобием архипелага Уэссана.

Ряд островов, с другой стороны, обозначает складки, параллельные берегу, и соответствует флексуре, идущей вдоль побережья от мыса Пенмар до устья Жиронды и отделяющей таким образом горное поднятие Центрального французского массива от Аквитанской депрессии. Эти линии образуются: 1) островами Гленан и Груа и полуостровом Киберон, 2) островами Бель-Иль и Иё.

Острова Нуармутье, Ре и Олерон, видимо, являются продолжением континентальных антиклиналей. Весьма характерно, что направление этих складок совпадает с простиранием материкового склона Бискайской впадины, другой склон которой параллелен Пиренеям.

На протяжении обеих флексур, как побережья Ла-Манша, так и атлантического побережья, море глубоко проникает в речные долины.

Это относится к «рекам» Бретани, эстуарию Луары и Жиронды, нижним затопленным участкам течения рек Пуату и Сентонжа, а также к древним озерам и болотам (Морбиан), иногда полностью заиленным (Болото Пуату, Бриер). Такой же характер имеет и побережье Галисии, где погружается пиренейско-кантабрийская антиклиналь. Риасы представляют собой ингрессии, аналогичные бретонским «рекам» (Эль-Ферроль, Лакорунья, Виго) (рис. 39). Подобные же примеры дает нам

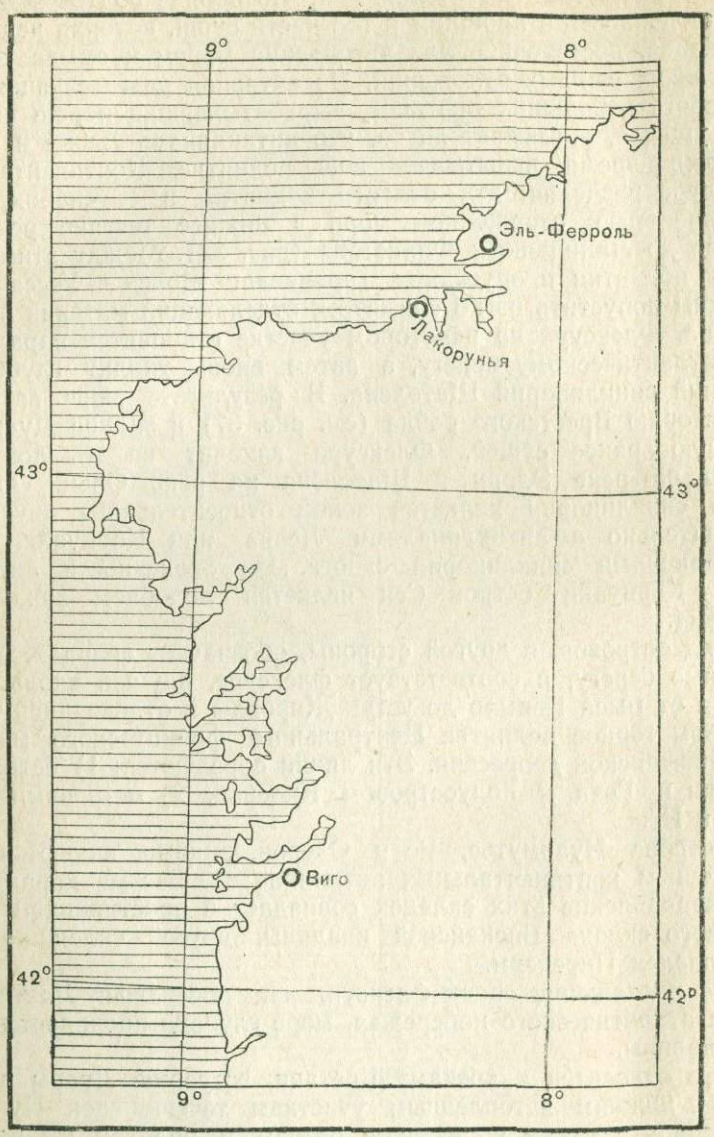


Рис. 39. Риасовый берег Галисии.

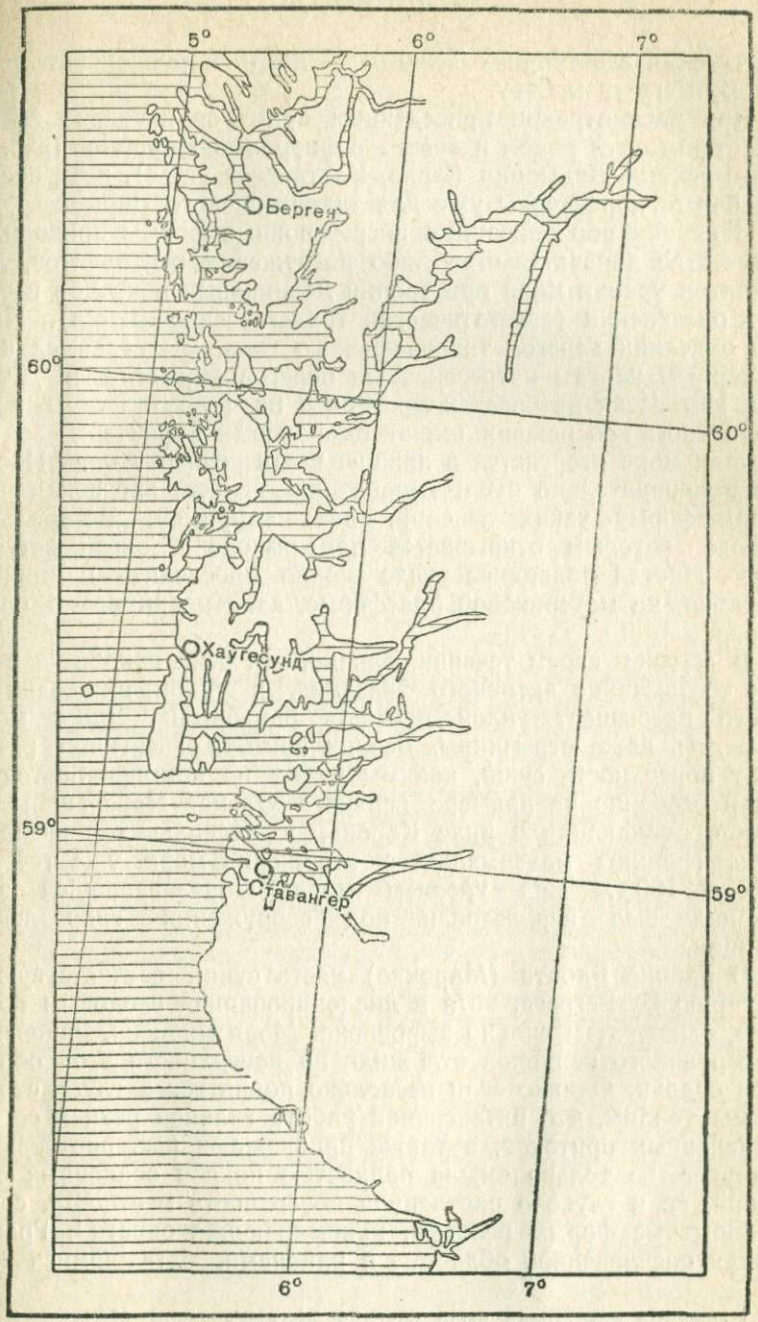


Рис. 40. Фиордовый берег Норвегии.

Португалия в эстуариях Тежо и Садо и марокканские эстуарии Бу-Регрега и Себу.

При рассмотрении приведенных примеров невольно хочется сопоставить эти риасы и «реки» с фиордами Норвегии (рис. 40) или с реками Далмации (Крка, Каттарское устье), хотя последние берега характерны уже для тихоокеанского типа.

С давних пор описанные ингрессионные формы приводились в качестве доказательства либо погружения континентов, либо поднятия уровня моря при таянии ледниковых покровов последнего оледенения («эвстатическая трансгрессия» Зюсса). Ниже, при описании берегов тихоокеанского типа, мы вернемся к характерным чертам ингрессионных берегов Норвегии и Далмации. Ингрессии на берегах Бретани и на португальском и марокканском побережьях имеют одинаковый характер — во всех случаях море вторгается в нижние части речных долин. Последние предварительно были выработаны речной эрозией и часто имели форму узких ущелий, как, например, Эсторильское ущелье, которым открывается при выходе в океан эстуарий Тежо. Иногда подводное русло можно проследить и мористее эстуария, на материковой платформе, как, например, в случае Ольна.

В верхнем своем течении, однако, эти реки находятся в стадии чрезвычайно активного врезания, и уклон их долин намного превышает уклон профиля равновесия. Здесь можно встретить даже стремнины. Все их притоки энергично расчленяют поверхность суши, как мы видим на примере бретонских рек и особенно на примере верхнего Ольна. Небольшая река Тамбр, впадающая в риас Коронь, в нескольких километрах выше границы максимального вторжения моря, уже течет на высоте 100 *м* над уровнем моря. Образовавшийся здесь водопад был использован при сооружении гидроэлектростанции.

В районе Рабата (Марокко) часть суши, соответствующая эстуарию Бу-Регрега, хотя и дислоцированная сводовым поднятием, была затем сильно выровнена. Моря миоцена, плиоцена и четвертичного периодов отложили на поверхности этой области свои осадки. Однако если несколько подняться в глубь страны, то мы увидим, что интенсивная работа главной реки и ее многочисленных притоков, а также прибрежных рек, протекающих западнее, не только смыла полностью покров осадочных отложений, но и глубоко расчленила поверхность местности, создав любопытные формы рельефа, напоминающие овраги[1]. Граница между расчлененной областью и районами, оставшимися неза-

[1] Впервые эта страна была описана Ж. Лекуантром (J. Lecointre, Recherches géologiques sur la Meseta marocaine, Paris, 1926).

тронутыми речной эрозией, проходит параллельно континентальной флексуре [1].

Контраст между исключительно интенсивной эрозией в верхних участках долин, связанной, очевидно, с их поднятием и погружением участков нижнего течения, заставляет предполагать существование двух противоположно направленных движений (см. рис. 35). Геологи, которые никогда не задумывались над возможностью сводовых поднятий или трансгрессий, принимающих характер бурных вторжений, приходили неизменно к выводу о последовательном чередовании этих противоположных движений во времени. Однако нет никаких фактов, подтверждающих такое чередование этих движений. И именно с целью найти для них единую одновременную причину была разработана гипотеза существования континентальной флексуры, которой мы здесь столь широко пользуемся.

Эта же гипотеза позволяет примирить, в случае норвежских фиордов (см. рис. 40), быстрое врезание впадающих в них рек, подтверждаемое наличием стремнин, водопадов и террас, с вторжением моря в древние долины, U-образная форма которых может быть объяснена только деятельностью древних ледников [2].

---

[1] Возможно и иное объяснение этих явлений, предложенное И. Бабковым (Материалы по геоморфологии восточной части горного Крыма. Очерки по физической географии Крыма, вып. 1, ОНТИ, 1938) применительно к восточной части побережья южного Крыма. Если поднятие уровня моря сопровождается быстрой абразией берега, то долины могут оказаться даже висячими. Гораздо чаще эрозия понижает ложе долины до уровня моря, но и в этом случае базис эрозии для оставшегося на суше верхнего отрезка долины будет понижен, что и вызывает активное врезание на всем протяжении реки. — *Прим. ред.*

[2] Ледники очищают речные долины от аллювия, отложения которого в пониженных участках русла выравнивают и смягчают форму продольного профиля долины. В результате такой «очистки» обнажаются перегибы и выпуклости профиля долины, легко преодолеваемые движущимся льдом из-за его пластичности. Такие перегибы чрезвычайно типичны для профилей фиордов. Если придерживаться гипотезы о вертикальных движениях участков материков вместе с материковой платформой как цельных блоков, то приходится допустить возможность подводной эрозионной деятельности ледников. Такое допущение, однако, совершенно неправдоподобно, поскольку, едва массы льда попадают в море, начинается разрушение единой толщи ледника и образование айсбергов. Объяснение образования фиордов эвстатическим поднятием в условиях таяния ледников наталкивается на другие трудности. Величина такого поднятия по подсчетам различных авторов не превышает 100 *м* (по Дэли 165 *м*, по Гэмфри 67 *м*, по Райту или Борну 100 *м* и лишь по мнению Шипарда она достигает 300 *м*). Умбгров отмечает, что при таянии всего современного ледяного покрова высота поднятия уровня океана составит всего около 40 *м* — величина, достаточная для объяснения «тирренской» трансгрессии (около 30 *м*), но явно недостаточная для «милацской» (55—60 *м*) и «сицилийской» (90—100 *м*) трансгрессий. С другой стороны, исследования отложений «Ильдиевого моря» (см. рис. 50) показали, что скандинавский щит поднялся (и продолжает подни-

Если ингрессию моря в долины атлантического побережья Бретани можно объяснить существованием флексуры, почти параллельной линии берега, то приходится предположить, что этот полуостров испытал дислокации двух направлений. Первое направление совпадает с побережьем Ла-Манша и с антиклиналями, простирающимися с востока на запад, которые образуют костяк этого побережья — Леон и Корнуай. Эти антиклинали относятся к очень древнему периоду, не моложе палеозоя [1]. Второе направление простирается с северо-запада на юго-восток параллельно берегу и борту впадины Бискайского залива. Пользуясь терминологией Зюсса, мы должны отнести эту дислокацию к тихоокеанскому типу.

Побережья атлантического типа в чистом виде, как его понимает Зюсс, не существуют. С момента образования океана основные дислокации следуют направлению его берегов, но сопровождаются дифференциальными движениями древнего остова материков, направление которых соответствует совершенно иному положению [2] первоначальной границы между морем и сушей.

Побережья тихоокеанского типа. Согласно определению Зюсса, к тихоокеанскому типу побережий следует отнести те, для которых направление горных цепей или складок параллельно береговой линии. Таковы тихоокеанские берега Америки, берега Норвегии, Адриатики и Ионического моря. Ряд других берегов, казалось бы, вполне отвечающих этому определению, оказывается, однако, как мы увидим ниже, берегами совершенно иного характера. К таким берегам можно отнести берега Северной Африки от мыса Бон в Тунисе до мыса Спартель в Марокко.

маться в настоящее время) приблизительно на 200 *м* в непосредственной близости от современных фиордов. Только гипотеза об одновременном существовании двух противоположных движений может объяснить нам все особенности строения фиордов.

[1] В центре герцинских антиклиналей Бретани (конец нижнего карбона) залегают древние (докембрийские) граниты, а также эффузии периода складчатости. В результате все сооружение представляется с тектонической точки зрения единым целым и должно рассматриваться как устойчивый, упругий, очень слабо дислоцированный массив. Даже и при отсутствии гранитов крупные антиклинальные сооружения, как, например, Арденны, образуют чрезвычайно жесткие системы, реагирующие на складкообразовательные движения лишь поднятиями и погружениями. Это положение об устойчивости основных крупных орогенических элементов было впервые выдвинуто в работах бельгийских геологов и обобщено бельгийским ученым Фурмарье.

[2] Почти невозможно также найти антиклинальную или синклинальную складку, протягивающуюся на значительном расстоянии, сохраняя постоянную высоту оси. Оси складок испытывают продольные колебания. Такие колебания указывают на наличие сложных дислокаций, которые всегда можно разложить на две перпендикулярные составляющие.

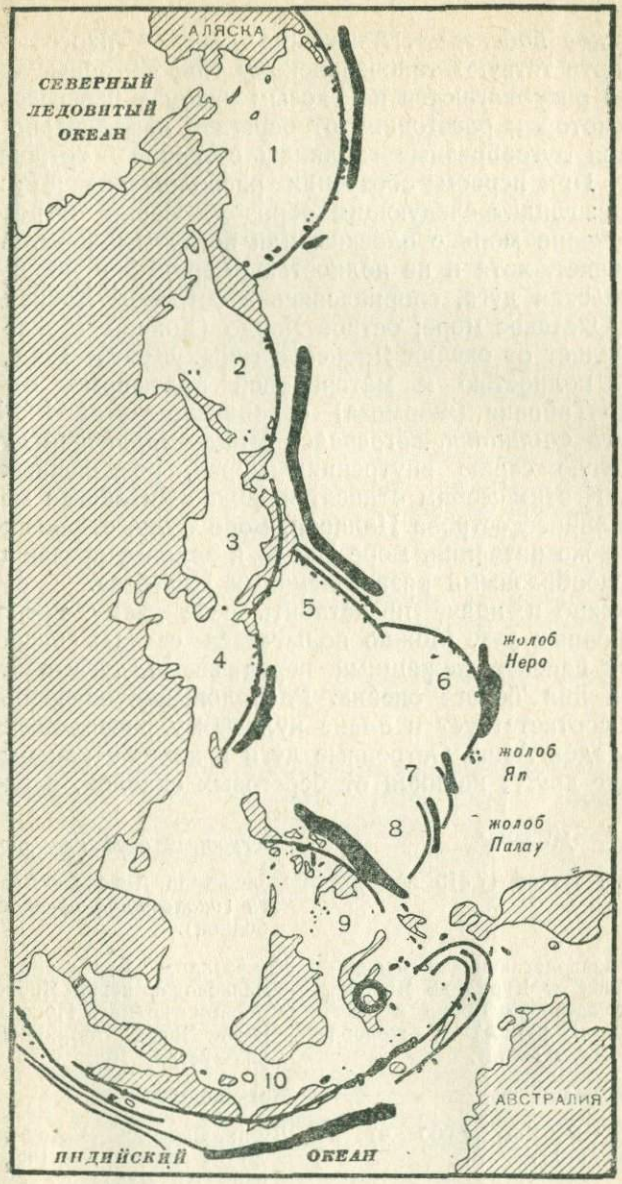


Рис. 41. Островные дуги Тихого и Индийского океанов (по Лоусону, из книги Умбгрова).

1—Алеутская дуга; *2*—Курильская дуга; *3*—Японская дуга; *4*—дуга Рю-Кю; *5*—Бонинская дуга; *6*—Марианская дуга; *7*—дуга острова Яп; *8*—дуга Палау; *9*—Филиппинская дуга; *10*—Малайская дуга.

Азиатское побережье. Азиатские берега Тихого океана не вполне соответствуют тихоокеанскому типу — горные цепи здесь неизменно располагаются под косым углом к береговой линии [1]. Но на некотором расстоянии от берега и параллельно ему располагаются дугообразные гирлянды островов — островные дуги (рис. 41). При первом обозрении расположение и устройство этих дуг выглядит следующим образом. Серия островов отделяет от океана моря с плоским или вогнутым дном. Алеутская дуга отделяет, хотя и не полностью, Берингово море; Камчатско-Курильская дуга, соприкасаясь с островом Хоккайдо, ограничивает Охотское море; остров Хондо (Хонсю) (более древняя дуга) отделяет от океана Японское море. Желтое море, принадлежащее полностью к материковой платформе, от острова Кю-Сю до Тайваня (Формоза) ограничено дугой Рю-Кю. Наконец, дуга Филиппин, встречаясь с индо-малайской дугой, изолирует целую серию внутренних морей, разделенных цепями островов. К этим морям относятся Южно-Китайское море, ограниченное линией острова Палаван, море Сулу, отделенное островами того же названия, море Банда и заливы, врезающиеся между звездообразными разветвлениями Целебеса.

Но можно и иначе представить себе схему расположения этих островных дуг. Можно попытаться связать расположение островных цепей с лежащими перед всеми дугами глубокими жолобами дна Тихого океана. Расположение островных дуг и жолобов соответствует в плане кулисному расположению береговых складок Азии. Островные дуги и жолоба как бы продолжают друг друга, начиная от береговых складок, в следующем порядке:

Жолоба	*Островные дуги или горные цепи*
I. Алеутский жолоб (7315 *м*).	Полуостров Аляска — Алеутская дуга (оконечность дуги остается свободной).
II. Серия располагающихся кулисами жолобов от Курил до Японии, затем от островов Бонин к Марианским (9435 *м*) и жолоба островов Яп и Палау.	Камчатка — Курильские острова — мелководье перед Японскими островами — отмель Йокогама — острова Бонин, Марианские острова — остров Яп.
III. Жолоб Флеминга.	Мелководье.
IV. Жолоба Рю-Кю (7000 *м*) и Минданао (10793 *м*).	Дуга: Сахалин — Хоккайдо — Хондо — Кю-Сю — Рю-Кю — Тайвань — Лусон — Минданао — Моллукские острова.

[1] Эти цепи соответствуют (по Тэйлору) серии флексур, осложненных сбросами и подверженных гранитизации сначала в юре (Китай) и затем в третичное время (Япония).

Вдоль побережья Америки прослеживается первая дуга, состоящая из острова Кадиак, полуострова Кенай, архипелага Александра, острова королевы Шарлотты, острова Ванкувер, Берегового хребта и, наконец, полуострова Калифорния. Южнее Калифорнийского полуострова, однако, какой-либо продолжающей его отмели или подводного поднятия не встречается [1].

Аналогичным образом можно сгруппировать, сопоставляя подводные жолоба, и островные дуги Индийского океана (Зондский архипелаг), продолжение которых, прослеживается в складках Малайи и Гималаев.

I. Явский жолоб (7 450 *м*, возможное продолжение Индо-Гангской депрессии).	Мелководье.
	Гирлянда Сималор — Ниас — Ментавей — Энгано [2] и Тимор — Баббар — Кей — Церам Буру (последняя дуга выпуклостью обращена на восток, см. рис. 41).
II. Параллельный жолоб.	Хребет Аракан — Йома в Бирме, острова Андаманские и Никобарские, Суматра — Ява — Бали; Ломбок, Сумбава, Флорес — Адунара — Ветар (первая дуга обращена на запад, а вторая на юг, где она становится параллельной дуге I).
III. Жолоб Иравади (Андаманское море), Малаккский пролив.	Зондский шельф, Борнео, Целебес и др.

Существуют и другие примеры островных дуг: в Атлантике — Антильская дуга, в Антарктике — дуга, образованная землей Грейэма, Южными Оркнейскими островами, Южными Сандвичевыми островами и Южной Георгией с хорошо выраженным жолобом глубиной 8 090 *м*, параллельным Южным Сандвичевым островам.

---

[1] Редактором книги было показано в 1946 г., что цепь островов на юг от архипелага Александра, Береговые хребты и Калифорния продолжаются далее в океане в виде мелководья, лежащего к востоку от Гватемальского жолоба. Глубины же упомянутого жолоба переходят в Калифорнийский залив, затем севернее — в цепь депрессий, отделяющих от материка Береговые хребты, а в пределах Канады — в систему проливов восточнее Ванкувера и далее к северу (В. Зенкович, Новая глубоководная ложбина, «Природа», № 8, 1946). Независимо от автора книги В. Белоусов высказал мнение, о том, что Явский жолоб имеет продолжение в виде Индо-Гангской депрессии (В. Белоусов, О геологическом строении океанов, «Природа», № 5—6, 1942). Автор высказывает ту же точку зрения в нижеследующей таблице. Таблица эта редактором исправлена, так как в книге, при печатании, очевидно, вкрались опечатки. Названия некоторых островов изменены согласно транскрипции Морского Атласа. — *Прим. ред.*

[2] Остров Сумба, по Умбгрову, является исключением — он лежит вовнутрь от оси.

Наконец, в Средиземном море группа Далматинских островов располагается также параллельно восточному побережью Адриатики (рис. 42).

Далматинское побережье — островные дуги с горными цепями. Со времени работ Зюсса, Сташа и особенно Грунда, Далматинский архипелаг принято рассматривать как реликт материковой горной цепи, образованной, как и цепи внутренних частей суши, серией антиклиналей и синклиналей. Первые образуют гребни [1], а вторые — синклинальные долины, как в Юрских горах. Прилегающая к морю часть цепи оказалась погруженной под уровень Адриатики.

При этом антиклинали, частично затопленные, образовали над водой острова; залитые же морем синклинали превратились в «каналы» — проливы между островами и сушей. Такой же результат получился бы и при трансгрессии эвстатического типа вследствие таяния четвертичных льдов. Эта гипотеза была выдвинута де-Марки для объяснения происхождения подводной долины По на дне северной Адриатики (см. рис. 60).

По предположению Сташа и Зюсса на месте современного Адриатического моря в конце третичного периода существовала суша — Адриатида, погрузившаяся в море к началу четвертичного периода. В 1905 г. Стефани, опираясь на весь накопленный геологический материал со времени опубликования «Лика Земли», а также на свои собственные работы, пришел к заключению, что однородность пород итальянского и далматинского побережий Адриатики указывает на их отложение в одном и том же море. Исследования Пиапа де-Тони, автора данной работы [2], а также работы Новака в Албании снова подтвердили эту гипотезу.

Начиная с каменноугольного и до мелового периода границы Адриатического моря проходили значительно восточнее и юго-восточнее современных. С начала мелового периода в результате горообразовательных движений началось непрерывное уменьшение площади морского бассейна. В последней своей работе в 1923 г. Стефани вновь подверг критике «доказательства», приводимые Зюссом в пользу погружения далматинского побережья, — распределение флоры и фауны, брекчии с костями млекопитающих и гранитоидные пески далматинских островов, затопленные древние римские сооружения и т. п. Он пришел к заключению, что далматинский берег со времен плиоцена

[1] В действительности некоторые острова (например, остров Паго, см. рис. 29) не являются простыми антиклиналями, но образованы комплексом антиклиналей и синклиналей, в настоящее время поднятых в виде единой дуги.

[2] J. Bourcart. Nouvelles observations sur la structure des Dinarides Adriatiques, «C. R. XIV Congr. Géol. Intern.», Madrid, 1929.

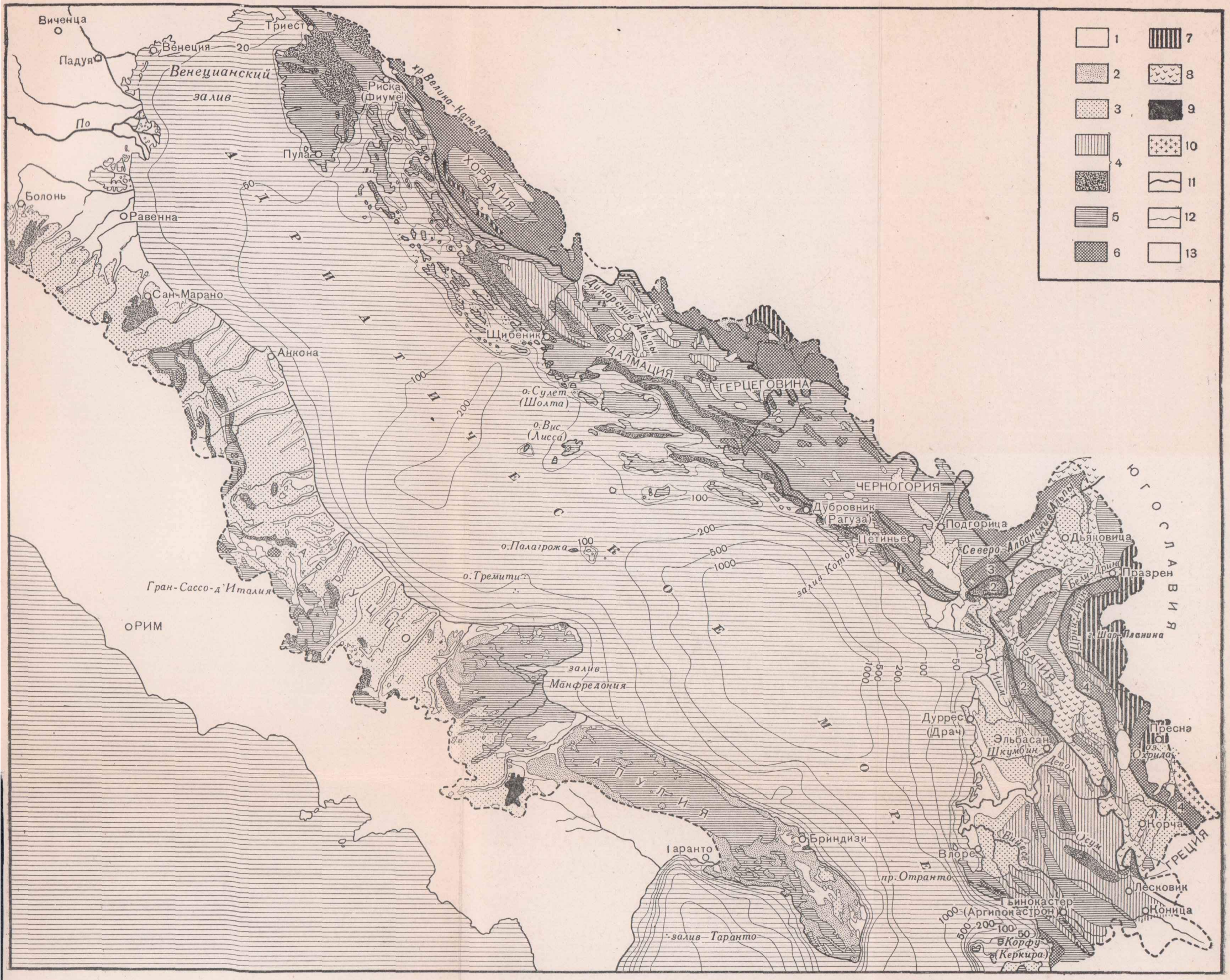


Рис. 42. Геологическая карта побережья Адриатического моря.

1 — Современные четвертичные отложения; *2* — четвертичные отложения Калабрийского яруса; *3* — неоген; *4* — палеоген (олигоцен, эоцен); *5* — мел; *6* — юра и триас; *7* — палеозой; *8* — зеленокаменные породы; *9* — современные вулканические породы; *10* — гранит; *11* — линия тектонических дислокаций; *12* — границы геологических районов; *13* — тектонические районы.

оставался неизменным или даже испытывал поднятие. Но как же объяснить в таком случае расположение островов и разделяющих их проливов?

В своих ранних работах автор уже показал, что в Албании синклинали выполнены непрерывной и согласно залегающей свитой тонких осадков, отложенных при постоянной или очень медленно изменяющейся глубине бассейна. Напротив, около шарниров антиклиналей мы обнаруживаем как многочисленные пробелы в толще отложений, указывающие на периодические отступления моря, так и отложения конгломератов и других грубообломочных осадков, указывающие на небольшое погружение. Автор пришел к выводу, что в течение всего складкообразования, в противоположность теории Грунда, антиклинали постоянно испытывали поднятие, а синклинали — понижались, короче говоря, складчатость носила непрерывный характер.

Складки, расположенные ближе всего к морю, испытывают это движение и по настоящее время. В пользу этого положения можно привести два доказательства. Во-первых, рассмотрение гидрографической сети говорит о том, что большая часть рек течет по синклинальным понижениям, но реки, вместо того чтобы выработать по обоим склонам своих долин симметричные террасы, свидетельствующие о последовательных стадиях врезания потока, образовали террасы только на северо-восточном склоне. Выходит, что реки как бы скользя по этому склону, перемещались вниз к оси синклинали. Некоторые реки лишь временно текут по синклинали, затем, прорезая коротким ущельем антиклиналь, проникают в следующую лежащую к юго-западу синклиналь. При сопоставлении современных карт с древними мы убеждаемся, что подобного рода перехваты существовали уже в период античной древности.

Во-вторых, археологические исследования в Албании, проводившиеся в районе древнего города Дирракиум (современный Дуррёс), подтвердили существование подобных перемещений [1]. Территория, которую занимал античный город, была значительно больше современной; она простиралась от антиклинальной возвышенности, опускающейся к морю крутым обрывом, до синклинали, занятой в настоящее время лагуной Кнета-Дюрсит (рис. 43).

На склоне внешней антиклинали, то есть в черте современного города, обнаруженный раскопками культурный слой времени древнего Рима нигде не превышает глубины двух метров. Напротив, вокруг лагуны, следовательно,

[1] Побережье Адриатики подробно изображено на листах № 31 и 33 Морского Атласа. — *Прим. ред.*

в районе синклинали, основания стен и неповрежденные мозаики находятся на глубинах до 6,1 *м*, то есть на 1,4 *м* ниже современного уровня моря. Об уплотнении в данном случае не может быть и речи, поскольку все сооружения покоятся на скалистом грунте.

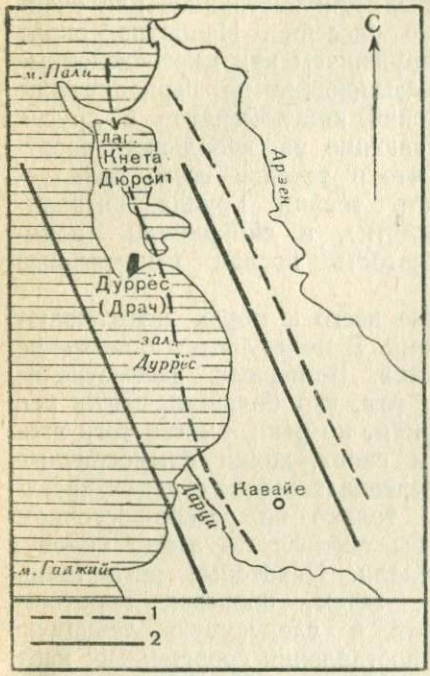


Рис. 43. Структура адриатических Динарид.
1—антиклиналь; *2*—синклиналь.

Устройство поверхности наводит на мысль, что антиклинальная возвышенность некогда должна была являться островом, присоединенным затем к суше двумя песчаными косами томболо. Но Прашникер показал, основываясь на «Tabula Peutingeriana», что лагуна во времена римлян была или значительно у́же, или вообще не существовала, а следовательно дно синклинали с тех пор опустилось. Сохранение уровня или даже поднятие антиклинальных хребтов с одновременным опусканием шарнира синклиналей может быть объяснено только сжатием складки.

Изучение землетрясений, нередко достигавших катастрофической силы, но неизменно распространявшихся только вдоль оси складок, также подтверждает эту теорию. Скутарийское землетрясение (1851 г.) ощущалось вдоль всего протяжения синклинали Мати (Ами Буэ). Три землетрясения 1920 г. в Лясковиках, Тепелени и Эльбасане, почти разрушившие эти города, в Корсе примерно в 100 *км* в глубь страны уже не ощущались. Катастрофическое действие землетрясения, разрушившего в XVII в. Разузу (Дубровник), также ограничилось пределами побережья.

Таким образом, по мнению автора, далматинские острова представляют собой вершины антиклиналей, постепенно выступающих из моря в результате продолжающегося и в настоящее время складкообразования. Проливы между цепью островов и берегом являются продолжающими опускаться синклиналями, а проливы между островами являются либо понижениями шарнира, либо сбросами.

Многочисленные факты говорят в пользу этой теории. Прежде всего размах высот на островах является функцией их площади. Самые мелкие острова имеют чрезвычайно правильную поверхность, напоминающую панцырь черепахи. Их поверхность лишь слегка корродирована, в то время как поверхность наиболее крупных островов сильно разработана речной эрозией и обнаруживает в профиле линию заостренных поднятий и вогнутых понижений.

Кроме того, перед передней цепью островов располагается прогиб несколько более глубокий, чем канал, лежащий с другой стороны острова, и более глубокий также, чем примыкающая область открытого моря. Этот прогиб является, таким образом, аналогом предгорной впадины или окраинного жолоба.

Наконец, на острове Хвар мы находим окаменелые дюны — остатки древнего пляжа, сложенного аркозовыми песками, по составу сходными с песками Кварнер, вызвавшими столько дискуссий. Этот песок мог быть перенесен только морскими течениями, так как прилегающие берега целиком сложены известняками.

Далматинские острова распадаются на две группы (см. рис. 42). На севере группа Кварнер образует выпуклую к морю дугу, видимо, сливающуюся с массивом Истрии. Это область поднятия и, одновременно, сжатия. Южная дуга, вогнутая в сторону моря, образует гирлянду, напоминающую половину веера. Дуга начинается от Рагузы, где она связана с материком, и расширяется на север в непосредственной близости к поперечной впадине, пересекающей дно Адриатики. Одна из дуг этого веера прижимается к берегу, образуя полуостров Стон (Саббиончелло). Место соприкосновения представляет собой узкое понижение, возделанное в настоящее время, — все, что осталось от бывшего здесь пролива. Автор обнаружил здесь следы, песчаного пляжа с многочисленными современными раковинами.

Рагузинская дуга примыкает к берегу у города того же названия. Пролив, существовавший здесь до большого землетрясения XVII в., в настоящее время представляет собой единственную ровную улицу города — Страдон; все остальные улицы города расположены в виде ступеней.

По всему видно, что с увеличением интенсивности складкообразования складки сначала сжимаются в монолитный пучок, а затем испытывают поднятие как одно целое. Опыты Виллиса показали, что при образовании складки последняя нарастает вплоть до слияния антиклинали и синклинали в единый жесткий блок. Мы уже встречались с аналогичным случаем при рассмотрении острова Паго (см. рис. 29).

Неоднократно описанное правильное чередование антиклиналей и синклиналей на побережье можно встретить только на

отдельных участках. В результате разломов и сдвигов складки могли в некоторых местах надвинуться одна на другую, образуя нечто вроде черепичной крыши. Во внутренней части горной системы могут образоваться настоящие шарьяжные покровы, осложненные в свою очередь смятиями. Краевые же части горных цепей часто заканчиваются зонами простых складок. Таким же образом и островные дуги, надвигаясь одна на другую, превращаются в массив суши, начиная с какой-либо определенной точки.

Первый переход от одного типа складок к другому в поперечном направлении происходит между уплотненной зоной надвинутых друг на друга складок района Рагузы и зоной простых складок Сплита, на широте Неретвы. Второй переход можно отметить между пучком островных дуг и областью побережья от Рагузы на севере, до Которы на юге. Структура определяется степенью сжатия и механическими свойствами дислоцированных пластов. При этом максимум дислокации и уплотнения соответствует максимуму поднятия (максимуму сжатия).

Страна, известная своим карстовым ландшафтом «польями» и подземной циркуляцией, прорезается также и глубокими каньонами рек, притекающих из Кроатии и Боснии, сложенных водопроницаемыми породами и прорывающихся к морю через известняковые области Далмации и Герцеговины. Наиболее известен каньон Неретвы. Но море глубоко проникало в нижнее течение многих других рек — Зермания, Крка и Омбла в Рагузе, а также в устье Которы. Эти затопленные морем устья имеют довольно необычный вид. В долину Крка море проникает по пересекающему антиклиналь глубокому ущелью Бабиграда. Попадая в область синклинали, море широко разливается образуя громадные озера, как, например, Новыградское «море».

Подобную же картину мы наблюдаем в устье Котора, где ингрессия моря проникает глубоко в горную область. Пересекая первую антиклиналь, море проникает в синклиналь, сложенную олигоценовыми мергелями — синклиналь Суторина, — где образовались пролив Камбур и озеро Шватски. Затем узким ущельем оно пересекает антиклиналь Вериж (Катен) и образует у подножья белой цепи Герцеговины и Черногорской Ловчены (1 752 *м*) внутреннее (синклинальное) озеро Которски. Ингрессия оказалась возможной только в результате очень сильного погружения оси складок, которым следовала древняя долина Котор.

Исследование внутренних областей Албании, проведенное автором шаг за шагом вплоть до Далмации, показало, что после достижения максимума складчатости, продолжавшиеся

орогенические движения привели к дислокации складок по линиям некоторых перпендикулярных линий разломов (в силу этих разломов складки переходят в осложненные сбросами флексуры). Эти дислокации в свою очередь привели к образованию шарьяжных покровов. Перемещение этих ставших уже жесткими и оторвавшихся от своих корней складок продолжается, пока действуют силы, вызвавшие орогенез. Но неизменно перед такой сильно дислоцированной жесткой зоной, простые складки вновь возникали за счет поверхности дна Адриатического моря. Эти складки, как это мы видим в Далмации, превращались в островные дуги, а при наличии особо обильных отложений терригенного материала, как, например, в Албании, образовывались удлиненные холмы, поднимающиеся над равниной толщей илистых отложений.

Разрез поперек цепи, называемой геологами Динаридами (цепь эта простирается от южных Альп к Эгейскому морю и дальше через цепи Тавра и Ирана к Гималаям и дугам Индонезии), показывает нам также серию больших складок, надвинутых одна на другую, и тем более древних, чем далее в глубь страны они расположены. Геологический анализ показал, что в основе каждой структурной единицы, за исключением жестких гранитных массивов, лежит простая система складок, состоящая из антиклиналей и синклиналей. Складки эти очень узки в случае деформации тонких или чередующихся пластов известняка и мергелей и, напротив, очень широки в случае деформации массивных толщ [1].

Когда складчатость доведена до конца, смятая толща превращается в жесткий блок, способный далее перемещаться только как одно целое. Однако надвиги продолжаются до тех пор, пока многочисленные излияния магматических пород по линиям разломов не заполнят трещины разрывов и не спаяют всю толщу. В эпоху, когда происходили надвиги албанских покровов зеленокаменных пород на олигоценовые толщи предгорий (миоцен), последние начали подвергаться смятию. Во внутренних областях эти толщи, однако, были уже настолько жестки, что могли испытать только вертикальные разломы, по которым начался подъем изверженных пород. Во впадинах, ставших в этот момент интраконтинентальными, возникли слабые ондуляции наиболее молодых отложений. По мере того как сбросовые дислокации и надвиги захватывали области все ближе и ближе расположенные к современному побережью Адриатического

[1] В результате первой складчатости, которую, вероятно, можно отнести к верхней юре или нижнему мелу, образовались лишь две мегаантиклинали с гранитным ядром — «пелагонийский» массив Монастыра и Родоп, разделенные мегасинклиналью Вардара.

моря[1], в тылу за ними образовывались все более жесткие массивы.

На примере Динарид мы видим, что со временем островные дуги под действием длительного сжатия могут превратиться в складчатые цепи, а затем в горные сооружения альпийского типа. Подобные превращения, однако, протекают на различных участках цепи не одновременно. На определенной стадии, например современной, от сжатой массы, подобной Гималаям, может отпочковаться несколько изолированных цепей (например, цепи Малайи), а от этих последних — цепь островных дуг.

Для того чтобы понять соотношения, которые могут существовать между цепями, подобными Динаридам, и массивными горными сооружениями, как, например, Анды или цепи Соединенных Штатов, следует вспомнить, что длина волны какой-либо складки (расстояние между гребнями двух последовательных антиклиналей) зависит от мощности каждого слагающего складку слоя и от механических свойств образующих ее пород, то есть от свойств, которые Арган обобщил под термином «сминаемость». Кроме того, длина волны складки зависит от суммарной мощности всей толщи, отделенной от субстрата, не подвергающегося смятию (по Буксторфу). (Комплекс толщи Юрских гор был оторван от субстрата на уровне верхнего триаса.)

Когда складчатость достигает зоны, сложенной массивными и не способными к кливажу породами (как, например, гранитами и другими изверженными породами), или же горных сооружений, спаянных обильными излияниями изверженных пород, дислокация приобретает характер складок очень большой длины волн (при этом абсолютная амплитуда складчатости определяется глубиной поверхности отрыва, то есть той глубиной, где толща пород становится более пластичной из-за возрастающей температуры), которые часто оказываются разбитыми большими вертикальными разломами. Таким образом объясняется образование таких массивов, как американские Кордильеры, и роль, которую играют в их генезисе разломы и вулканическая деятельность. Однако складки этих Кордильер (если не принимать во внимание их размер) мало чем отличаются от складок островных дуг или береговых цепей побережья Адриатики. Так же как и островные дуги, кордильеры неизменно сопровождаются лежащей перед ними предгорной впадиной — жолобом, находящимся в стадии опускания и являющимся наиболее моло-

[1] Антиклиналь Дурхе, четвертичные и современные дислокации которой мы описывали выше, представляет собой лоскут покрова понта (верхний миоцен), перекрывающий плиоценовые толщи.

дой областью складчатости. Размеры этого жолоба говорят нам о величине вызывающих складчатость сил значительно лучше, чем размеры континентального участка складчатой цепи.

На эту мысль наводит нас уже работа Аргана, опубликованная в 1916 г. «О дугах Восточных Альп». Дальнейшее развитие эта мысль получила в его работе по тектонике Азии. Исследуя такое сложное строение, как Альпы, на основе стратиграфических данных, Арган сумел восстановить шаг за шагом историю развития этой цепи. Так он пришел к начальной ее стадии, совпадающей со стадией образования островных дуг.

Исследование островных дуг представляет, таким образом, громадный интерес не только с точки зрения океанологии, но и для познания механизма образования горных цепей. Голландцы, в чьих владениях находятся наиболее крупные в мире островные дуги, опубликовали за последние годы ряд исследований по этому вопросу [1]. Экспедиции на «Сибога» (1899—1900) и на «Снеллиусе» (1929—1930), и подводное плавание Венинг-Мейнеса позволили нам вплотную и разносторонне познакомиться с этой областью. Американские исследования в Антиллах и работы японских исследователей по японским дугам, а также многочисленные данные немецких и американских промеров в Тихом океане позволяют нам обобщить результаты голландских исследований на все тихоокеанские островные дуги.

Смещение тихоокеанских островных дуг. Их преобразование в складчатые цепи. Особый интерес проведенным работам придает разнообразие использованных при исследовании технических средств, в результате которых полученные разными методами данные могли быть полностью использованы. Высказываемые в настоящее время теории основываются на наблюдениях морфологических, стратиграфических, тектонических, вулканологических, сейсмометрических, гравиметрических и магнитометрических, что придает им большую степень достоверности.

Какова бы ни была сложность строения деталей островных дуг и слагающих их современных или древних осадков или излившихся пород, можно думать, что все они еще подвергаются дислокации и смещениям. Броуэр назвал их «подвижными геоантиклиналями» [2]. Внешний склон островов, обращенный

[1] Например книга Венинг-Мейнеса «Гравиметрические наблюдения на море», изданная в 1940 г. на русском языке Геодезиздатом. К ней приложены геологические статьи, написанные Умбгровом и Кюененом о строении Зондского архипелага и рельефе морского дна. — *Прим. ред.*

[2] Согласно данным морских исследований Венинг-Мейнеса и работам Умбгрова, геоантиклиналью является только внутренняя дуга (см. ниже). Происхождение внешней дуги совершенно иное.

к открытому океану, обычно крут и лишь слабо срезан узкой прибрежной террасой. Этот склон продолжается под уровнем моря в виде внутреннего склона «окраинного жолоба», расположенного параллельно дуге и обычно очень узкого. Глубины в этом жолобе, как правило, значительно превышают глубины прилегающих частей открытого океана. Склон, обращенный к внутреннему морю (в сторону материка), значительно менее

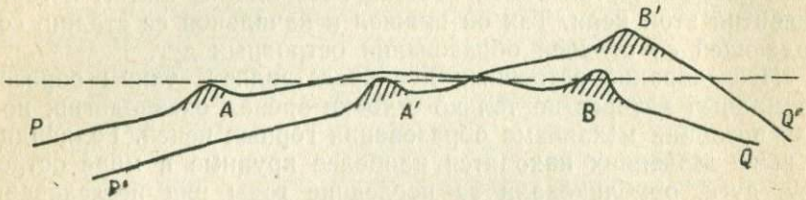


Рис. 44. Деформация кораллового рифа (по Броуэру).

AB—древний береговой риф; *A*—погруженный риф (внутренний); *B*—поднятый риф (внешний); *PQ*—положение поверхности земной коры до деформации; *P'Q'*—положение после деформации.

крут. Этот склон переходит или непосредственно в материковую платформу, как в случае Зондских дуг, расположенных ближе к материку, или же с возрастающим уклоном в передовой жолоб дуги, лежащей во внутренней зоне системы.

Не все островные дуги подняты над поверхностью моря. Некоторые из них, как, например, вал между двумя жолобами Явы, описанный уже в 1899 г. Зупаном, остаются полностью подводными, другие же, напротив, находятся в стадии поднятия. Чаще всего острова представляют собой лишь наиболее повышенные участки дуг. Таковы примеры островной группы Сималор — Ниас — Энгано, в Индонезии остров Тимор, а в северной части Тихого океана — Алеутские и Марианские острова. В других случаях, как, например, в случае островной дуги Ява — Суматра — Сумбава — Флорес — Ветар (рис. 45), острова отделены один от другого разломами, обособляющими их как в морфологическом, так и в механическом отношении. Островные дуги, особенно в Тихом океане, если они действительно подчиняются предложенной нами схеме, вероятно, не обладали первоначально дугообразными очертаниями в виде фестонов, как это представляют себе многие авторы. Форму дуги эти структуры приобрели лишь впоследствии, в результате раздробления их поперечными разломами, нарушившими единство существовавших здесь более крупных элементов. Дуга может состоять либо из группы островов, либо из одного-единственного острова, как в случае Хондо. Если оконечность какой-либо дуги остается

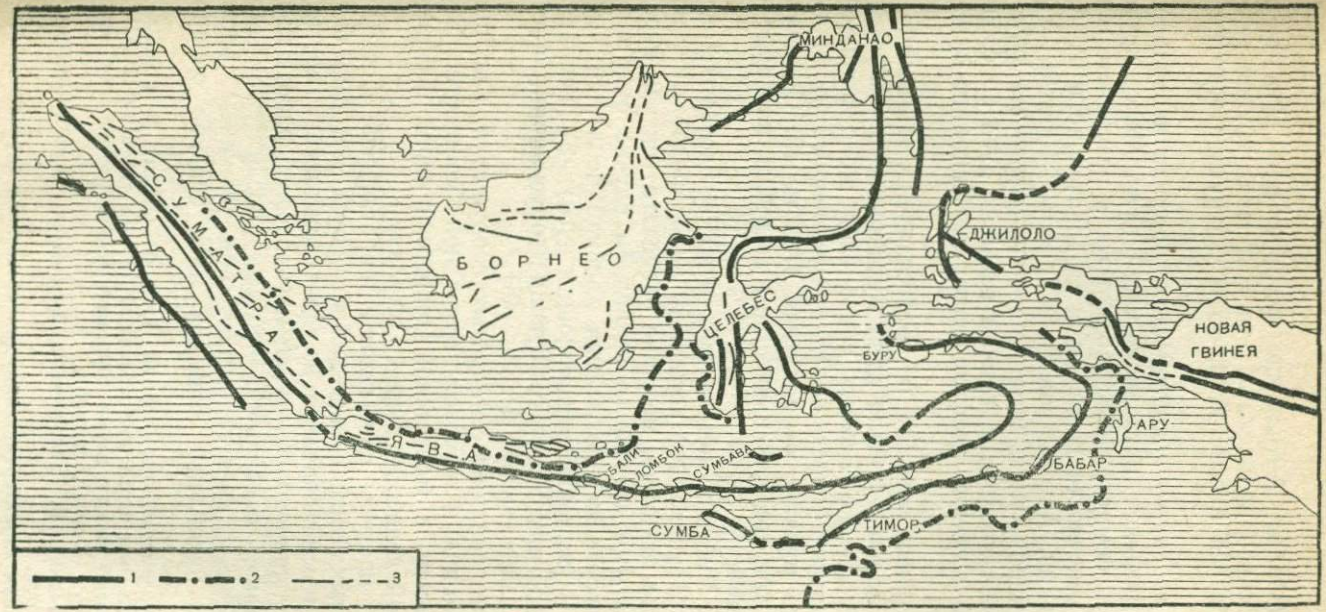


Рис. 45. Индонезийские островные дуги (по Броуэру).

1—оси подвижных геоантиклиналей; *2*—границы устойчивых областей; *3*—альпийские складки.

свободной (Малые Антильские острова или дуги восточной части Малайского архипелага), то островная группа может не только изгибаться в виде дуги, но и «закручиваться» на своем конце.

На этих изогнутых оконечностях профиль несколько отличается от профилей остальной части дуги. Менее крутой, он кажется здесь симметричным, возможно, в результате ослабления на его оконечности давления, а следовательно, и из-за меньшей деформации. Авторы новейших работ — Кюенен, Умбгров и Венинг-Мейнес — указывают на то, что островные дуги Индонезии являются двойными, причем внешняя дуга по своим геологическим и особенно геофизическим особенностям отличается от внутренней.

Глубоководные жолобы и геосинклинали. Название «глубоководные жолобы» [1] было дано Зупаном внешним прогибам. Зюсс в своем «Лике Земли» сравнивает их с понижениями, *располагающимися* перед складчатыми цепями и происходящими, по его мнению, от давления этих цепей. Он дает этим понижениям так же, как и внешним жолобам, название «предгорных впадин».

Кюенен и Умбгров независимо один от другого (рис. 46) показали, что существует несколько типов подобных прогибов: 1) «окраинные жолобы», могущие располагаться как перед, так и за складчатыми дугами (в последнем случае они могут являться «предгорными впадинами» двойной цепи), 2) «межгорные жолобы» (жолобы, разделяющие дуги), 3) неправильные внутренние прогибы, соответствующие опусканиям, возникающим после складчатости (см. рис. 46). [2]

Предгорные впадины складчатых сооружений, как правило, заполнены толщами осадков громадной мощности. Это мы видим, например, в молассовой депрессии перед Альпами или в Сиваликской депрессии перед Гималаями.

Подобные прогибы напоминают теоретические формы крупных складчатых образований земной коры, которые были названы Дэна геосинклиналями и где зарождались горные цепи. Согласно Огу, широко пользующемуся в своей работе понятием «геосинклинали», основными чертами последней являются: 1) способность к переуглублению под влиянием орогенических сил [3] 2) накопление больших масс осадков однородного

[1] Вегенер указывает, что термин «жолоб» (sillon) в данном случае предпочтительнее, чем часто употребляемый термин «грабен» (fossé), указывающий на прогиб между двумя сбросами. Валло употребляет выражение «ложбина» (ravin) — овраг, рытвина.

[2] Для последних В. Белоусовым предложен термин «овалы оседания». — *Прим. ред.*

[3] Этот признак характерен также для «бассейнов опускания» (см. выше, стр. 88).

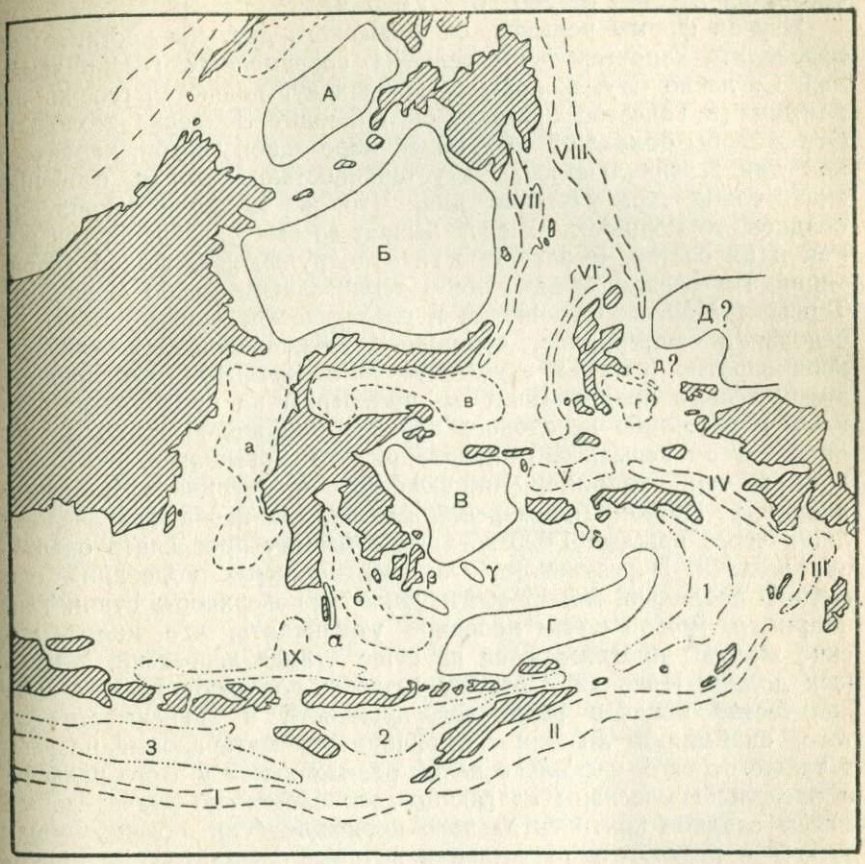


Рис. 46. Типы подводных бассейнов и впадин Индонезии (по книге Умбгрова «Пульс Земли»).

I—IX—окраинные жолоба; *1—3*—жолоба межгорного типа; *А—Д*—впадины и провалы; *а—д*—сбросовые бассейны; *I*—Явский жолоб; *II—VII*—жолоба Тимор-Серам-Молукские; *VIII*—жолоб Минданао; *IX*—жолоб моря Флорес; *1*—котловина Вебера; *2*—море Саву; *3*—жолоб Ява-Ментавей; *А*—море Сулу; *Б*—Целебесское море; *В—Г*—бассейны моря Банда; *а*—Макассарский пролив; *б*—залив Бонин; *с*— залив Томини; α,β,γ,σ—мелкие депрессии.

фациального состава и обычно относящихся к батиальным отложениям (то есть, согласно представлениям Ога, откладывающимся на глубине от 200 до —1 000 *м*).

Изучая формы рельефа океанического дна, мы постараемся определить характер форм рельефа современных геосинклиналей. Согласно Огу, жолобы островных дуг являются геосинклиналями (в качестве примера он приводит Зондские жолобы). Эти жолобы обладают по крайней мере одной чертой, характерной для геосинклиналей, — неустойчивостью, которая особенно значительна для участков дна. Что же касается накопления осадков, то мощность их слоя бывает весьма различной, так же, как и их состав. В зависимости от окружающей жолоб территории эти осадки бывают либо терригенными, либо морскими. Терсье («Морские отложения и геологические свиты», 1939) на основании материалов, собранных экспедицией «Снеллиуса», неоднократно отмечал эту особенность жолобов, но причина этому весьма проста. Если мы посмотрим на продольный профиль какого-либо передового прогиба или жолоба, то мы увидим, что он испытывает колебания, то повышаясь, то понижаясь; так, например, происходит с Курильско-Японским жолобом. Поэтому на морских картах, где изобаты проведены лишь через каждые 1 000 *м*, трудно бывает проследить очертания жолоба. В результате этих вертикальных колебаний оси жолоба последний может выйти даже на поверхность суши. Так, например, можно почти наверное утверждать, что индонезийские жолобы продолжаются на суше в виде депрессий, подобных долине Иравади. Поэтому жолобы получают то или иное количество осадков различной крупности в зависимости от того, окаймляют ли они островной или материковый рельеф, а также от того, насколько велик размах высот у этого рельефа и насколько массивны слагающие его элементы. Значительные массы осадков континентального происхождения обычно образуются в результате разрушения крупных элементов материкового рельефа. Положение Холла, что геосинклинали опускаются под тяжестью заполняющих их масс отложений, применимо, если жолобы являются геосинклиналями только к некоторым из них и то на отдельных участках. Теория изостазии, при отсутствии каких-либо иных сил, кроме силы тяжести, также не допускает длительного опускания без компенсирующего движения противоположного направления.

Единственная теория, объясняющая все особенности строения, это теория, связывающая происхождение жолобов и впадин со складчатыми дислокациями земной коры. Остается, однако, неясным, какая же часть земной коры является в данном движении активной — островные дуги или океаническое дно? По Зюссу, активной частью являются островные дуги или

складчатая цепь, откуда и название «предгорная впадина». С точки зрения механики невозможно решить вопрос — какая часть складки при образовании ее является активной, а какая пассивной.

Токуда получил фестончатые гирлянды, аналогичные Зондским островам, с помощью весьма простого опыта. Он использовал давление пальца на бумажную массу, прикрытую листом шелковой бумаги и помещенную в тарелку. Однако результат получился бы тот же и в случае, если палец экспериментатора был бы не действующей силой, а сопротивляющейся. Хоббс предложил для объяснения образования островных дуг механизм по своему характеру противоположный механизму гипотезы Зюсса — по его мнению, активная сила действует со стороны океана. Похоже, что история образования не только островных дуг, но и складчатых горных сооружений говорит скорее в пользу последней гипотезы. Например в Индонезийском архипелаге внутренние дуги приподняты значительно выше, чем внешние. Кроме того, они обладают значительно более расчлененной поверхностью, что говорит о более длительной работе эрозии. Внешние же дуги нередко частично погружены под уровень моря, например, дуга Бали-Ниас-Энгано, расположенная перед большой дугой острова Ява и Суматра.

Внутренние дуги также часто бывают разбиты поперечными сбросами. В результате возникают глубокие проходы (проливы) значительно больших размеров и глубин, чем на внешних дугах, например Макассарский пролив. Суша, образующая внутреннюю зону островных дуг, имеет еще более сложное строение. Округлые или поперечные понижения, разломы различных направлений, как, например, разломы Целебеса, обусловливающие его звездообразную форму, здесь еще более распространены, чем на внутренних дугах. Острова, образовавшиеся в результате поднятия [1], как, например, Борнео, уже больше не обладают дугообразными или вытянутыми очертаниями.

В тех случаях, когда островные дуги сложены осадочными породами, последние, повидимому, древнее в наиболее внутренних частях дуг. В Индонезии внешняя дуга сложена в основном третичными породами, в то время как дуга Ява — Суматра слагается уже в основном мезозойскими породами, а Зондская платформа (по Терсье) сложена главным образом гранитами.

Это деление на внутренние и внешние дуги весьма существенно, особенно при сопоставлении с простыми дугами, как, например, дуга Бонин — Марианская. Работы голландских

[1] В отличие от складчатости. — *Прим. ред.*

исследователей Кюенена, Венинг-Мейнеса и Умбгрова показали, что внешние и внутренние дуги глубоко различны также и с точки зрения своих геофизических особенностей и прежде всего в своих вулканических проявлениях.

Вулканизм островных дуг. Простые дуги (Бонинская, Марианская) (см. рис. 41) и Алеутские острова являются вулканическими образованиями. Излившиеся изверженные породы, соответствующие фазам сжатия (часто андезиты и эксплозивы), отделяются друг от друга пелагическими отложениями.

В двойных дугах (Зондские и Антильские острова) только внутренняя дуга несет на себе вулканы и при том в своей тыловой части (рис. 47). На внешней дуге также имеется значительное число выходов изверженных пород, но это неизменно очень темные, основные породы (перидотиты и серпентиниты).

Районами проявлений вулканизма являются обычно участки разломов или изгибов дуг (Кракатоа).

Распределение землетрясений (рис. 48 и 49). Можно различать три зоны землетрясений:

1. Поверхностные землетрясения (называемые также тектоническими), очаг которых находится в толще земной коры на глубине не более 60 *км* (нижний предел коры, или горизонт «разрывности Мохоровичека»). Эпицентры этих землетрясений (то есть точка пересечения вертикали, проведенной из очага землетрясения (гипоцентра) с земной поверхностью) располагаются на внутреннем склоне окраинных жолобов.

2. Землетрясения средней глубины (с очагами, располагающимися на глубинах от 60 до 250 *км*) соответствуют обычно внутренним дугам или участкам загибов дуг.

3. Глубокофокусные землетрясения (от 250 до 700 *км*), лишь недавно обнаруженные. Эти землетрясения известны только на азиатском побережье Тихого океана и во внутренней зоне средней части Андских гор.

Асимметричность проявления и распределения этих землетрясений указывает, что их нельзя объяснять какими-либо точечными причинами, как, например, взрывы, цепные ядерные реакции и т. п., но следует отнести за счет разрывов сплошности. Однако разрывы на этой глубине проходят, очевидно, в среде достаточно жидкой, чтобы в ней могли возникать магматические течения (благодаря тепловой конвекции и в результате восстановления изостатического равновесия, о чем речь будет идти ниже).

Отражение движений островных дуг на коралловых рифах. Реальность движений островных дуг можно обнаружить, как показал Броуэр, изучением коралловых рифов. Как известно, рифообразующие кораллы могут существовать только под поверхностью воды, но не глубже определенного предела.

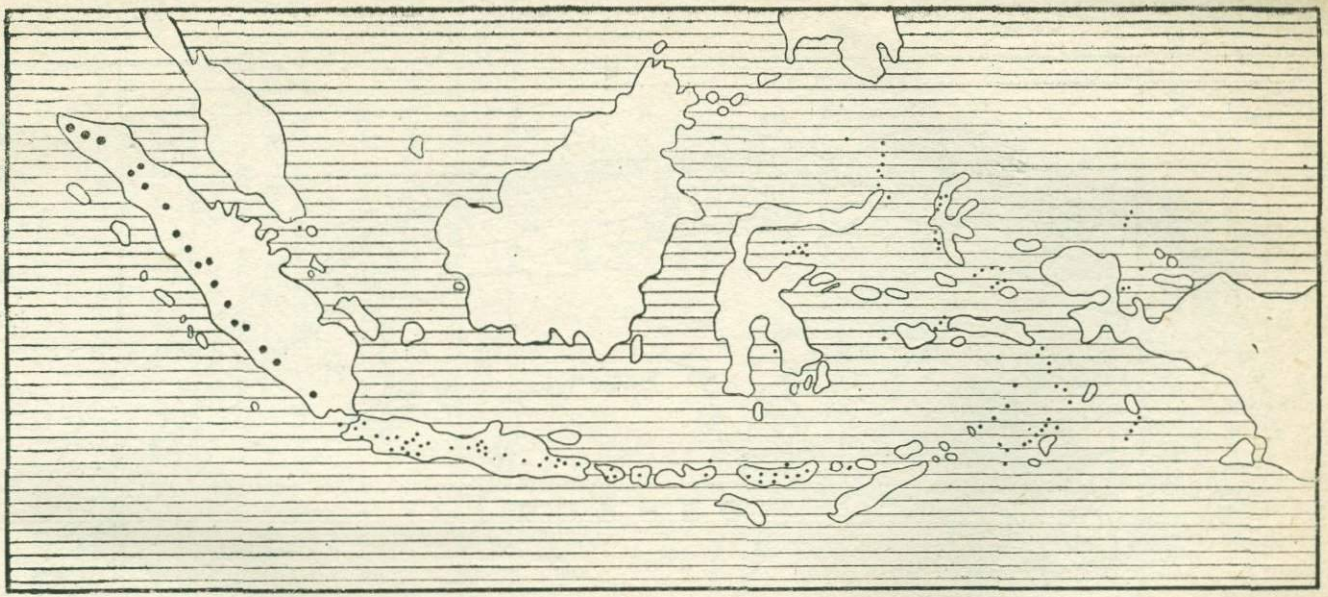


Рис. 47. Распределение действующих вулканов в Индонезии (по книге Умбгрова «Пульс Земли»).

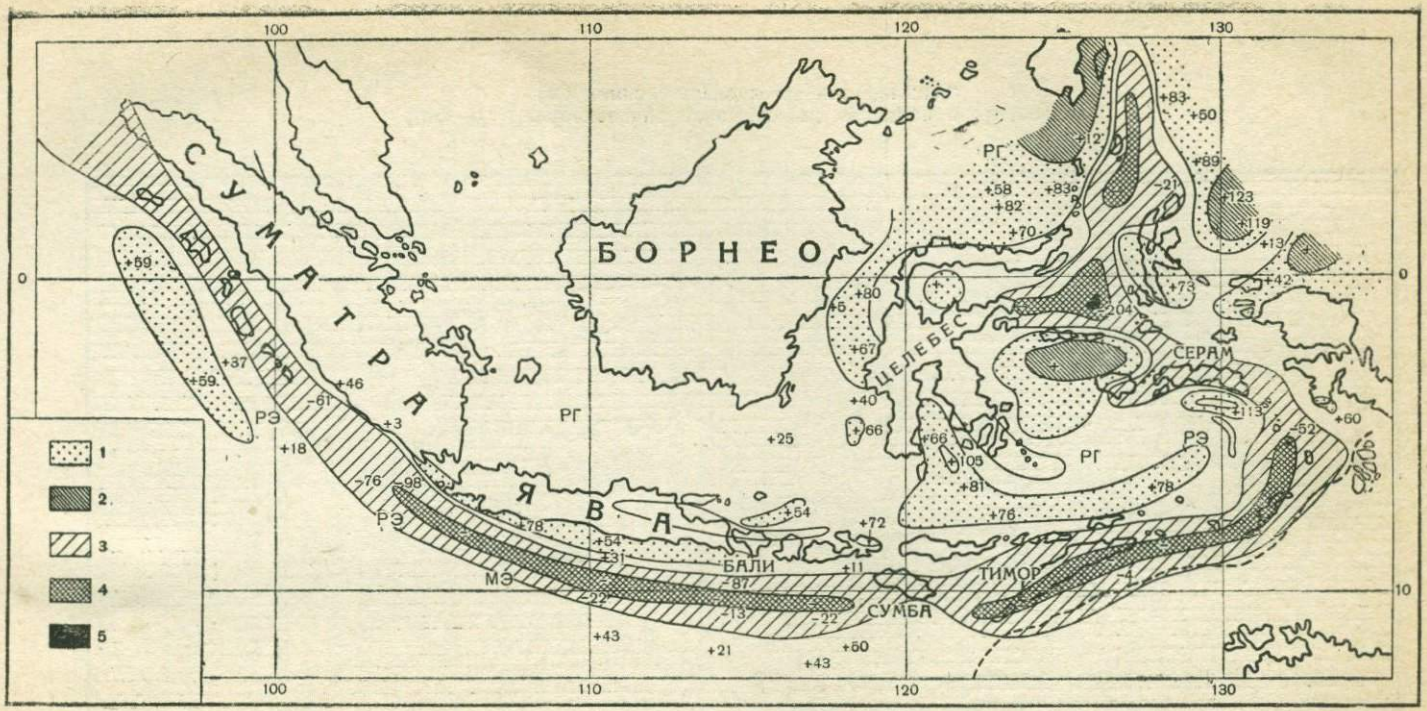


Рис. 48. Аномалии силы тяжести в Индонезии (по Венинг-Мейнесу).

1—области положительных аномалий до 100 *мгл*; *2*—области положительных аномалий более 100 *мгл*; *3*—области отрицательных аномалий до 100 *мгл*; *4*—области отрицательных аномалий более 100 *мгл*; *5*—максимальные отрицательные аномалии свыше 200 *мгл*; *РГ*—район глубокофокусных землетрясений; *РЭ*—район эпицентров крупных землетрясений; *МЭ*—многочисленные эпицентры средней интенсивности.

Во всей области островных дуг Индийского и Тихого океанов берега, на которых отсутствует значительный вынос илистого материала с суши, окаймлены бахромой коралловых рифов. Если в настоящее время приподнять основание, на котором

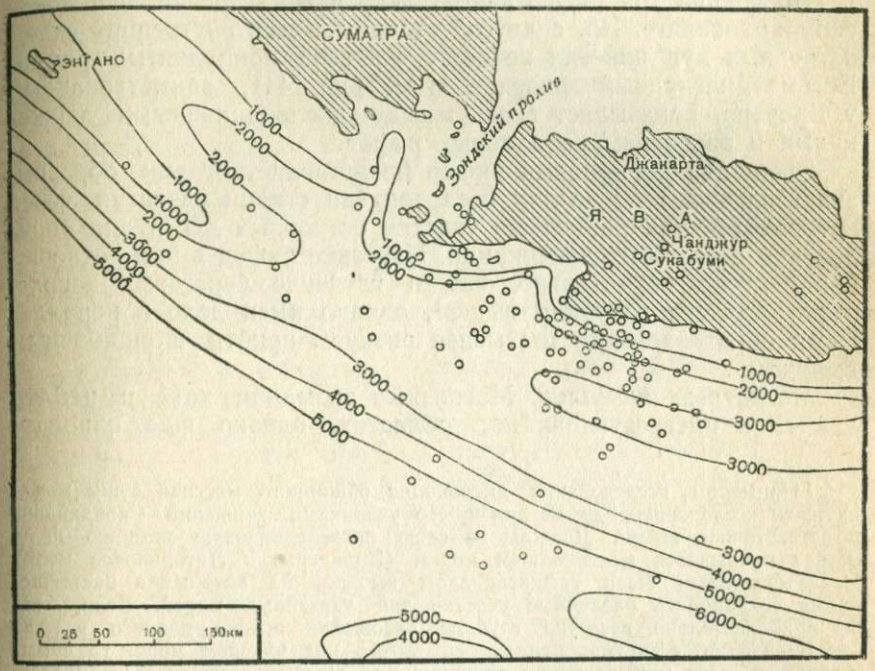


Рис. 49. Расположение эпицентров в районе Явы и к югу от Суматры (по Броуэру).

Кружком показаны эпицентры. Изобаты даны в метрах.

укреплен риф, то кораллы погибнут немедленно после их поднятия над уровнем воды. Поэтому коралловые рифы выступают над поверхностью моря, являясь свидетелями древнего уровня, так же, как, например, вышеописанные береговые террасы на склонах Анд. Большие скопления рифов указывают на период остановки в движении или, по крайней мере, на замедление. Поднятые над уровнем моря отмершие коралловые рифы чрезвычайно многочисленны на внешних склонах островов, что свидетельствует об активном их поднятии с этой стороны. Если же поверхность, на которой укреплены коралловые рифы, начинает опускаться, то кораллы остаются у поверхности моря благодаря интенсивному росту колонии в высоту. В случае если

погружение захватывает часть острова, лежащую сзади рифа, последний оказывается изолированным от побережья и из «окаймляющего рифа» превращается в «барьерный риф». Такой процесс мы можем наблюдать у северо-восточных берегов Австралии, в районе прохождения континентальной флексуры.

Последний тип рифов значительно реже встречается в Зондском архипелаге. Но, с другой стороны, здесь внутренний склон островных дуг никогда не несет на себе приподнятых рифов. Весьма наглядный рисунок (см. рис. 44), заимствованный у Броуэра, показывает связь между дислокационными движениями и развитием коралловых рифов.

Эволюция коралловых рифов представляет, таким образом, значительный интерес для исследования стадии развития, через которые прошли различные участки островных дуг и для определения степени их дислокации. Изучение рифов в этом отношении так же поучительно, как и изучение береговых террас, о которых мы говорили выше[1], однако имея дело с коралловыми образованиями, мы менее рискуем прийти к ошибочным выводам.

Магнитные аномалии. Магнитные аномалии хотя и наблюдаются в интересующих нас областях, однако еще слишком

---

[1] Примером исследования дислокации обширного массива суши может служить исследование де Геером и его учениками движений Скандинавии в четвертичное время. Дважды за свою послеледниковую историю полуостров покрывался мелководным морем (Йольдиево и Литориновое моря). Исследователями были зафиксированы высоты, на которых в настоящее время сохранились различные участки дна указанных морей. Если, хотя бы приблизительно, известна глубина отложения осадка данного участка „p“ и если „h“ есть современная высота его над уровнем моря, то сумма $a = h + p$ даст нам величину поднятия или опускания участка (если величина окажется отрицательной). Путем интерполяции между отдельными участками можно провести кривые равной величины поднятий (рис. 50), изобазы, которые дадут нам геометрическое изображение деформации данного массива в целом. Характер этих кривых оказывается очень близким к характеру изогипс современного рельефа Скандии, что указывает на «вздутие» полуострова как единого целого, вызвавшее отступление моря. Одновременно шло углубление моря. Обычно принято приписывать это «вздутие» восстановлению изостатического равновесия после таяния льдов последнего оледенения, так же, как трансгрессию, следующую немедленно за периодом оледенения, принято связывать с давлением тяжести ледникового покрова. Подобные объяснения очень далеки от истины.

Таким путем, если только возможно установить глубины отложения изучаемых осадков, можно исследовать движения любого массива, обладающего покровом неоднородных отложений. Классический пример такого исследования был дан Фабром для покровов пермо-триаса Севенн, дислоцированнах альпийскими движениями. Аналогичным методом, с помощью исследования пляжей или дюн отступающего моря, автор воспользовался при изучении четвертичных движений марокканского побережья. Прюво применил данный метод для измерения величины погружения впадин с подвижным дном.

мало изучены, чтобы мы могли их использовать в нашем исследовании.

Аномалии силы тяжести в зоне островных дуг. Наконец, последним видом исследований являются исследования аномалий силы тяжести. Известно, что если вычислить величину ускорения тяжести в предположении равномерного распределения плотности по вертикали (полагая Землю эллипсоидом вращения) и сравнить результат с данными маятниковых измерений, приведенными к уровню моря и исправленными с учетом влияния рельефа, то мы можем получить некоторое расхождение. Это расхождение положительно (разность измеренной и вычисленной величины больше нуля, то есть мы получим избыток массы) в срединных зонах океана и на некоторых побережьях и отрицательно (дефицит массы) в горных областях и особенно в районах жолобов (предгорных и межгорных впадин).

Для объяснения существования этих аномалий были предложены две теории. Первая, принадлежащая Пратту, предполагает, что горам соответствует растяжение земной коры, а прогибам, напротив, — сжатие. Согласно другой теории, выдвинутой Эри, предполагается, что как выступы горных цепей, так и сами материки слагаются более легким веществом, как бы плавающим в более плотной очень вязкой жидкости иного состава. При этом материки погружены на некоторую глубину, вытесняя определенный объем этой «жидкости», необходимый соответственно разности их плотностей для плавания на поверхности. Эта гипотеза была положена Альфредом Вегенером в основу его теории перемещения материков, причем в материале материков и «жидкости», в которой они плавают, он считает возможным видеть два основных класса горных пород, определенные еще Зюссом, — «сиаль» (плотность 2, 7), состоящий в основном из гранитов, и «сима» (плотность 3) с составом, близким к базальту или дуниту [1]. Предполагая, что состоящие из сиаля материки плавают в массе симы, подчиняясь закону Архимеда, мы должны признать, что при облегчении материков в результате действия эрозии или, напротив, при увеличении нагрузки на них они должны будут немедленно реагировать всплыванием или бо́льшим погружением в толщу симы.

Так выглядела в изложении Вегенера гипотеза изостазии Хейфорда, которую последний сформулировал иначе, без объяснения ее механизма. Согласно Хейфорду, земную кору выше

[1] Слово «сиаль» является сокращением слов «силикаты алюминия» (щелочные и щелочно-земельные алюмосиликаты составляют основную часть гранитов). Аналогично «сима» обозначает силикаты магния и железа, преобладающие в составе более тяжелых пород — габбро и базальтов.

некоторой эллипсоидальной поверхности, которую можно назвать поверхностью компенсации (поверхность изостазии. — *Ред.*) и ниже которой распределение масс становится равномерным.

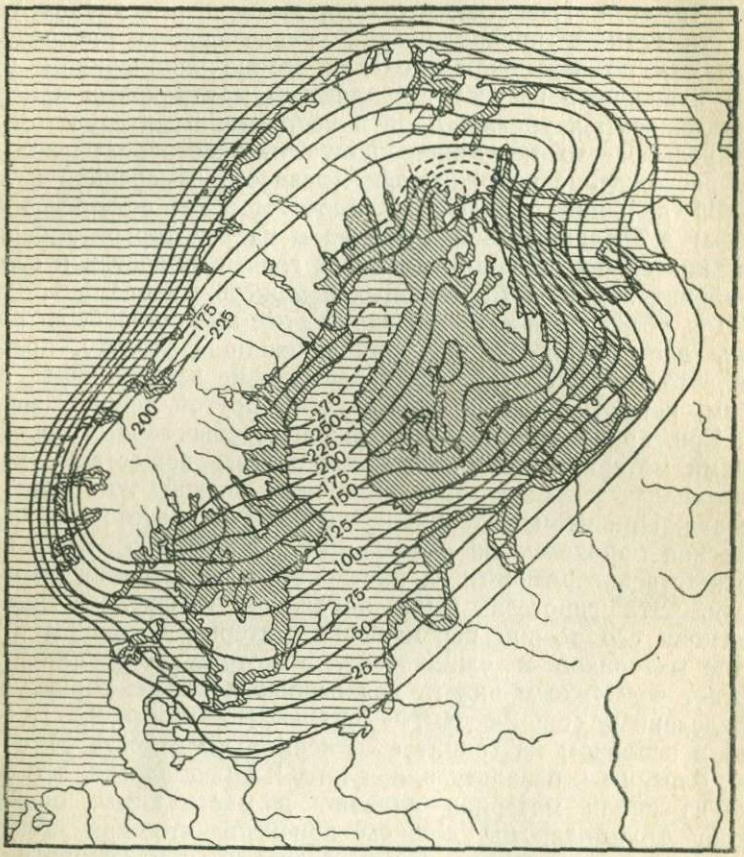


Рис. 50. Изобазы (линии равных вертикальных движений) Йольдиева моря (по Райту).

можно рассматривать как бы состоящей из большого числа элементарных пирамид одинаковой массы, или, вернее, стремящихся к тому, чтобы иметь одинаковую массу независимо от того, находятся ли они в Гималаях или на дне Тихого океана.

При такой схеме, если представить себе материк выравненным до уровня моря (с учетом поправок на влияние рельефа),

мы получим карту распределения масс, где горы, от которых останутся только их основания, будут отмечены дефицитом массы, в то время как зонам малых высот будут соответствовать величины тяжести лишь немного ниже нормальных. Что же касается дна океанов, то для достижения изостазии, при необходимости компенсации недостатка нагрузки слоя воды сравнительно с нагрузкой пород на материках (средняя мощность слоя воды океана равна 3 000 *м*), нужно предположить, что океаническое дно сложено более тяжелыми породами, чем цоколь материков. Дэли, кроме того, указывает, что если бы дело обстояло иначе, то вследствие притяжения воды океанов континентами поверхность океанов должна была бы резко отличаться от эллипсоида вращения. В действительности все тихоокеанские острова сложены тяжелыми изверженными породами типа базальтов. Все подводные возвышенности Тихого океана, как показал Венинг-Мейнес, характеризуются положительной аномалией силы тяжести, и можно думать, что их состав вполне аналогичен составу пород островов, вышедших на поверхность.

Данные исследований аномалии силы тяжести в Тихом океане были проверены изучением распространения поверхностных волн землетрясений. Таким образом, можно предполагать, что все дно Тихого океана сложено симатическими породами. Ниже мы увидим, что для Атлантического океана результаты получаются несколько отличными.

Изостатическая поверхность, по данным разных авторов, располагается на глубине от 100 до 120 *км*. Если же принять гипотезу Эри менее спорную с точки зрения геологов, чем гипотеза Пратта, то уровень этой поверхности, по расчетам Вегенера, залегает на глубине 60 *км*, что замечательно совпадает с глубиной поверхности однородности Мохоровичека, определенной им на основании исследования условий рефракции сейсмических волн.

Со времени работ Хейфорда геодезисты ввели в свои работы по изучению аномалий силы тяжести третью поправку — на изостазию. Изостазия предполагается достигнутой на станции, где производится измерение. Затем проводится сравнение полученных результатов с ожидаемыми величинами изостазии на других станциях. Таким путем финский геодезист Хейсканен составил карту (рис. 51) отклонений силы тяжести с поправкой на изостазию. На этой карте горные цепи, как, например, Альпы, не выделяются на фоне остальной части материка. В свою очередь на поверхности материков небольшие отрицательные аномалии обнаруживаются только в «бассейнах» (в Парижском бассейне — $22 \cdot 10^{-3}$ *см* в сек.). Напротив, вулканические области отмечаются положительными аномалиями (Центральный массив, Анатолия). Постоянная отрицательная

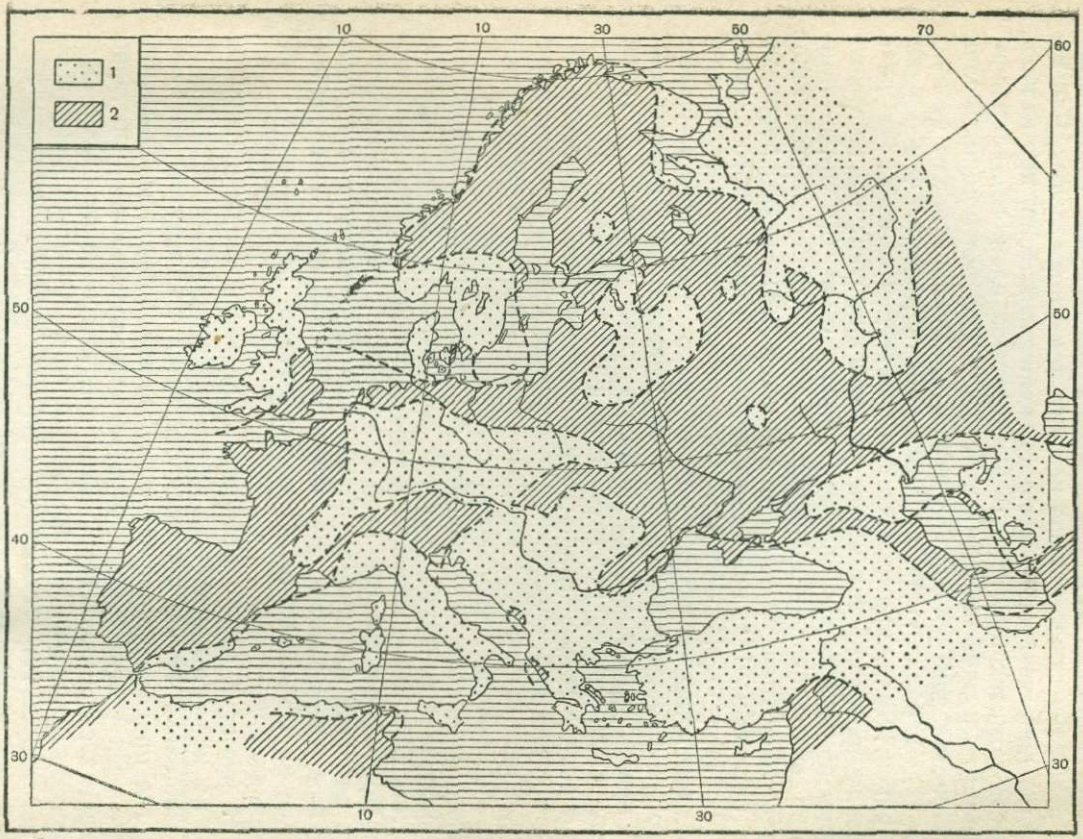


Рис. 51. Карта распределения аномалий силы тяжести после изостатической редукции (по Коссмату).
1— положительные аномалии; *2*—отрицательные аномалии.

аномалия характерна для предгорных впадин, как, например, для плиоценового жолоба, прикарпатской впадины, жолоба Евфрата (см. рис. 51).

Особый интерес подобные измерения представляют, понятно, для районов горообразования, как, например, островных дуг Антилл или Тихого и Индийского океанов. Такие измерения были проведены Венинг-Мейнесом. Проблема измерения силы тяжести в открытом море достаточно сложна. Применяемый для этой цели на суше маятник бесполезен на борту судна из-за чрезвычайно сложных движений, вызываемых бортовой

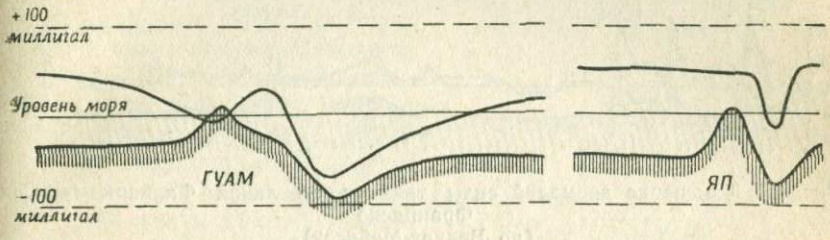


Рис. 52. Гравиометрические профили через остров Гуам и жолоб Неро (слева) и через остров Яп и жолоб Яп (справа) (по Венинг-Мейнесу).

и килевой качкой [1]. Геккером был использован вместо метода маятника метод Мона, заключающийся в сравнении показаний ртутного барометра (высота столба которого является функцией веса ртути и позволяет таким образом определить ускорение тяжести) с показаниями гипсотермометра, зависящими только от атмосферного давления. Однако точность этого метода оказалась недостаточной. Венинг-Мейнес, пользуясь горизонтальным маятником, производил все свои наблюдения на подводной лодке, предоставленной ему голландским правительством. Особый интерес для нас представляют результаты, полученные им во время его кругосветного плавания при пересечении Тихого океана между Филиппинами и Сан-Франциско. На этом профиле, пересекающем три глубоководных жолоба — Филиппинский, острова Яп и острова Гуам (рис. 52) и Гавайские острова, можно видеть, что кривая аномалии силы тяжести до ее исправления на изостазию идет почти совершенно параллельно кривой поверхности дна (рис. 53). Все подводные поднятия или островные дуги отмечаются очень значительными

[1] Советскими учеными разработан и применяется в морских экспедициях трехмаятниковый прибор, которым можно определять силу тяжести на корабле во время качки. — *Прим. ред.*

избытками массы, которые не могут быть приписаны влиянию соседних участков океанического дна.

Простые дуги — аванпосты материков по отношению к океану — не имеют признаков отрыва от континента. Несмотря на наличие покрова осадочных пород (который в ряде случаев, как, например, на Алеутских островах, может и совершенно отсутствовать) они сложены тяжелыми породами океанического типа и ведут себя совершенно аналогично цепи Гавайских островов, сложенных исключительно базальтом. Эти данные полностью противоречат предположениям Вегенера, который

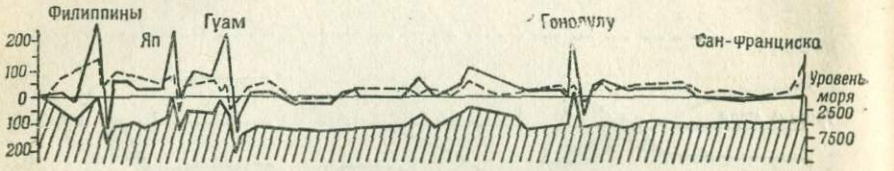


Рис. 53. Изменение аномалий силы тяжести по линии Филиппины — Сан-Франциско (по Венинг-Мейнесу).

На рисунке сплошной линией показан ход изменения аномалии после введения поправки Буге; прерывистой линией—ход кривой изменения аномалии после введения поправки на изостазию; аномалии (левая шкала) показаны положительные—выше линии нуля; отрицательные—ниже линии нуля. Заштриховано дно океана (глубины в метрах даны на правой шкале).

считал, что островные дуги являются частицами сиаля, застрявшими в массе застывшей симы и оторвавшимися от азиатского материка при его движении на запад (рис. 54). Единственный способ объяснить строение этих антиклиналей, это предположить в них существование ядра из тяжелых пород [1].

[1] Автор описал в Марокканском Атласе антиклинальные складки с ядром из базальта и габбро. Но их механизм образования, видимо, следующий. При смятии пачки пластов их толща отрывается от подстилающего цоколя. В данном случае такой цоколь был сложен уже смятыми до отказа палеозойскими метаморфическими породами и гранитами и не мог образовать складки той же длины волны, что перекрывающие его пласты. В результате деформированная в виде свода пачка пластов несет на себе всю нагрузку, а между нею и цоколем образуется зона пониженного давления. В эту зону могло происходить излияние магмы через трещины цоколя, и таким образом антиклиналь оказалась заполненной магматическими породами. Именно таким путем можно пытаться объяснить происхождение лакколитов с бо́льшей вероятностью, чем приписывать их только действию давления магмы, якобы преодолевающему тяжесть всех вышележащих пластов. Но какие же пласты могли быть смяты в складки на дне Тихого океана, если мы предполагаем, что само это дно состоит, как мы увидим ниже, из кристаллических тяжелых пород (перидотитов или базальтов), лежащих на вязкой оболочке? Возможно, что сам этот покров способен деформироваться и образовывать таким путем основу островных гирлянд. В таком случае приходится искать причины тех тангенциальных давлений, которые могли вызвать эти дислокации.

Окраинные жолобы на том же разрезе дают значительные отрицательные аномалии силы тяжести как для тихоокеанских островных дуг, так и для островов открытого океана. Эти аномалии не могут быть объяснены наличием легких осадков, так как наиболее резко аномалия выражена на острове Гуам, где терригенные отложения ничтожны. Таким образом, происхождение этих аномалий можно связать только с прогибами океанического дна под действием тангенциального давления, продолжающегося несмотря на силы, стремящиеся восстановить изостатическое равновесие[1]. Кроме того, профиль, полученный Венинг-Мейнесом (см. рис. 53), показывает полное соответствие между островными дугами и Гавайскими островами, являющимися вулканическими образованиями центральной части Тихого океана.

Для случая двойных дуг распределение аномалий носит иной характер.

Различные морфологические элементы поперечного разреза зоны островных дуг (см. рис. 55) распределяются справа налево следующим образом:

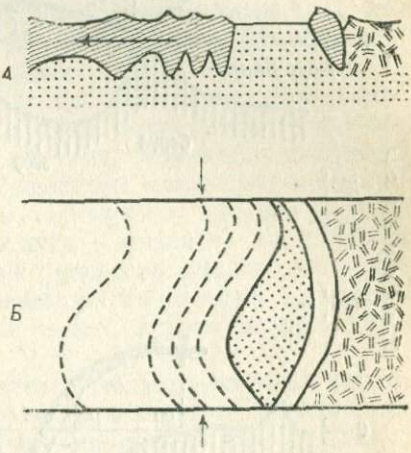


Рис. 54. Схема образования островных дуг.
(по Вегенеру)
А—разрез; *Б*—план (сильно охладившаяся сима показана прерывистыми штрихами).

1) материковая платформа Австралии, или Индийский океан,

2) окраинный жолоб (часто предшествуемый мелководьем, параллельным внешнему краю платформы),

3) внешняя дуга невулканического происхождения,

4) «межгорный» жолоб,

5) внутренняя вулканическая дуга,

6) внутренние моря.

Предостровная область (см. рис. 55) (материковая платформа Австралии и дно Индийского океана) после изостатического выравнивания приобретает избыток массы — положительную аномалию силы тяжести. Начиная со дна окраинного

[1] Венинг-Мейнес и работавшие с ним геологи предполагают, что сиалический жолоб, образующий передовой прогиб, был первоначально замкнут. Затем образовался разлом, надвинувший островные дуги на эту синклиналь. Причиной такого надвига могло явиться скольжение азиатского материка, предполагаемое в теории Тейлора (см. рис. 56).

жолоба соотношение меняется на обратное, и вся внешняя дуга характеризуется дефицитом массы. Знак аномалии снова изменяется на обратный в начале второго жолоба, отделяющего первую дугу от второй. На этот раз островная дуга, а не

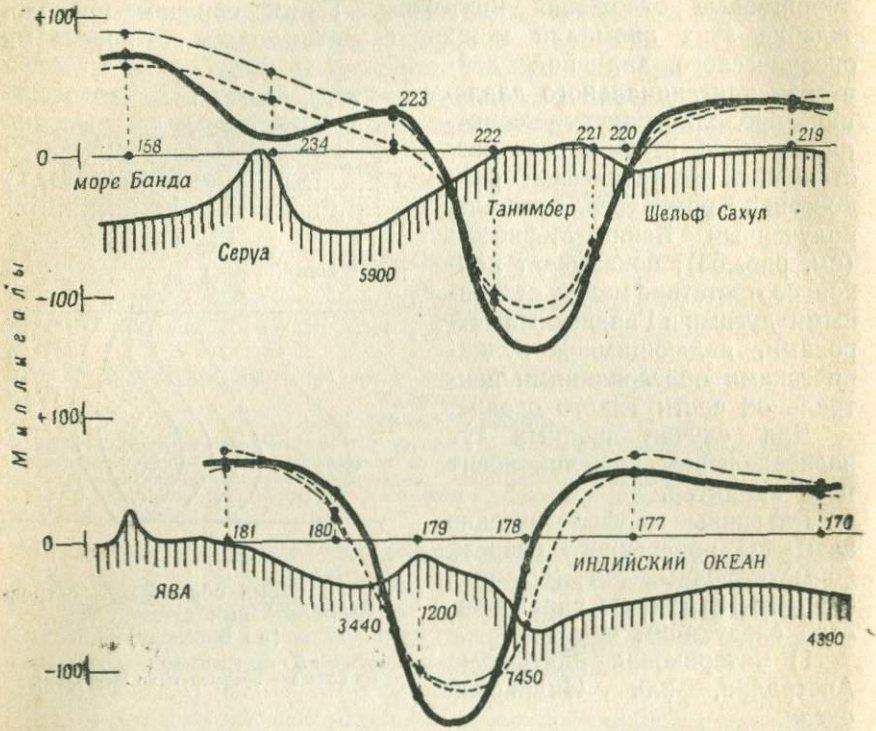


Рис. 55. Соотношение между подводным рельефом и отрицательными изостатическими аномалиями в Индонезии (по Вениниг-Мейнесу).

Цифры на оси абсцисс—номера станции; глубина в метрах.

жолоб оказывается участком отрицательной аномалии — дефицита массы.

Вениниг-Мейнесу принадлежит объяснение этого странного распределения аномалий тяжести, которое легло в основу построения совершенно новой теории складкообразования и горообразования. Эта теория была детально разработана Холмсом и Умбгровом и изложена в книге последнего «Пульс Земли».

Начальной стадии соответствует образование простых островных дуг, как, например, островов Яп или Гуам. Такая дуга

представляет собой волну складчатости (антиклиналь и синклиналь) длиной 300 — 400 *км*, возникшую в результате сжатия земной коры в период складкообразования. Пределом распространения этих волн является сима дна Тихого океана, достигая которой сиаль континентов испытывает резкую остановку.

В прогибе этой первой волны накапливаются осадки. Мощность осадков тем значительнее, чем выше поднят гребень волны складчатости. Таким образом, отчасти под действием орогенического толчка, отчасти под давлением осадочной нагрузки возникает прогиб коры, который постепенно углубляется, развигая вокруг себя симу. При этом впереди сима образует вал, проявляющийся в виде мелководья (например, мелководье перед Явой), а сзади вытесняемая сима питает образующуюся там антиклинальную складку. В период затухания движений складкообразования, в результате действия изостазии, восстанавливается равновесие, и область передового прогиба поднимается, образуя новую островную дугу — внешнюю дугу. Холмс и особенно Умбгров при изучении процессов дислокации коры придавали большое значение конвективным вихрям в жидкой подкоровой зоне. Холмс склонен видеть в этих вихрях даже причину всех дислокаций.

Наиболее замечательным фактом следует считать параллелизм зон, в которых располагаются эпицентры нормальных и глубоких землетрясений с аномалиями силы тяжести. Следуя новейшим геофизическим воззрениям, Венинг-Мейнес связывает эти зоны с действительными или потенциальными разрывами сплошности, разбивающими пластическую подкоровую зону на глубину до 700 *км*.

Уже сами очертания островных дуг наталкивали многих ученых на эту мысль.

Автор не имеет возможности дать здесь краткое стройное изложение теории, разработанной Умбгровом («Пульс Земли»). Ниже мы еще вернемся к ней. Несмотря на то что на первый взгляд она дает удовлетворительное объяснение всем интересующим нас явлениям, эта теория все же оставляет многое неясным. Прежде всего, на взгляд автора, она очень плохо объясняет строение и развитие областей, сложенных целиком сиалическими участками коры, например, Динарид.

Весьма вероятно, что индонезийские жолоба и островные дуги продолжаются на материк в виде синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий Малайи и Индокитая, являющихся частью альпийской системы. Если такое предположение правильно, то следует, очевидно, попытаться найти некоторые общие причины всех этих дислокаций как материковых, так и располагающихся в открытом океане.

Механизм образования островных дуг. Островные дуги располагаются либо параллельно западной окраине Тихого океана, либо параллельно северной границе Тетиса — *этого грандиозного* Средиземного моря третичного периода, восстановленного геологами отчасти по его отложениям, а в основном по почти однородной фауне этих отложений. Такое расположение островных дуг, одновременно по меридиану и по параллели, объясняется гораздо лучше давлением материка Азии в направлении *одновременно на восток и на юг, чем гипотезой* Вегенера о сдвиге азиатского материка на запад. Теория Вегенера вынуждает автора изобретать для объяснения образования островных дуг механизм скольжения, трудно поддающийся пониманию и расходящийся полностью со всеми данными голландских исследователей.

Предшественник Вегенера в идее подвижности материков Тейлор предполагал, что причиной горообразования является дрейф материков в сторону океанов. Дэли развил эту гипотезу [1] и пытался найти причины дрейфа [2]. Он исходит из первоначальной формы Земли, кора которой представляет собой сочетание материковых шитов и океанических впадин, заполненных водой. Подобное устройство поверхности возникло в результате сжатия земного шара. Со времени возникновения такого распределения материала земной коры, материки обладают избытком потенциальной энергии (энергия положения), позволяющим сползание их в сторону океанических впадин. Эти движения и определяют образование складок непосредственно на океаническом дне и, следовательно, возникновение линейных жолобов.

Гипотеза Тейлора, предполагающая сползание Азии к юго-востоку (рис. 56), позволяет объединить генетически дуги Индийского океана и северной части Тихого, что невозможно с позиций теории Вегенера. Выступ, образованный Индонезией, уперся в своем движении в комплекс Австралия — Новая Гвинея, являющийся, несомненно, единым целым. Однако и гипотеза Тейлора не объясняет образования ни впадин Тонга и Кермадек к северо-востоку от Новой Зеландии, ни рельефа Полинезии, который от Гавай на север и до острова Рапа (архипелаг Тубуаи) *на юге ориентирован в основных своих* чертах с запада-северо-запада на восток-юго-восток.

Следует заметить, что крупные жолоба соответствуют неизменно западным или северным окраинам больших бассейнов,

---

[1] R. Daly, Our mobile Earth, N Y, 1926.

[2] Рисунок линий дрейфа материков, предполагаемого Тейлором, весьма напоминает карту, данную Арганом («Тектоника Азии») для линий напряжения, обусловливающих дислокации.

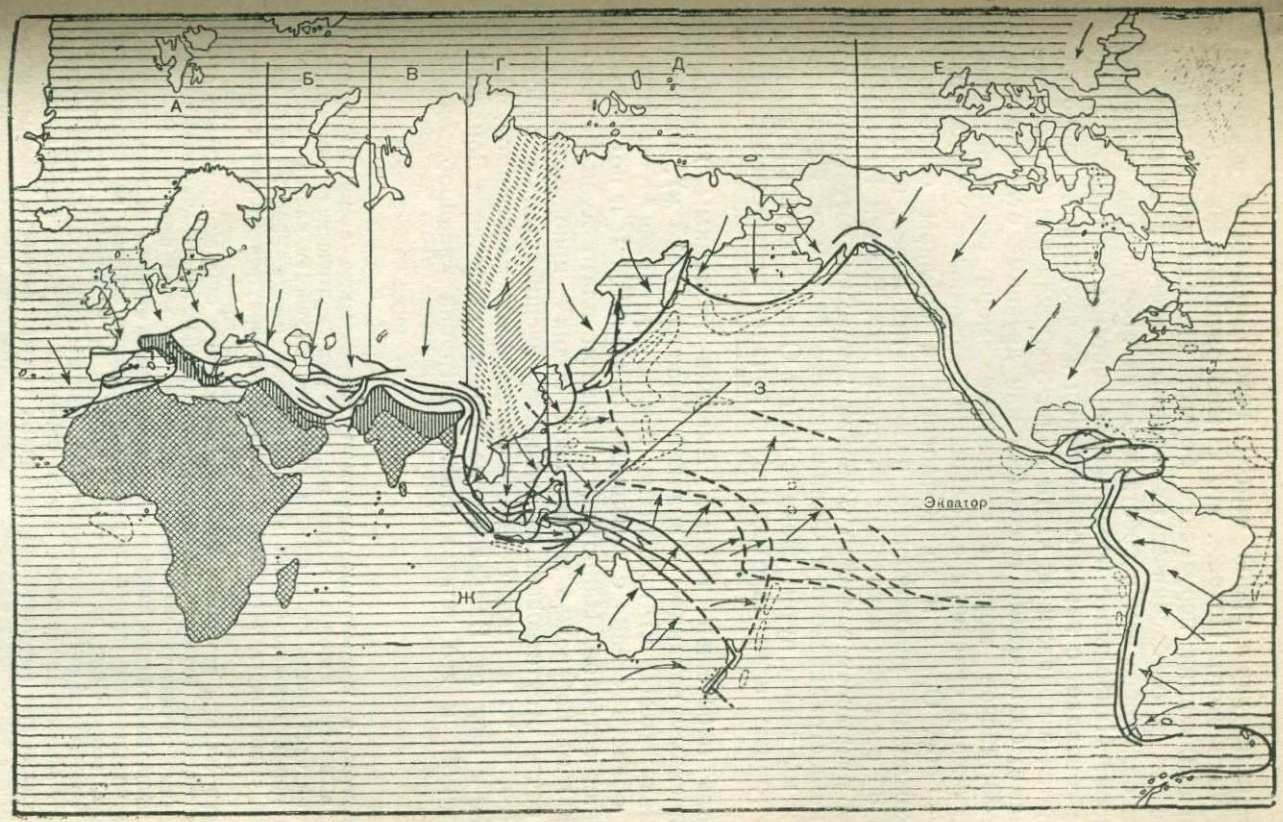


Рис. 56. Перемещение материков (по Тейлору).

Стрелками показано направление движения; *А*—европейский сектор; *Б*—иранская область; *В*—гималайская область; *Г*—малайская область; *Д*—азиатские фестоны; *Е*—американский сектор; *Ж—З*—граница азиатских и австралийских структур.

являющихся характерной чертой Тихого океана и восточной части Индийского. Похоже, что таково расположение и жолобов, окаймляющих перуанские берега. Не следует ли видеть именно в этих океанических прогибах причину «сползания» материков, скорее чем в собственном их превышении над уровнем моря? Наибольшее продвижение системы альпийских складок не совпадает с наиболее высокими их частями, а, напротив, отмечается в пониженной части Азии. Зондская платформа с ее островами, сложенными гранитами или древними отложениями, Южно-Китайское море и «замкнутые» моря северной части Тихого океана сравнимы с большими бессточными депрессиями Азии — Гоби, Ордос и др. Котловины и проливы сбросового происхождения, усложняющие рельеф этих морей, наводят на мысль об оседании некоторых участков дна. Выступ Индонезии как бы разрывает единство большой депрессии, состоявшей из Западно-австралийского и Филиппинского бассейнов. Не приходим ли мы таким путем снова к идеям Ога, по которым складчатые горные цепи зарождаются в пучинах океанических впадин? [1]

Вдоль побережья Южной Америки громадным жолобам и удлиненным впадинам — впадина Геккеля (7 635 *м*), впадина Крюммеля (6 880 *м*) и впадина Мильн Эдвардса [2] — соответствует область океана с глубинами более 4 000 *м* и полностью лишенная островов. Напротив, с началом плато Хуан-Фернандес (500 *м*) побережье меняет свой облик — прибрежная равнина, почти отсутствовавшая севернее, расширяется в районе Сант-Яго, и то же происходит с материковой платформой. Побережье к югу от Вальдивии не лишено сходства с Зондской платформой, и его можно отнести к группе «раздробленных» побережий.

---

[1] Изложив в предыдущем параграфе тектоническую схему Умбгрова, Холмса и других авторов и дав по ней ряд критических замечаний, Буркар на следующих страницах, в сущности, выдвигает против нее несколько новых возражений, но вместо четкого ответа — верна она или не верна, ставит перед читателем вопрос: «А не вернуться ли нам к идеям Ога?»

Нужно сказать, что схема Умбгрова вызывает к себе отрицательное отношение советских геологов. Во-первых, она предполагает значительные горизонтальные смещения сиалической оболочки, что мало вероятно. Во-вторых, условия на границе сиаль — сима качественно отличны от того, что мы видим в материковых горных сооружениях; поэтому строить на основании материала, полученного при изучении жолобов и островных дуг, общую теорию горообразования — методологически неправильно. Будучи не в силах разрешить затронутые вопросы, автор прибегает к чисто эклектическому приему соединения положений из различных теорий: Вегенера, Тейлора, гравитационного тектогенеза и др. Рассуждения автора не облегчают решения поставленной здесь сложной проблемы. — *Прим. ред.*

[2] Все эти впадины входят в Атакамский жолоб. — *Прим. ред.*

РАСЧЛЕНЕННЫЕ, ИЛИ РАЗДРОБЛЕННЫЕ ПОБЕРЕЖЬЯ

Береговая линия этого типа характеризуется множеством разнообразных островов неправильных очертаний и различных размеров. Примером такого побережья может служить берег Чили от 42 параллели до мыса Горн. Острова разделены здесь извилистыми проливами, или каналами, из которых некоторые, отделяющие Огненную Землю и соседние острова от материка, вошли в историю мореплавания (пролив Магеллана, каналы Шмидта) (рис. 57). Выдвинутая островная группа Индонезии и Азии напоминает эти окаймляющие побережье острова. Но в данном случае мы ничего подобного не встречаем. Если мы мысленно уничтожим многочисленные проливы, разделяющие здесь острова, то получим непрерывное правильное побережье на всем протяжении от северного Чили и до оконечности Южной Америки. Вся островная группа расположена на материковой платформе, понижение уровня моря на какую-нибудь сотню метров привело бы к причленению всех этих островов к материку [1]. В противоположность островным дугам острова этого побережья никогда не имеют выпуклого профиля, и высота их рельефа не находится ни в какой связи с площадью их территории. Как правило, острова имеют значительную высоту и сильно расчленены эрозией.

К этому же типу относятся тихоокеанские берега штата Вашингтон, берега Британской Колумбии, побережье Аляски и Скандинавии за исключением Сконии и, особенно, ее северной оконечности с архипелагами Лофотенским и Вестерааленским. Подобную же роль играют Гебридские и Оркнейские острова по отношению к побережью Северной Шотландии. Следует отметить, что и само побережье Шотландии сильно изрезано, как и западное побережье Ирландии, а также описанное выше побережье Финистера. Наконец, к этому же типу можно отнести (хотя тут масштабы гораздо значительнее) расчлененное побережье северной Канады, образующее арктический архипелаг. Все эти побережья характеризуются также вторжениями моря в глубь суши через фиорды или риасы.

Прибрежные острова Норвегии кажутся рассеченными сетью разломов на правильные параллелограммы. Можно ли объяснить этими разломами самый факт расчленения побережья? Вегенер придерживается именно этого взгляда, хотя и не приводит каких-либо доказательств, подтверждающих правильность его гипотезы. По его мнению, не только расчленение побережья, но и образование фиордов и подводных долин следует связывать

[1] Автор ошибается: глубины фиордов Южной Америки превышают, например в Магеллановом проливе, 1 000 *м*. См. лист № 83 Морского Атласа. — *Прим. ред.*

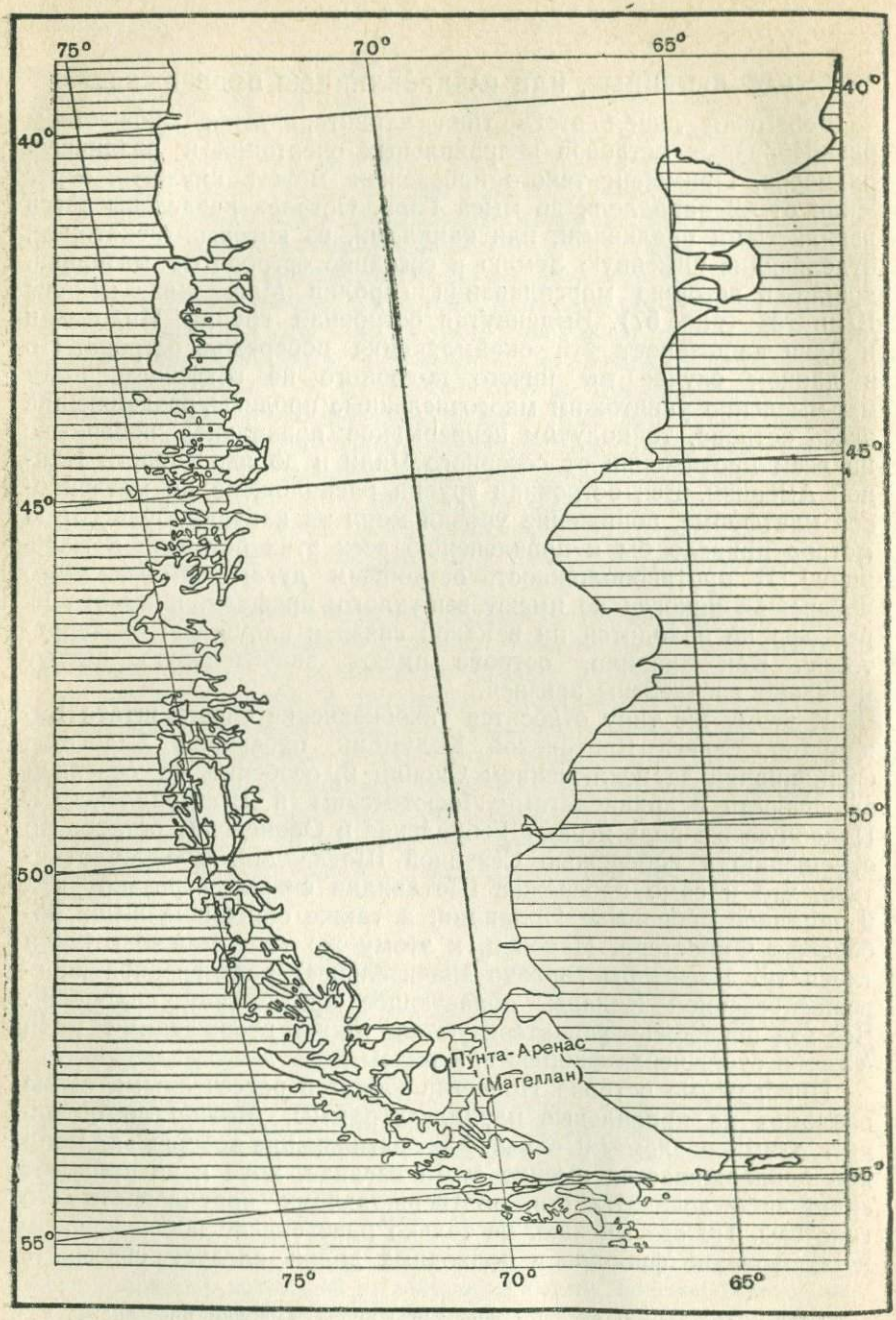


Рис. 57. Карта берегов Чили.

именно с этой сетью разломов. Следует отметить, что подобный же прямоугольный рисунок можно заметить и в расположении основных долин и их притоков на прилегающей части материка. По мнению автора, роль разломов ограничивается лишь направлением действия эрозии водных потоков, и, например, проливы, разделяющие сейчас острова, являются затопленными древними долинами.

Мы видели, что на побережье Чили начало расчленения побережья точно соответствует с одной стороны появлению материковой платформы и, с другой стороны, понижению хребта Анд.

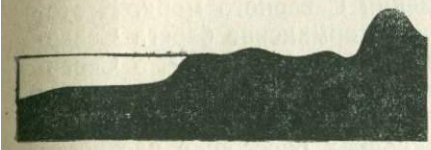




Рис. 58 и 59.
Разрез через Чилийские Анды.

Можно предполагать, что расчленение материка связано с опусканием некогда возвышенной области, рельеф которой был размыт эрозией, и проникновением моря во все пониженные участки в результате смещения внутрь материка континентальной флексуры (рис. 58 и 59) [1].

Нет оснований связывать это расчленение, как часто делают, с оледенением. Расчленение Аляски кончается сразу к северу от 59 параллели, как раз там, где внутренние части материка отграничиваются высокими горами с вулканическими вершинами (Св. Ильи, 5 846 *м*).

Опускание можно также объяснить ослаблением напряжений некогда более выпуклой области. Это ослабление могло быть связано с растяжением и, как следствие, с расширением расчленивших ее разломов.

Расчленение канадского щита привело к наибольшим из всех известных ингрессий — к образованию заливов Гудзон и Св. Лаврентия. Материковая платформа в этом районе также чрезвычайно расширена — она продолжается в виде «банок» Новой Англии, Новой Шотландии и Нью-Фаундленда и покрыта

[1] С этим утверждением автора нельзя согласиться. Один только взгляд на карту Южной Америки убеждает в том, что расчленение побережья не имеет здесь ровно ничего общего с эрозионным, и наоборот, напоминает тектонические разломы, разработанные ледниками. — *Прим. ред.*

сетью наиболее ярко выраженных на земном шаре подводных долин [1].

НИЗМЕННЫЕ ПОБЕРЕЖЬЯ

К последнему типу относятся берега, почти горизонтальная поверхность которых уходит под уровень моря и продолжается далее под водой с очень малым уклоном. Таковы побережья Фландрии и Голландии, где часто отметки суши отрицательные, но где обширные территории защищены от вторжения моря либо постоянно поддерживающимися береговыми валами, либо искусственными дамбами. Эти области относятся, как мы уже видели, к большой области погружения Северного моря. К этому же типу следует отнести датские и германские берега Северного моря, все берега южной Балтики, берега СССР [2] в Северном Ледовитом океане, значительную часть атлантических берегов Северной Америки, берега района Амазонки, берега Аргентины и многие участки африканских берегов, в частности берега Гвинейского залива.

Почти везде встречаются небольшие участки побережья этого типа. Они соответствуют синклинальным зонам, в которых континентальная флексура далеко углубляется в сторону суши, как, например, Аквитанский бассейн, депрессия Гвадалкивира или марокканский Гарб. В течение геологического времени флексура в этих районах непрерывно смещалась, вызывая постоянное изменение величины трансгрессии или регрессии. В результате лагунные отложения переслаиваются с морскими, как, например, в Аквитанском бассейне. Продвижение моря может быть несколько задержано обильным приносом материала с суши в случае близости высоких антиклинальных зон (в случае Аквитанского бассейна такой областью сноса являются Пиренеи). Отгораживания таких зон береговыми валами, часто покрытыми дюнами, заполнение образующихся лагун илом (в Голландии и Германии) также задерживают наступление моря. В результате расположенные ниже уровня моря, но изолированные от него зоны превращаются в болота (Новая Англия, Пуату), защищаются от моря, осушаются и становятся плодородными территориями («польдеры» Голландии). Таким образом, общий баланс побережья положителен — прирост превышает убыль в результате разрушения морем, которое в

[1] В своем примечании автор указывает на подводные каньоны, называя их долинами. Но эти каньоны расчленяют уже материковый склон. Что касается собственно поверхности банок и материковой платформы, то здесь исследован погруженный ледниковый рельеф залива Мэн (Bull. Geol. Soc. Amer. 58, 1947, 153—196), на поверхности же банок характерен грядовый рельеф, образованный действием приливо-отливных течений. — *Прим. ред.*

[2] За исключением окончаний перпендикулярных к побережью горных цепей.

настоящее время находится в стадии отступания. Но ни отложение осадков, ни воздвигаемые человеком дамбы не смогут воспрепятствовать последующей трансгрессии [1].

Области низменных берегов могут существовать в течение очень длительного периода, так, например, адриатическое побережье Италии, часть тунисского и марокканского берегов граничили с морем еще в плиоцене. Но в некоторых случаях результатом молодых погружений может явиться трансгрессия, как, например, в Финляндии, где очень древние участки испытали погружение в самом недавнем прошлом [2].

Тот факт, что низменные поверхности с малым уклоном непосредственно переходят в поверхность материковой платформы без каких-либо заметных перегибов, указывает на то, что в их образовании нельзя видеть только результат отложения речного аллювия, но что мы имеем здесь дело с какими-то чертами строения земной коры [3].

Если северные берега Советского Союза, являющиеся лучшим примером подобных областей, действительно испытывают погружение, о чем говорят находки четвертичных ископаемых льдов под уровнем моря, то лежащие далее к северу острова такого погружения не испытывают, и их расчленение относится, видимо, к более древним временам. Все эти острова находятся в настоящее время в процессе поднятия; особенно хорошо это изучено для Шпицбергена, где стадии послеледникового поднятия отмечены рядом береговых террас [4].

---

[1] В результате разрушения плотин немцами в 1945 г. в Голландии, Бельгии и департаменте Нор (Франция) море вновь вторглось в эти понижения и начало отлагать в них соленые морские илы, образующие водонепроницаемый покров на поверхности почвы. Проблема восстановления почв этих территорий (их рассоления или, вернее, замены солей натрия солями кальция и восстановления их пористости) может быть разрешена лишь с большим трудом.

[2] Пример с Финляндией вызывает удивление. Во-первых, там нет настоящих низменных берегов. Во-вторых, все ее берега в настоящее время испытывают поднятие. — *Прим. ред.*

[3] Указанное явление легко объясняется колебательным режимом изменений уровня, благодаря чему береговая зона мигрирует по широкой низменной полосе и суши и морского дна. — *Прим. ред.*

[4] Не менее интенсивные новейшие поднятия изучены на Новой Земле. — *Прим. ред.*

Глава IV

ОКРАИНА МАТЕРИКОВ

В предыдущей главе мы имели дело с границей между сушей и морем — побережьем. Эта граница по своему существу является подвижной. В замкнутых морях, где приливы незначительны, ее положение непрерывно изменяется в результате действия ветра, большего или меньшего стока пресных вод, сейшей, возникающих при колебаниях атмосферного давления [1]. Но размах этих колебаний не превышает нескольких метров по вертикали и нескольких сотен метров по горизонтали. Зато в открытых морях действие приливов вызывает смещение линии уреза до двадцати метров по вертикали и на многие километры по горизонтали. Еще значительнее вековые колебания уровня моря (не более нескольких сотен метров) в результате таяния или образования материковых льдов, а в замкнутых морях — влияния заполнения впадин осадками [2]. Кроме заполнения впадин, накопление осадков может привести к прогибу морского дна под тяжестью нагрузки, а затем к последующей компенсации этого прогиба при восстановлении изостатического равновесия.

Колебания уровня моря на окраине материков. На протяжении геологической истории Земли граница моря и суши изменялась под влиянием причин нам еще очень мало известных, а именно в результате трансгрессий и регрессий. Для некоторых

---

[1] К этим колебаниям уровня следует добавить колебания, вызываемые притяжением горных массивов и изменениями плотности воды. Последние могут возникать благодаря меньшей солености водных толщ вблизи материков, или же в результате прогрева вод вблизи берега. Иначе говоря, все причины, вызывающие отклонения плотности морской воды от какого-то среднего значения, влекут за собой отклонение равновесной поверхности моря от поверхности нормального эллипсоида. Под воздействием этих причин, а также и в силу существования собственных движений земной коры, о которых мы будем говорить в данной главе, установление среднего уровня моря как основы для наземных нивелировок может быть сделано только чисто условно.

[2] В замкнутых морях резкие изменения могут быть связаны еще и с климатическими условиями, как это в частности доказано советскими учеными для Каспийского моря. — *Прим. ред.*

же отрезков времени почти невозможно обнаружить на материках какие-либо следы деятельности моря. Так, наиболее древняя эра, характеризующаяся, как известно, подобными колебаниями уровня, совсем не оставила морских отложений, так как все известные отложения альгонка представлены только континентальными осадками. К концу палеозойской эры аналогичную картину мы встречаем в перми, а также в нижнем триасе, морские осадки которых сохранились, возможно, только в передовых прогибах. Нижний эоцен и верхний олигоцен лишь в редких случаях представлены морскими отложениями. Еще реже их можно встретить в верхнем миоцене, который не оставил, например, никаких следов существования Средиземного бассейна [1]. С другой стороны, для Готландского яруса (верхний силур), для лейяса и юры и, наконец, для верхнего мела, известны громадные площади, покрытые совершенно однородными отложениями. Такие отложения покрывают половину Африки, свидетельствуя о погружении территории, остававшейся сушей с середины карбона.

Ог после продолжительных исследований пришел к следующим выводам: 1) такие трансгрессии возникают одновременно в обоих полушариях, 2) они одновременно захватывают как полярные, так и экваториальные области и 3) они не распространяются одновременно на всю земную поверхность. Отсюда вытекает, что эти трансгрессии не обязаны своим возникновением каким-либо астрономическим факторам или изменениям общего объема вод океанов. Остается предположить, что причиной трансгрессии являются движения земной коры на материках или на дне океанов, вызываемые некоторыми неизвестными нам факторами.

Периодические изменения в распределении суши и моря. Геологическая периодизация основывается на чередованиях наступания и отступания моря. В этих движениях можно различать отрезки времени, соответствующие изменениям положения моря и суши; наиболее радикальные из них соответствуют эрам, затем следуют периоды, соответствующие изменениям менее крупным, и, наконец, еще менее значительные отрезки времени — ярусам [2]. Принято считать, что эти деления основываются на каких-то существенных изменениях фауны и флоры. Однако последние в значительной мере являются функцией

[1] «Сахельский век» («Sahélien») алжирских геологов не является полностью эквивалентным верхнему миоцену (понт). Отложения этого яруса соответствуют лишь времени начала или конца регрессии.

[2] В советской геологической литературе термин «ярус» соответствует не временному отрезку, а пространственной единице. Отрезки, временно соответствующие ярусу, называются «эпохами» или «веками». — *Прим. ред.*

отступания и наступания моря, неизбежно вызывающих изменение среды и климата в районах, которые они захватывают. Трансгрессии никогда не захватывали полностью всю поверхность суши. Сухопутная и пресноводная фауна всегда находила себе «убежища» (термин Зюсса) на неохваченных трансгрессией участках, на которых она могла сохраняться. Так, например, озеро Байкал в настоящее время имеет фауну, близкую к фауне миоцена; материки Австралия, Африка и остров Мадагаскар сохранили реликтовую фауну мезозоя.

С аналогичными явлениями мы встречаемся и на глубоководном дне океанов. Так, например, к большому удивлению зоологов при одной из драгировок «Травайёр'а» были подняты энкрины (*Enerines*) — животные палеозойских и мезозойских морей, считавшиеся давно и полностью исчезнувшими.

В то время как наиболее древние участки материков представляются нам существующими непрерывно в течение всей истории Земли, мы не можем утверждать этого относительно океанов за исключением, возможно, Тихого океана.

Исследование миграций сухопутных животных (и частично морских животных) заставляет нас предполагать, что либо Атлантический и Индийский океаны являются молодыми и развивающимися в настоящее время бассейнами, либо между материками, например, между Европой и Америкой, или Африкой и Мадагаскаром, существовали своего рода «мосты», по которым шел обмен фауной.

Последний период в истории земли — четвертичный — мы выделяем, с одной стороны, по весьма случайному признаку — появлению человека и, с другой стороны, по значительно более важному явлению — образованию громадных ледяных покровов в высоких широтах и на горных поднятиях. Если бы мы захотели быть последовательными и выделить этот период также на основе каких-либо резких изменений в географии Земли, то следовало бы скорее выделить вместо четвертичного *понтийско-современный период*, как это и делает Новак при изучении материковой платформы.

К началу этого периода следует отнести образование современного Атлантического побережья от Дакара до Ла-Манша (срезающего в Марокко и Испании побережье миоценового Средиземного моря), сокращение поверхности Средиземного моря до его современных очертаний почти во всех деталях и, наконец, образование Гибралтарского пролива.

В пределах средиземья этот период хорошо изучен. Для него характерны крупные колебания береговой линии — глубокая регрессия конца миоцена, трансгрессия в нижнем плиоцене и регрессия в верхнем, за которой последовала целая серия

меньших колебаний на протяжении четвертичного периода [1]. Если попытаться изобразить эти колебания графически в функции времени, то получающаяся кривая будет синусоидой, амплитуда и длина волны которой будут непрерывно уменьшаться, отражая затухание колебаний [2] (рис. 60). В течение этого периода трансгрессии и регрессии охватывали непрерывно уменьшающиеся территории материков.



Рис. 60. Морские трансгрессии.

Попытки аналогичных построений для более древних периодов истории Земли автору неизвестны, и замеченная закономерность не может быть распространена на всю историю развития Земли. Однако можно считать, что в меловом периоде с момента своего максимума — сеноманской трансгрессии (верхний мел) — наблюдалось также затухание колебаний к концу периода.

В настоящее время нам достаточно хорошо известны как отложения, так и фауна трансгрессирующих морей. Чрезвычайно интересно, что эти отложения (в противоположность регрессирующим морям) в основном являются отложениями пелагическими [3], но всегда с большей или меньшей примесью мелкого

[1] Эти колебания уровня можно связывать с периодическими изменениями климата. Для высоких широт и горных областей таким колебаниям соответствуют ледниковые и межледниковые эпохи. Для низких широт и территорий, не захваченных оледенением, им будут соответствовать периоды повышенного и пониженного увлажнения (плювиальные и интраплювиальные периоды). В конечном счете колебания уровня оказываются связанными с колебаниями нагрузки речных потоков обломочным материалом.

[2] Ботаники на основании пыльцевого анализа торфа выявили в последнем послеледниковом периоде ряд колебаний климата с периодом не более нескольких тысячелетий. Возможно, что эти колебания можно сопоставить с последними «доисторическими» колебаниями уровня океана.

[3] Пелагической фауной и пелагическим планктоном называются организмы верхних слоев океана.

терригенного материала, и в целом представляют собой жесткую толщу. К пелагическим формам фауны также постоянно примешиваются животные и растения, характерные для малых глубин (неритическая зона Ога).

Для отступающего моря характерны значительно более грубые осадки — преобладают пески, переходящие после цементации в песчаники. Часто можно здесь встретить также и галечниковые горизонты. Значительно большего значения сравнительно с фазой трансгрессии достигает вынос рек и, следовательно, их уклон и расход. Отложения, оставляемые морем, носят в основном однородный прибрежный характер, даже если не оказываются переотложенными в виде дюн. Широкое развитие дюнных наносов резко контрастирует на берегах отступающих морей с крайней скудостью береговых отложений трансгрессирующего моря.

Чисто океанические отложения в известных нам геологических толщах встречаются чрезвычайно редко или даже вообще не встречаются [1].

Выше уже было сказано, что мы почти ничего не знаем о геологическом строении морского дна. Редкие бесспорные документы, которые мы получаем почти исключительно из геологического строения прибрежных островов [2], ничем не отличаются от данных, получаемых для материковых областей (например, отложения осадочных пород, сохранившиеся на островах Зеленого Мыса). Наступания и отступания моря захватывали только зону небольших глубин вокруг материков. Если мы в настоящее время находим следы этих морей в совершенно иных условиях, например отложения на вершинах гор, то это указывает лишь на то, что некоторые участки трансгрессий подверглись впоследствии значительным дислокациям в процессе орогенических движений. Для понтийско-современного периода область трансгрессий и регрессий подвергалась сравнительно небольшим дислокациям и может быть достаточно четко определена. Эту область автор предлагает назвать «окраиной материков» (La marge Continentale).

Материковая платформа. Со времени составления первых морских карт известно, что область суши отделяется от океана, кроме изменчивой линии побережья, еще одной достаточно четко выраженной границей — слабо наклонной платформой, переходящей затем в резкий склон, опускающийся к океаническим

---

[1] Аналоги глубоководной красной глины и радиоляриевых илов встречены на острове Тринидад в Малых Антиллах и на острове Тимор Зондского Архипелага. — *Прим. ред.*

[2] Острова открытого океана, как, например, Мадейра, Канарские или Азорские острова, обычно сложены вулканическими породами.

глубинам. Поверхность этой зоны наиболее часто принято называть «материковой платформой», или «шельфом».

Со времен Меррея и экспедиции на «Челленджере» поверхность, круто падающую от этой платформы к океаническим глубинам, принято называть «материковым склоном». Меррей предполагал, что этот склон представляет собою осыпь терригенных осадков, продвигающуюся непрерывно в сторону моря подобно дельте в озере. В настоящее время эта гипотеза не разделяется большинством геологов и географов. Так как этот склон представляет собой рубеж, ограничивающий океанические глубины, автор считает более удобным дать ему название: «борт океанических и морских бассейнов» (rebord Océanique).

Существование перегиба профиля на переходе от платформы к склону можно считать постоянным явлением для всех морей [1]. Как бы ни была узка эта платформа, она во всех случаях может быть выделена. Однако географы, океанографы и геологи давали различные определения нижней границы материковой платформы.

Чаще всего нижняя граница материковой платформы определяется по изобате в 100 морских саженей (182,87 *м*) или округленно в 200 *м*. Уже самое расхождение между этими двумя цифрами, принимаемыми обычно как равнозначащие, свидетельствует о неточности данного определения. Оно вытекает из того, что на всех морских картах линии одинаковых глубин отмечены изобатами —100 и —200 *м*, тогда как следующая ближайшая изобата обычно соответствует отметке —500. При такой разреженности изобат, понятно, не легко определить точную глубину перегиба на границе материковой платформы. По Жоли [2], например, на французском побережье Бискайского залива эта граница проходит по отметкам —300.

В большинстве случаев, однако, положение «борта» океана на карте можно обнаружить по сгущению изобат. Этот откос никогда не становится вертикальным, оставаясь в большинстве случаев вогнутым вверх.

Однако в некоторых случаях обнаружить эту границу бывает трудно. Очень широкая материковая платформа, окаймляющая Ирландию с юго-запада, не имеет резкого перехода к бо́льшим глубинам, а продолжается вплоть до банки Поркьюпайн (рис. 61), с ее очень пологими и выпуклыми склонами. Также нет никакого резкого изменения глубин от материковой платформы Шотландских и Оркнейских островов к порогу, соеди-

[1] Из этого правила имеется ряд исключений. Например, плавный переход от берега к большим глубинам наблюдается в районе плато Блэка в южной части атлантического побережья США. — *Прим. ред.*

[2] G. de Joly Travaux Maritimes, La mer et les côtes. Paris, 1923.

няющему эти острова с Исландией, глубина которого немного превышает 500 *м*. Островная платформа, несущая на себе останец Роколл, в том же районе (рис. 62) понижается на запад к соседней океанической депрессии очень пологими уклонами.

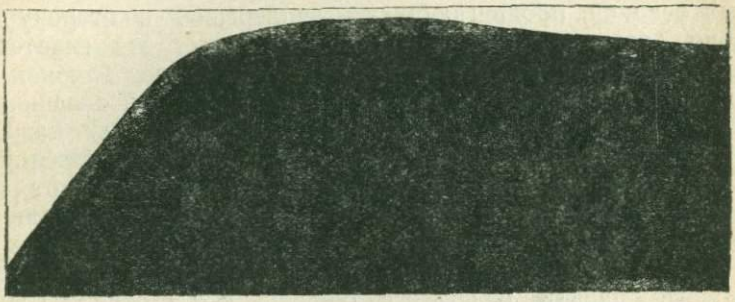


Рис. 61. Банка Поркьюпайн.

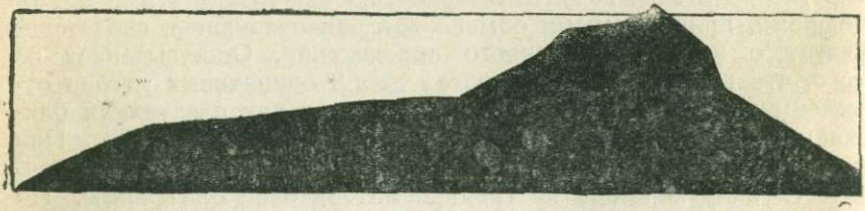


Рис. 62. Банка Роколл.

В Мексиканском заливе трудно отделить материковую платформу Флориды от очень плоского порога, соединяющего ее с цоколем Антильской дуги. На крайней южной оконечности Южной Америки, со стороны Атлантики, широкий шельф переходит постепенно в более глубокий цоколь Бэрдвудской банки. Также трудно отделить материковую платформу на юге Африки от банки Агульяс. Наконец, Норвегия почти на всем своем протяжении окаймлена широким шельфом, с глубинами более 200 *м*, который поднимается до меньших отметок лишь у Лофотенских островов.

Четкое определение границы побережья уже достаточно сложно, когда с материком граничат выпуклые формы рельефа морского дна; оно еще сложнее в случаях депрессий. Также сложно оно и при наличии очень широких участков шельфа. В ряде случаев Новаку, Франсис-Бэфу, а также и автору

при исследовании показалось, что они имеют дело не с одной, а с несколькими материковыми платформами. Кроме того, следует отметить, что некоторые шельфы, как, например, «банки» Нью-Фаундленда, ограничиваются перегибом в уклоне на глубине, намного не достигающей отметки —200 *м*.

В верхней своей части материковая платформа переходит в «абразионную платформу» (по терминологии географов) — в зону, которую можно назвать прибрежьем. Четкой верхней границей материковой платформы, таким образом, оказывается граница абразионной платформы, хорошо выраженная только при наличии берегового обрыва (клифа).

Другим определением материковой платформы является ограничение ее пределами области, в которой течения еще способны перемещать грубый материал (песок) как терригенный, так и образующийся при разрушении скелетов морских животных и растений. Такова, очевидно, была мысль Меррея, когда он писал, что верхняя граница зоны илов совпадает с нижней границей шельфа.

Известно, что результирующая всех течений, действующих у морского дна ниже нейтральной линии Корналья [1], то есть результирующая волновых течений, приливных и даже течений, вызываемых речным стоком, направлена в сторону уклона, то есть в море. Скорость этих течений быстро уменьшается в результате трения и вихреобразования, и также непрерывно падает степень воздействия, оказываемого этими течениями на единицу поверхности дна, что наиболее важно с точки зрения переноса осадков. Из кривой Хьюльстрема, построенной на основе статистической обработки многочисленных наблюдений, мы можем узнать скорость течения, необходимую для переноса зерен определенной крупности. Однако измерение скоростей течений в придонном слое является достаточно сложной задачей, и несмотря на большой интерес, который они представляют, эти измерения пока исключительно редки [2].

Однако уже более ста лет известно, что зерна песка могут перемещаться на глубинах, близких к —200 *м*. Французский

---

[1] Итальянский исследователь Корналья считал (1891), что на дне у берега существует линия, ниже которой все наносы увлекаются на глубину, а выше этой линии — к берегу. Положение этой линии зависит от угла наклона дна и крупности наносов. Его теория применительно к природным условиям была опровергнута рядом исследований 20-х и 30-х годов XX в. Однако такая граничная линия проявляется всегда, когда деформации прямых откосов при действии волн в бассейнах исследуются экспериментально. В море наносы береговой области распределены обычно по профилю равновесия, который незначительно меняется при изменениях параметров волн или при поступлении нового материала с суши. — *Прим. ред.*

[2] Мы не рассматриваем здесь течений, параллельных берегу, поскольку эти течения в данном случае не играют роли.

гидрограф Сио [1], пользуясь смазанной салом свинцовой пластинкой, получил песчаные зерна со дна в том же положении, в котором они находились на дне. Таким путем удалось установить, что на этих глубинах еще имеются песчаные следы ряби, характерные для движения песка с малой скоростью [2].

Предположим, что морское дно представляет собой ровную каменистую поверхность. В этом случае песок, переносимый морскими течениями, отлагался бы в виде языка, мощность которого непрерывно росла бы. Но, по мере увеличения мощности песчаной толщи, песок будет отлагаться на глубинах, уже доступных действию течений, и, таким образом, образующаяся песчаная дельта постепенно росла бы в сторону моря. Если же поверхность морского дна не является ровной, то в первую очередь начнется заполнение впадин, и поверхность будет стремиться к выравниванию. Встречая на своем пути понижения с отметками ниже — 200 *м*, песчаные зерна могут сползать на дно таких понижений под действием тяжести. При незначительном размере впадин они могут частично или совсем заполниться. Так или иначе, но под действием движений воды грубые наносы могут отлагаться даже у основания материкового склона, подобно конусам выноса или осыпям на подветренной стороне дюн. Гейм указывает на многочисленные как геологические, так и океанографические доказательства оползания склонов, сложенных подобными аккумулятивными образованиями. Этим путем можно объяснить тот факт, что материал наземного происхождения (называемый геологами «терригенным») может отлагаться в глубоких впадинах одновременно с материалом чисто морского происхождения. Как мы видели выше, Терсье приводит примеры подобных смешанных отложений для впадин и жолобов Индонезии.

Весьма вероятно, что эта теория вполне правдоподобна. Однако она не объясняет нам ни самого факта существования материковой платформы, ни ее основных характерных черт, например изменения ширины в зависимости от рельефа.

У геологов наблюдается тенденция отождествлять понятия зоны наибольшей аккумуляции («батиальная зона» Ога) с материковым склоном. Однако можно спросить — отлагаются ли осадки в жолобах и ложбинах (как предполагал Ог) или только в виде дельтовидных образований, соответствующих материковому склону (как предполагается на одном из рисунков Гоббса)? Далее возникает вопрос — достаточен ли вес этих

[1] Siau, De l'action des vagues à de grandes profondeurs, «C. R. Ac. Sc.», XII, 1841, p. 774—776.

[2] В последние годы удалось получить фотографии знаков ряби на глубинах до 1 500 *м*, где их образование связывается с действием приливо-отливных течений. — *Прим. ред.*

«дельт», чтобы вызвать прогиб земной коры, аналогичный оседанию, обусловленному давлением ледяных покровов (см. стр. 129—130). Если это так, то, очевидно, изостазия и в этом случае должна привести к возникновению противоположных движений.

По нашему мнению, объяснять существование материковой платформы одной аккумуляцией осадков было бы аналогично попытке объяснить образование фламандских или голландских равнин исключительно отложением речного аллювия.

Драгировки «Теодора Тиссье» в Бискайском заливе (Боже и Фюрнестин)[1] показали, что, в то время как материковая платформа покрыта более или менее мощным слоем морских осадков[2] (перекрывающих щебень и гальку, о которых речь будет ниже), склон сложен обычно коренными породами (в данном случае юрскими известняками на широте острова Ре (станция 454) и эоценовыми известняками на широте Аркашона).

Однако в последнее время английские океанографы вновь как будто возвращаются к идеям Меррея. В «Нечюр» недавно появилась статья, где указывается, что в непосредственной близости к материковой платформе была измерена мощность наносов до 1 000 *м*. Но современные методы взятия проб осадков с морского дна позволяют получить колонки всего в несколько метров длиной (пушка Пигго), и вышеуказанные исключительные мощности осадочной толщи могут быть измерены только с помощью записи естественных и искусственных сотрясений — метод значительно менее надежный, чем непосредственное получение образца грунта[3]. Автор статьи не указывает, впрочем, ни методов измерений, ни точных примеров определений мощности[4].

Furnestin, Compte Rendu des dragages géologiques de la 4-e croisière du «Président Théodore Tissier», «Rev. Trav. off. Pêche Marit.», X, 2, 1937.

[2] В общих чертах осадки на материковой платформе распределяются следующим образом: а) пески, прибрежный гравий, б) промежуточные илы, в) бурый песок и гравий открытого моря.

[3] После того как были написаны эти строки, профессору Петтерсону удалось получить колонки грунта длиной более 20 *м*. Прежде чем приступить к взятию проб с помощью своей поршневой трубки, Петтерсон определял мощность донных отложений, путем изучения эхо от взрыва гранаты на дне. Полученные им данные подтверждают мнение автора статьи в «Нечюр».

[4] В настоящее время метод сейсмического зондирования морского дна получил достаточное распространение и применяется, в частности, в СССР на Каспийском море.

Работы Петтерсона, на которые ссылается автор, сейчас частично опубликованы (Petterson, Exploring of the bed of Ocean, «Nature», V. 164, 4168, 1949).

Что же касается длины колонок, получаемых грунтовыми трубками, то работа Петтерсона подтвердила возможность получения колонок до 20 *м* длиной. В Советском Союзе вакуумной трубкой конструкции Н. Сысоева и Е. Кудинова получена колонка в 33,5 *м* длины на глубине более 3 000 *м*. — *Прим. ред.*

Генетическое определение материковой платформы дал также Вегенер. По его мнению, шельф является поверхностью, примыкающей к одному из разломов, разбивающих материки. Он считает, что континентальные толщи сиаля непосредственно соприкасаются с *симатическими породами океанического дна* у борта материкового склона. Действительно, такое расположение имеет место у американских берегов Тихого океана, но на западных, азиатских окраинах океана эта граница менее четко выражена.

Если у замкнутых морей, как, например, у морей Зондского архипелага, материковая платформа действительно имеет в *основании сиалические породы* (метаморфические и эффузивные), то причленяющиеся к материку островные дуги, по имеющимся данным, сложены симатическими породами, слабо прикрытыми осадочной толщей. Таким образом граница сиаль-сима должна быть в данном случае смещена в глубь континентальных структур.

За последнее время все увеличивается число случаев обнаружения в Атлантике сиалических пород или лав, возникающих в результате плавления сиалических пород, а также грубых песков, образовавшихся в результате выветривания метаморфических пород. Эти факты заставили Вегенера в последнем издании его книги изменить для Атлантического океана свою первоначальную концепцию о симатическом составе пород его дна и предположить существование в Атлантике крупных сиалических блоков (которые по мере накопления материала исследований непрерывно увеличиваются). Взгляды Вегенера на происхождение материковой платформы мы рассмотрим ниже.

У геологов наблюдается, наконец, тенденция смешивать чисто морфологическое понятие «материковая платформа» с комплексным понятием «неритовой зоны» Ога. Последняя характеризуется, с одной стороны, более грубым характером отложений, терригенным составом и малой мощностью их покрова и, с другой стороны, характером фауны, определяемым ее принадлежностью к области активных течений, резких и частых колебаний температуры и солености, короче говоря, — к той части океана, которую по аналогии с атмосферой можно назвать неустойчивой и подвижной «тропосферой», в то время как глубоководные слои скорее напоминают устойчивую и малоподвижную стратосферу.

Лежандр дал очень наглядную схему деления океанического дна на зоны (рис. 63).

Заметим прежде всего, что нижняя граница материковой платформы (— 200) не совпадает, особенно в Атлантике, с границей проникновения света, определяющей возможность существования растительной жизни. Растительные остатки можно

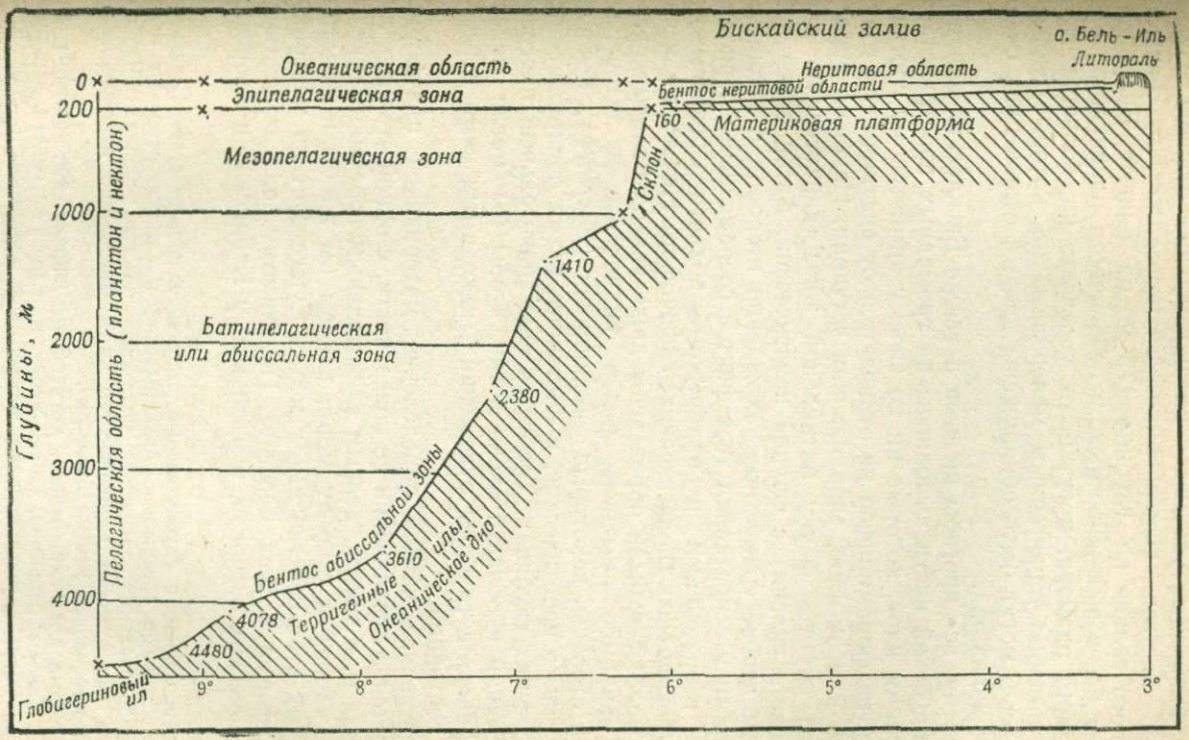


Рис. 63. Разрез через Бискайский залив на широте острова Бель-Иль. Вертикальный масштаб увеличен примерно в сто раз по отношению к горизонтальному (по Лежандру).

обнаружить и на значительно больших глубинах, чем граница шельфа. Фюрнестин указывает на нахождение отлично сохранившихся листьев фанерогамий *(Phanérogames)* у берегов Бискайского залива на глубине 175 *м*, на широте Биаррица. Раковины береговых животных, в особенности плавающих, или форм малого размера, могут быть увлечены на большие глубины и, подобно терригенным минералам, на которые указывают Терсье, могут быть обнаружены даже в отложениях океанических жолобов [1].

Напротив, все прогибы шельфа и также Бискайский залив в его французской части выполнены на громадных пространствах отложениями илов, которые ни по своему химическому составу, ни по фауне фораминифер не отличаются от океанических голубых илов или от илов, заполняющих эстуарии. Наконец, нередко можно спутать фауну батиальной зоны (характерную для материкового склона) с фауной пелагической. Автор отмечал в сахарском девоне совместное нахождение птеропод с зелеными водорослями и сопоставлял этот факт с современными периодическими вторжениями в прибрежные области Средиземного моря глубоководных (пелагических) сифонофор. Некоторые ископаемые моллюски были определены даже как батиальные организмы, например аммониты родов филлоцерас и литоцерас. С другой стороны, некоторые энкриноидеи (*Encrines*), некогда исключительно неритические, в настоящее время обнаруживаются на больших глубинах. Требуется еще значительный прогресс наших знаний в области океанологии, чтобы мы могли наверняка определять глубины отложений [2], находимых нами в ископаемом состоянии.

Единственное четкое определение материковой платформы заключается в ограничении ее поверхности, с одной стороны, линией уреза и, с другой, первым значительным перегибом (увеличением уклона) в сторону моря, каковы бы ни были отметки, на которых этот перегиб имеет место. Существует ли материковая платформа у всех берегов? Повидимому, она отсутствует у вулканических островов, в частности у Канарских и Азорских

---

[1] Особенно часто в глубоководные отложения попадают эмбриональные формы прибрежных организмов. Архангельский и Страхов отмечают нахождение эмбриональных раковинок моллюсков по всей площади Черного моря, хотя, как известно, глубинные его части совершенно лишены жизни и заражены сероводородом. — *Прим. ред.*

[2] Некоторые признаки, однако, могут быть широко использованы для этой цели. Таковы, например, «знаки ряби». Как мы уже видели, эти знаки никогда не могут опускаться ниже материковой платформы (—200) и на ней имеют обычно симметричный профиль. Асимметрия профиля знаков ряби указывает на их образование волной перемещения, то есть на образование их в береговой зоне. Также асимметричны знаки, оставляемые потоком заплеска.

островов, у подводных банок с выпуклыми склонами, как, например, Роколл или банка Поркьюпайн, и вблизи океанических жолобов или передовых прогибов, то есть во всех случаях, когда рельеф можно считать наиболее молодым.

Принято считать, и это подтверждается наблюдениями, впервые проведенными Марсильи еще в XVIII в., что ширина шельфа (то есть поверхности, ограниченной изобатой — 200 *м*) изменяется в зависимости от уклона поверхности суши, к которой шельф примыкает. Вдоль складчатых гор полоса шельфа обычно очень узка, так же, как и в случае, если горы обрезаются побережьем (например, Альпы на побережье Средиземного моря).

Чем равниннее и ниже поверхность прилегающей суши, тем шире полоса материковой платформы. Однако на примере шельфа французской части Бискайского залива мы видим, что такое утверждение не всегда оказывается правильным. Здесь ширина шельфа возрастает от Сан-Жан-де-Люц к Ла-Маншу. Он оказывается значительно у́же на широте низменной и плоской поверхности Ланд сравнительно с его шириной у Армориканского полуострова, обладающего хорошо выраженным пересеченным рельефом. Выше мы уже отмечали, что граница шельфа образует непосредственно бровку большой впадины Бискайского залива; она вытягивается параллельно большой флексуре, отделяющей Центральный Французский массив от Аквитанского бассейна, ширина которого остается везде одинаковой.

Из вышеописанной закономерности мы получаем представление о связи между современными дислокациями континентов (с учетом древних жестких массивов), с одной стороны, и океаническими прогибами — с другой.

Ширина шельфа зависит от расстояния между осью океанического прогиба и осью прилегающего континентального свода. Кажущиеся исключения, как, например, шельф Бискайского залива, не нарушают этой закономерности, так как поверхность шельфа, занимаемая областью Аквитанской синклинали, постепенно переходит от прибрежной равнины к аллювиальной.

Под словом «плато» принято понимать уплощенную и однообразную поверхность. Соответствует ли данное понятие материковой платформе?[1] В некоторых случаях это действительно так: шельфы Франции, Британских островов, Норвегии, атлантического побережья Америки, а также арктических берегов Советского Союза.

[1] Материковая платформа по-французски называется «Plate continentale» — континентальное плато. — *Прим. ред.*

Эти платформы со стороны материков продолжаются большими прибрежными равнинами везде, за исключением Норвегии, выравненность шельфа которой Нансен приписывает деятельности четвертичных ледников.

Но не всегда дело обстоит так. Представление о «платформе» в случае гористых побережий появилось в результате изображения на морских картах одним цветом глубины до отметки — 200 *м*. Если рельеф суши тоже изобразить цветной шкалой, первая ступень которой ограничивается изогипсой + 200 *м*, то значительная часть весьма даже пересеченной территории страны Басков выглядела бы равниной.

Исследования современных океанографических экспедиций, как, например судна «Теодор Тиссье» [1], показали, что океаническое дно ниже бровки материкового склона обладает сильно расчлененным рельефом. Капитан Боже пишет по этому поводу: «Часто можно прочесть в учебниках океанографии, что морское дно отнюдь не так изрезано и расчленено, как поверхность суши, что рельеф дна — это в основном выравненный рельеф и что, как правило, ниже перегиба, соответствующего материковому склону, располагается бесконечная плоская равнина. На основании карт, составленных по недостаточно густой сети промеров, можно прийти к выводу о массивности и чрезвычайной простоте контура, ограничивающего материковую платформу. Но стоит провести непрерывную запись глубин, например, на поверхности материкового склона у входа в Ла-Манш, чтобы убедиться в обратном. На глубине 1 000 *м* рельеф оказывается столь же расчлененным, как и на поверхности суши, а часто и еще более пересеченным. Рисуя по данным промеров изобаты, часто приходится обнаруживать на дне горный рельеф, не уступающий по сложности рельефу Альп или Пиренеев. . .»

По своим средним уклонам и рельефу область шельфа напоминает область предгорий, окружающих горные цепи. Уклоны и изрезанность здесь несколько меньшая в силу более слабого общего уклона поверхности.

Между уклонами и рельефом соседних материковой и океанической областей и уклоном и рельефом поверхности материковой платформы всегда наблюдается определенное соотношение.

---

[1] На основании полученных «Теодором Тиссье» разрезов, которые мы даем ниже (см. рис. 72), можно судить о значительном уклоне поверхности пиренейской, португальской и марокканской материковых платформ. Однако их уклоны не достигают значений уклонов ни материка, ни материкового склона. Также и расчлененность рельефа шельфа, хотя и довольно значительна, но уступает расчлененности обеих соседних областей — поверхности материка и поверхности дна океана. Ранее предполагали, что за пределами материкового склона простирается поверхность, названная Лаппараном «великой океанической равниной».

Складчатым горным цепям на материке и соседним океаническим впадинам соответствует расчлененная поверхность шельфа. В этом, возможно, и заключается одна из замечательных особенностей географии материковых платформ.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВОЙ ПЛАТФОРМЫ

Много сил было затрачено на объяснение столь постоянной и любопытной формы рельефа, какой является материковая платформа.

1. Морская абразия. Первая попытка объяснения принадлежит Рихтгофену и была развита вслед за ним Огом и, позднее, Джонсоном. Предложенное объяснение кажется, впрочем, довольно убедительным — материковая платформа, согласно этим ученым, образована действием морской абразии. Море работает равномерно по всей поверхности, вызывая плоскостный смыв, в противоположность рекам, эродирующим линейно. Примеры совершенно сглаженных поверхностей, якобы образованных действием моря, можно найти во всех учебниках. Однако они в природе встречаются значительно реже, чем принято обычно думать. Полностью сглаженные поверхности встречаются, как правило, лишь у подножия береговых обрывов (клифов), и, как мы видели выше, для их образования необходимо длительное сохранение постоянного уровня моря. Естественно поэтому, что Джонсон, который предполагал, что уровень моря был стабилен на протяжении длительного отрезка времени четвертичного периода, легко допустил абразионное происхождение также и всего шельфа.

В других случаях мы имеем сглаженные поверхности, подобные марокканскому побережью, где море выработало уже почти плоскую поверхность, называемую географами «пенепленом», о происхождении которой мы будем говорить ниже.

Ранее мы уже говорили, что действие моря бывает существенным лишь в том случае, когда волны размывают вертикальный склон и лишь в узкой зоне вблизи этого склона, то есть в зоне прибоя. Напомним, что на песчаном берегу у Роскофа, в зоне *Fucus serratus* море неспособно переворачивать куски породы размером даже в 20 *см*.

Поэтому действие волн существенно только в высокую воду.

Уже Рихтгофен предполагал, что для образования путем абразии сколько-нибудь значительных поверхностей необходимо допустить перемещение зоны действия волн, то есть допустить трансгрессию моря[1]. Основное возражение против такой точки

[1] Регрессирующее море всегда оставляет после себя песчаные осадки и поэтому не может вырабатывать абразионной платформы.

зрения заключается в медленности морской абразии. Дэли тщательно исследовал почти на всех скалистых побережьях Земли следы последней шестиметровой регрессии (которая позволила нам определить последствия последней трансгрессии, имевшей место в конце палеолита). Однако в результате действия моря за этот период сохранились лишь узкие террасы ничтожной ширины, называемые в средиземье «тротуарами». Громадные поверхности шельфа часто соответствуют равнинам (германское побережье Северного моря, Балтики, арктические шельфы Советского Союза), которые море не смогло полностью очистить даже от перекрывающих их рыхлых наносов: ледниковые отложения, торфы, разнообразные пески и тундровые почвы с ископаемыми льдами и остатками мамонтов (Арктика).

На бретонских пляжах под покровом щебня, песка мощностью около 50 *см* мы находим неразмытую поверхность, сложенную галькой, суглинками и торфянистыми глинами. Кроме того, морская абразия оставляет ненарушенными на поверхности шельфа также и полые формы, как, например, подводные долины (см. долину Ольна на рис. 37). В конце главы мы подробно исследуем эти любопытные формы рельефа материковой платформы, которые в значительной мере приблизят нас к пониманию ее развития.

Действие моря в пределах прибрежья можно считать сводящимся к образованию узкой площадки, располагающейся непосредственно перед береговым обрывом, к сглаживанию слишком резких неровностей рельефа, к разрушению останцев и к частичному удалению слоя наносов, покрывающего поверхность коренных пород. Но для образования поверхности всей материковой платформы, ширина которой часто очень значительна, необходим более мощный агент, нежели морская абразия [1].

2. Морская аккумуляция. Мы уже подвергли критике идеи Меррея и его английских последователей, согласно которым шельф образован не абразией, а представляет обширную под-

[1] С подобным утверждением нельзя согласиться. Автор забывает, во-первых, что уровень близкий к современному был занят океаном лишь после стаиванья последнего ледникового покрова, то есть около 8 000 лет назад, после чего он испытывал колебания небольшой амплитуды. За это время, как мы знаем по изучению берегов СССР, берег даже в сравнительно устойчивых осадочных породах и в гористых местностях отступил на километры. В тех местах, где берега сложены глинами, берег отступает на несколько метров в год, и общий итог абразии выражается уже в десятках километров (см. В. П. Зенкович, Динамика и морфология морских берегов, 1946). Далее, мы знаем, что в Черном море абразия коренных пород происходит на глубинах до 20 *м*. Все эти данные показывают, что морская абразия является в ряде случаев существенным фактором выработки материковой платформы и что совершенно прав был Нансен, который еще в 1899 г. развивал это положение применительно к берегам северных морей. — *Прим. ред.*

водную равнину, сложенную продуктами разрушения континентов.

Подобный механизм по аналогии можно себе представить на классическом примере работы горных потоков. Долина делится на три отрезка: 1) верхняя часть, в которой происходит тем или иным путем разрушение коренных пород («эрозионный цирк», или водосборный бассейн потока), 2) участок долины, в котором почти вся энергия потока расходуется на перенос продуктов разрушения и частично на формирование канала стока: углубляется русло реки и выполаживается поперечный профиль действием стекающих по склонам долины потоков и обвалами. Если по тем или иным причинам на пути реки оказываются какие-либо прогибы, то они заполняются переносимым потоком материалом, бóльшая часть которого поступает с верховьев — из эрозионного цирка, и, наконец, 3) нижнее течение реки, где энергия потока оказывается уже недостаточной для переноса всей массы продуктов разрушения; здесь начинается отложение и образуется конус выноса или дельта. Продольный профиль русла (промеренный до границы подвижных наносов) дает в верхнем течении более или менее правильную вогнутую вверх кривую (область сноса и переноса), а в нижнем течении — выпуклую кривую (область отложения). Эти два отрезка профиля разделяются перемещающейся точкой перегиба.

Нечто подобное получаем мы по этой теории и на профиле, пересекающем зону прибрежья. Эрозионному цирку здесь соответствует береговой обрыв (клиф); бенч и, возможно, вся поверхность шельфа соответствуют участку переноса. Материковый склон, согласно воззрениям Меррея и его последователей, соответствует при этом конусу выноса — области отложения.

Поверхность шельфа в целом образована бесконечным множеством подобных поперечных профилей, одинаковых вдоль одного и того же побережья.

Однако остается совершенно не доказанным, что энергия течений, направленных в сторону открытого моря, может быть достаточной для переноса осадков вплоть до нижнего края шельфа. Во многих случаях можно даже сомневаться в существовании у подножья шельфа сколько-нибудь мощной толщи осадков. Во всяком случае такой «конус выноса» ниже морского края шельфа отнюдь не является универсальным явлением (если бы он существовал, то он бы подтверждал существование «батиальной зоны» осадкообразования геологов). Для обнаружения этой области отложения и тем более для уточнения ее положения необходимы промеры и взятие образцов грунта с помощью трубок типа «пушки Пигго».

Во-первых, для того чтобы происходил столь значительный перенос осадков в сторону открытого моря необходимо, чтобы

энергия силы тяжести была бы достаточна для преодоления трения и чтобы уклон поверхности шельфа, начиная от точки, в которой результирующая движения частиц направлена в море, оказался достаточным для сохранения такого движения. Если этот уклон окажется недостаточным, то наносы будут отлагаться на поверхности материковой платформы. В результате глубины будут уменьшаться вплоть до момента, когда течения вновь смогут привести наносы в движение. Но при этом, очевидно, линия уреза будет перемещаться в сторону моря.

Во-вторых, Корналья показал, что в районе мелководных побережий выше некоторой определенной изобаты, названной «нейтральной линией» [1], результирующая волновых движений и приливных течений направлена в сторону суши. Профиль дна выше этой линии оказывается кривой не вогнутой, а выпуклой вверх. Областью отложения является верхняя зона пляжа — штормовая терраса или береговой вал. Аккумуляция при этом происходит в обратном направлении к уклону: профиль потока оказывается перевернутым. Такую картину мы имеем в случае нарастающего берега, на котором преобладает отложение [2].

В-третьих, географы в своих рассуждениях обычно ссылаются на наблюдения над горными потоками, в которых обломочный материал перемещается путем перекатывания по дну и состоит в основном из продуктов разрушений водосборного бассейна. Однако совершенно иначе обстоит дело уже, например, для такой реки, как Сена, и тем более для песчаных побережий и пляжей, не говоря уже о всей поверхности шельфа.

Значительная доля осаждающегося на дно материала является взвесями. Это прежде всего минеральные частицы — тонкие зерна песка, листочки слюд, пелитовые частицы, отмершие остатки животных и растений [3] и коллоиды, образующиеся в

---

[1] Положение «нейтральной линии» зависит от начального уклона погруженной под уровень моря территории и от средней энергии волновых движений воды, учитывая их ослабление обратным противотечением. В районах с большими уклонами теоретическое положение нейтральной линии может оказаться выше основания обрыва, то есть практически на таких берегах не будет нейтральной линии (см. примечание редакции, стр. 149. — *Ред.*).

[2] Положения Корналья применимы только к грубозернистым наносам (песок и крупнее). В данном случае, когда речь идет обо всей массе терригенного материала, в котором резко преобладает илистый, суммарная мощность его отложения может значительно превышать мощность прибрежной аккумуляции. — *Прим. ред.*

[3] В результате разложения водорослей образуются желеобразные продукты, названные автором «альгон». Этот продукт состоит из органических кислот различных веществ, образующихся при распаде целлюлозы и др. В своей дальнейшей эволюции «альгон» превращается так же как и все прочие продукты распада органических веществ растительного и животного происхождения, в очень стойкое черное соединение, называемое «гумусом», входящее в состав как материковых почв, так и морских осадков.

результате деятельности бактерий. Все эти взвеси в целом образуют ил, который коагулируется постепенно в хлопья, медленно выпадающие на дно, или увлекается вместе с падающими на дно песчинками.

Пески прибрежной части и особенно на больших глубинах всегда носят более или менее илистый характер: они переходят постепенно в песчаные или настоящие илы. Но чаще всего пески материковой платформы (например, в Средиземном море, в Бискайском заливе и у атлантических берегов Марокко) перемежаются с полосами илов, состоящих из пелитовых, карбонатных частиц и из останков планктонных организмов. Эти илы подобны «голубому илу», упоминаемому обычно океанографами.

Илы даже и с повышенным содержанием песка не являются уже сыпучим веществом, а приобретают свойства твердых тел и прежде всего связность. Печальный опыт портов в эстуариях рек, прежде всего опыт порта Гонфлёр [1], показал, что для размыва толщи таких илов требуется мощная струя течения и притом вооруженная каким-либо абразивным материалом, так как илы обладают свойством уплотняться с течением времени под действием собственного веса. Даже на пляжах образуются останцы из илистого материала, поднимающиеся над поверхностью песка в виде небольших холмиков. Таким образом, маловероятно, чтобы слабые течения, обычные для поверхности материковой платформы, могли бы размыть перекрывающие ее тонкозернистые осадки.

Отложения песка на шельфе, как показали наблюдения Сио, о которых говорилось уже выше (см. стр. 150), являются подвижными, хотя и очень медленно перемещающимися частицами, располагающимися как в береговой зоне (от 0 до 80 *м*), так и в глубоководной части материковой платформы на глубинах 100—200 *м* (пески и гравий открытого моря) [2]. Мощность прибрежных отложений песка зависит от выноса современных рек, в то время как пески открытого моря, обнаруживаемые также

[1] Предполагалось, что илистые наносы, приносимые в порт Гонфлёр приливными течениями, будут вымываться сточными потоками, образующимися при быстром открывании шлюзов. Однако в действительности ничего похожего не получилось. Чтобы очистить порт таким способом, необходимо предварительно перепахать всю толщу илов плугом и лишь после этого можно надеяться смыть ее водным потоком или воспользоваться свойством илов вновь становиться жидкими под действием сотрясений и лишь после этого пытаться избавиться от заиления с помощью промывки порта искусственно создаваемым течением. Практически для очистки портов, расположенных в эстуариях, приходится чаще всего прибегать к землечерпательным снарядам.

[2] На атлантическом шельфе Америки на этих глубинах лежат неприкрытые илами отложения четвертичных континентальных ледников.

под илами промежуточной зоны, являются реликтовыми речными отложениями более древней эпохи. Реки выносят (и выносили в прошлые эпохи) значительные количества песка лишь в тех случаях, когда в бассейнах их верховий располагаются массивы выветренных гранитов.

Поставляемый морем песчаный материал того же самого происхождения. Размывая гранитные берега, как, например, в Роскофе, море смывает продукты выветривания гранита, вынесенные текучими водами в эпоху регрессии. Береговые течения перемещают такой песок вдоль берега. Источником песка на шельфе могут затем служить отложения окраинной части древних ледников, как, например, в Северном море или в Ла-Манше, принос песка ветром (берега Рио-Оро или Мавритании), наконец, песок может также получаться в результате размыва подводных дельт (Ла-Манш, древняя дельта Сены) или при вулканических извержениях. Раковины, скелеты различных организмов и частицы водорослей также могут явиться источниками песчаных наносов (коралловые пески, пески, образующиеся из известковых водорослей и т. п.).

Поверхность материковой платформы океанов, покрытая песками, то есть область залегания подвижных наносов, занимает сравнительно небольшую ее часть. Обычно мы переоценивали ширину этой поверхности, видимо, потому, что, как правило, мы располагали картами Северной Атлантики, для которой источники выноса песчаных отложений весьма многочисленны. Однако в тропиках покрытые ими площади далеко не так значительны.

Целью последних замечаний является прежде всего желание подвергнуть критике весьма распространенное мнение о широком развитии на шельфе подвижных отложений [1], а также подчеркнуть, что для построения каких-либо теорий необходимо собрать значительное количество образцов грунта с помощью трубок типа пушки Пигго.

При значительном уклоне поверхности, как, например, на материковом склоне, осадки, даже обладающие связностью, могут перемещаться путем скольжения и сползания. Причиной возникновения таких оползней могут быть, например, сейсмические толчки или океанические течения.

---

[1] Работы Шипарда, сведенные в его книге «Геология моря» (Издательство иностранной литературы, 1951), показали весьма широкое распространение на шельфах всего земного шара обнаженного дна, сложенного коренными породами. Шипард пришел к выводу, что отложение значительных толщ осадков происходит только в депрессиях шельфа или вблизи дельт крупных рек. В общем же случае терригенный материал переносится через шельф и отлагается у основания материкового склона. — *Прим. ред.*

До сих пор при исследовании современных процессов такого рода явления не наблюдались[1], но некоторые геологические разрезы подтверждают их вероятность с достаточной очевидностью. Попытка описания таких признаков была сделана Геймом. Следы оползней особенно хорошо различимы в толщах, сложенных древними илами (особенно в слоистых известняках), где оно появляется в виде волнистости отдельных слоев, в то время как слои, их ограничивающие, остаются ровными. Затем волнистые слои могут быть срезаны эрозией, и возникает то, что геологи называют «несогласным залеганием пластов». Один из наиболее ярких примеров такого залегания мы находим в сеноманских известняках Голубиного грота в Бейруте.

Таким образом, теория Меррея может объяснить нам образование лишь части материковой платформы. Подобно речному ложу или материковой равнине поверхность шельфа представляет собой частично более или менее эродированную поверхность коренных пород и частично заполненные наносами понижения. В некоторых случаях аккумуляция может привести только к выравниванию поверхности шельфа, в других — к образованию сплошного покрова наносов на всей поверхности материковой платформы. Нам известны значительные мощности накопленных на шельфе отложений, но можно предполагать, что такие накопления образуются только при постоянном нахождении уровня отложения ниже глубины действия течений, то есть в прогибах, дно которых непрерывно продолжает погружаться подобно дну жолобов, лежащих перед островными дугами. В аналогичных условиях, повидимому, отлагаются и илы промежуточной полосы, лежащей между прибрежными песками и гравием, с одной стороны, и песками и гравием открытого моря — с другой. Отложение илов в виде хлопьев возможно только при полном отсутствии каких-либо движений воды. Повидимому, подобные движения ощущаются и в области материкового склона, где отложения вновь становятся более грубыми. Кроме того, необходимо и другое условие — достаточный объем материковых наносов, поступающих в береговую зону.

Основная масса осадков, за исключением известняковых частиц, могущих образовываться химическим или органогенным путем, является минеральными частицами терригенного происхождения. Так как в образовании и переносе таких частиц роль вулканизма, ледников и эоловых процессов сравнительно

[1] Как уже указывалось, оползневые явления изучены А. Архангельским в современных отложениях Черного моря (см. А. Архангельский и Н. Страхов, Геологическое строение и история развития Черного моря, АН СССР, 1938). Известны также многочисленные факты разрыва телеграфных кабелей с одновременными изменениями рельефа дна, объясняемыми оползнями, факты внезапных изменений глубин в подводных каньонах и др. (см. упомянутую выше книгу Шипарда). — *Прим. ред.*

невелика, основную массу их составляют продукты деятельности речных потоков. Вынос твердого материала определяется прежде всего уклоном потоков, а следовательно, характером рельефа суши, в которую они врезаются. Количество наносов, достигающих моря, таким образом, определяется близостью к морю материкового рельефа со значительным уклоном. В противном случае основная масса наносов будет отложена либо в самих руслах потоков, либо, в еще большей мере, на пойменных пространствах речных долин. Так, например, Сена у своего устья выносит в море лишь морской материал, вносимый приливом и волнами в ее эстуарий, или же наносы, захватываемые мощными отливными течениями в толще древних речных отложений.

Рона, верховье которой располагается в области крутых склонов, напротив, выносит в море массу наносов, достаточную для построения непрерывно нарастающей дельты. Однако эти наносы состоят в основном из илистых частиц, смешанных с минеральными алевритовыми частицами (то, что принято называть суглинками). С другой стороны, реки Лангедока, обладающие крутыми уклонами русел, как, например, Теш, Тет, Агли, Орб и Герольт, выносят значительные массы песка и еще более грубых частиц.

Всякий горный рельеф либо находится в стадии поднятия, либо испытал поднятие сравнительно недавно [1]. Поэтому значительный вынос терригенного материала и его отложений в окраинной зоне материков может происходить либо в случае непосредственной близости к морю области поднятия, либо когда в непосредственной близости к берегу находятся океанические впадины, непрерывно углубляющиеся.

В третьей главе этой книги мы видели, что оба указанных условия связаны между собой. Крупные береговые горные цепи окаймляются обычно крупными океаническими жолобами. Общие уклоны при этом оказываются весьма значительными, а полоса береговой платформы очень узкой, и осадки отлагаются непосредственно в океанических впадинах, не задерживаясь на шельфе. Согласно положениям современной геологии, такие значительные накопления осадочных толщ характерны для областей, называемых геосинклиналями. После заполнения этих участков дна осадками здесь зарождаются новые горные сооружения. Так как геосинклинали обычно располагаются по краям гор, как, например, перуанский жолоб, вдоль Андийских цепей, то и современные горные сооружения следуют почти параллельно предшествовавшим им горным цепям.

[1] Это относится не только к складчатым цепям, как, например, Альпы, или к мегаантиклинальным массивам, но и к «остаточным» горам, как Аппалачи (см. гл. V).

Во всех других случаях осадочный покров на поверхности материковой платформы остается сравнительно маломощным — американские геологи называют этот покров «плащом».

Мощность песков на подводной части пляжей Франции ниже уровня среднего прилива не превышает долей метра, за исключением случая подводных валов или песчаных гряд. Что же касается столь мощных песчаниковых толщ, как, например, ордовичские древние красные песчаники, то для их образования, очевидно, необходимы были совершенно иные условия: значительной высоты береговые горные цепи, обильный принос материала реками, регрессия моря и опускание побережья. Уже в следующем периоде — готландском — эти условия отсутствовали.

Терсье приводит для области Зондской платформы, на плато к северу от Явы и Суматры, примеры громадного наслоения терригенного материала, в основном суглинистого, который он называет «паралическим» [1]. Режим, при котором происходило его отложение, установился с начала поднятия и сохраняется по наше время. На севере Суматры мощность одних лишь плиоценовых отложений достигает в некоторых местах 8 000 *м* и не опускается нигде ниже 2 000 *м*. При бурении нефтяных скважин в этих районах четвертичные отложения проходились на протяжении сотен метров.

3. Происхождение материковой платформы согласно теории Вегенера. Совершенно иное происхождение материковой платформе приписывает, как мы видели выше, теория Вегенера. Согласно этой теории шельф отграничен от океанов плоскостями громадных разломов, расширением которых и образованы молодые океаны — Индийский и Атлантический.

Мы уже неоднократно ссылались на эту известную теорию. Можно сказать, что она, по меньшей мере, произвела настолько сильную встряску в умах геологов, что им пришлось пересмотреть бóльшую часть казалось бы прочно установившихся представлений. Обычно принято считать, что основой теории Вегенера является удивительное совмещение береговой линии Африки и Южной Америки, достигаемое простым перемещением и поворотом континентов. Однако в действительности в основе этой теории лежит применение гипотезы Эри к идеям Зюсса о строении земной коры [2]. Согласно этой гипотезе, как мы уже видели, континенты (сиаль) предполагаются плавающими в

---

[1] παρά'λς (греч.) — приморский — термин принадлежит Потонье.

[2] Вегенер был геофизиком-метеорологом. Во время экспедиции по изучению ледникового покрова Гренландии он погиб, уступив свое место в убежище одному из молодых сотрудников экспедиции.

симе, представляющей собой твердое вещество, но с некоторыми свойствами жидкости — текучестью, вязкостью [1].

Плавая таким образом в симе, континенты в состоянии перемещаться [2]. Вегенер, допуская существование такого перемещения, пытался найти силы, вызывающие его. Оказалось, что таких сил можно насчитать сравнительно много и действия их приводят к дрейфу материков на запад и одновременно на юг. Перемещение американского континента идет при этом быстрее, чем Евразии, в результате чего образуется непрерывно расширяющаяся трещина, заполнение которой водой и создало Атлантический океан. Таким же путем образовались и остальные океаны после раздробления единого некогда континента, омывавшегося единым океаном — Тихим. Книга Вегенера в значительной своей части посвящена перечислению геологических доказательств его построений и демонстрации легкости, с какой объясняются основные миграции фауны и распределение флоры без помощи «теории мостов», существование которых, с точки зрения географии, представляется весьма сомнительным. В конце работы Вегенер применяет свою теорию для объяснения ряда географических явлений, как, например, образование островных дуг.

Материковая платформа, согласно теории Вегенера, является частью сиалических масс. Она представляет собой окраинную зону материков, опущенную, возможно, под действием тяжести, падающую к симе и пересеченную радиальными трещинами — подводными долинами и фиордами. На симатической поверхности дна океанов существует несколько плавающих на ней сиалических островов. Таким образом, между материками и океанами существует разрыв сплошности, настоящий «береговой обрыв», но возникший не в результате абразии, а вследствие разлома. Этот береговой обрыв и является материковым склоном. Согласно теории Вегенера, этот склон должен быть сложен коренными породами, но отнюдь не отложениями рыхлого материала. Необходимо отметить, что хотя материковый склон и представляет собой поверхность весьма значительного

[1] Вязкая жидкость течет при любой нагрузке. Расход энергии на преодоление внутреннего трения (вязкости) лишь уменьшает скорость ее истечения. Примерами связанной жидкости могут служить гель или пены, в которых сеть из жидких или твердых ячеек заключает в себе пузырьки газа. Для такой жидкости необходим расход некоторого количества энергии на разрушение сцепления между молекулами или частицами, после чего жидкость получает способность течь. Приложенная при этом к жидкости сила должна достичь некоторого предела, прежде чем начнется течение.

[2] Первой теорией «перемещения» была теория Тейлора, которой Вегенер, видимо, пренебрег. Мы упоминали об этой теории выше, так же, как и о выводах, сделанных из нее Дэли, при объяснении механизма образования островных дуг и кордильер.

уклона (колеблющегося, впрочем, в больших пределах), но она никогда не бывает строго вертикальной. Кроме того, материковый склон далеко не одинаково четко выражен в различных областях. Будучи очень четким к северо-востоку от Бискайского прогиба, склон становится трудно различимым на широте банки Поркьюпайн. Такое растяжение могло бы осуществиться,

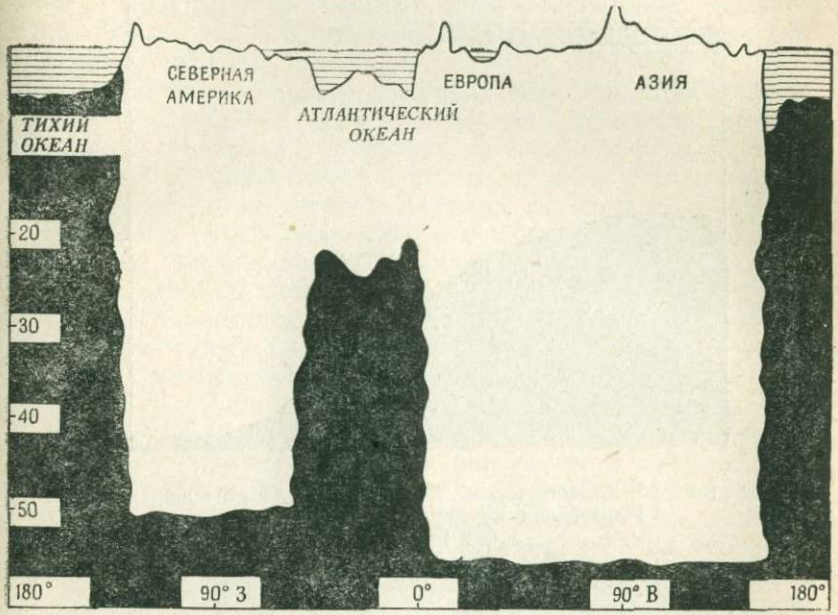


Рис. 64. Схематический разрез земной коры (по Гутенбергу).
Заштрихованы океаны; белым показан сиаль; черным – сима.

если предположить, что некогда единый материк распался на два — Евразия и Африка, с одной стороны, и обе Америки — с другой, под влиянием двух противоположных сил.

Сейсмологи и особенно те из них, кто занимался, подобно Гутенбергу, изучением скорости распространения поверхностных сейсмических волн, указывают на резкую разницу между физическими свойствами земной коры, образующей дно Тихого океана и материк Евразии. Однако это различие далеко не столь четко выражено между составом коры материков и дна Атлантического океана. По Гутенбергу, это доказывает, что ложе Атлантического океана состоит не из симы, а из как бы растянутого слоя сиаля (рис. 64 и 65). Перемещение материков при

этом происходит не на запад, как предполагал Вегенер, а на восток, как указывал Тейлор.

Такое предположение хорошо увязывается с известным различием между весьма разнообразными по составу лавами островов Атлантики и сплошь базальтовыми лавами тихоокеанских островов. Также хорошо объясняются с точки зрения

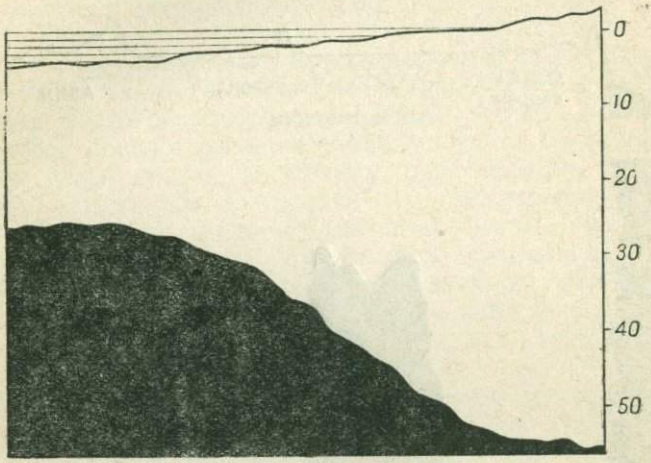


Рис. 65. Схематический разрез перехода от побережья Португалии ко дну Атлантического океана (по Гутенбергу). (Без искажения масштабов.)
Заштрихован океан; белым показан сиаль, черным—сима.

теории Гутенберга грубые сиалические пески, обнаруженные экспедициями «Вальдивии» и «Гаусса» на дне Атлантического океана в значительном удалении от берегов.

Мы еще вернемся к теории Вегенера при рассмотрении истории Атлантического и Индийского океанов, но нам кажется, что применительно к шельфам эта теория обладает весьма существенным недостатком: она не учитывает важную черту шельфов — их повсеместное распространение. Материковая платформа также хорошо развита к востоку от трещины растяжения, предполагаемой Вегенером, как и на арауканском побережье Тихого океана, то есть как перед дрейфующим материком, так и в его «тылу». Например, одним из наиболее типичных примеров материковой платформы является шельф Зондского архипелага.

Арктический океан — разрыв, образовавшийся, согласно теории Вегенера, в результате сдвига Евразии к экватору, так же

четко окаймлен широким шельфом, как и Антарктика — оторвавшийся и ушедший на юг, согласно Вегенеру, фрагмент материка.

Наиболее существенным возражением против теории Вегенера являются, однако, результаты геофизических исследований, проведенных Ивингом, Крери и Резерфордом на атлантическом побережье США на широте Петербурга. Здесь побережье образовано гранитными предгорьями Аппалач, которые, согласно Вегенеру, были разбиты сбросом и продолжение которых следует искать у берегов Португалии.

Исследования с помощью искусственных землетрясений показали, однако, наличие здесь в мезозое и в третичном периоде значительной синклинали, достигающей около 4 000 *м* глубины. Таким образом, оказывается, что в мезозое Атлантический океан был отделен от берегов Америки значительной флексурой. Эти факты можно сопоставить с нахождением палеогеновых пород на противоположном берегу океана — в береговых обрывах Бискайского залива (Фурнестин), а также наличием на широте Вандеи и Бретани на шельфе, сложенном палеозойскими кристаллическими породами, палеозоя, меловых, палеогеновых и даже миоценовых отложений (Фурнестин, Данжар, Буркар и др.).

4. Образование шельфа в результате трансгрессии моря на материковую поверхность. Кажется, реже всего в качестве прочих причин образования шельфа выдвигается трансгрессия моря. Ог, приписывая образование наибольшей части материковой платформы морской абразии, считает, что она протекала в период трансгрессии моря. Дэли и Шипард также связывают существование подводных долин с трансгрессией моря, однако не делая из этого никаких общих выводов.

Новак в 1936 г. в работе, насыщенной фактическим материалом, впервые высказал мысль об образовании материковой платформы в результате морской трансгрессии, следовавшей за длительным периодом регрессии. Основным доводом в пользу своей теории он считал невероятность образования сглаженных поверхностей такого протяжения ни в результате абразии, ни в результате отложения осадков морем за столь непродолжительный отрезок времени, как четвертичный период. Подобное сглаживание требует по меньшей мере длительности всего цикла от понта до современного, охватывающего, однако, неоднократную смену трансгрессий и регрессий. Поскольку материковые платформы распространены повсеместно, постольку трансгрессию, приведшую к их образованию, следует считать также всеобщей для всего земного шара.

В одной из прежних работ автор также настаивал на существовании подобной всеобщей трансгрессии, основываясь прежде-

всего на материковых отложениях шельфа и на существовании подводных долин.

Выше было уже отмечено нахождение торфяников с останками мамонтов на дне Северного моря. Различными авторами приводится ряд других примеров наземных отложений, находящихся в настоящее время под уровнем моря. Де Шетеля[1] описывает у берегов Гвинеи латеритные корки, продолжающиеся под уровнем моря и перекрытые илом («пото-пото»). Местами эти латериты снова выходят на поверхность и покрывают, например, острова Лос. Процесс латеритного выветривания[2] предполагает проникновение пресных вод в толщу пород и затем, в сухое время года, подъем этих вод, насыщенных растворенными веществами, на поверхность, где и образуется корка. Наличие на дне моря подобных образований, имеющих континентальное происхождение, с несомненостью указывает на былое выступание подводного рельефа. То же самое подтверждают ископаемые льды, обнаруженные русскими исследователями на поверхности дна сибирского шельфа. Подобные льды, содержавшие вмороженные в них останки мамонтов, находящиеся в настоящее время в музее в Ленинграде, представляют собой покров пресных льдов, и их залегание под уровнем моря подтверждает также существование трансгрессии.

Драгировки, проведенные многочисленными экспедициями в Ла-Манше, в том числе и драгировки «Пуркуа-па?» и «Теодора Тиссье», а также драгировки последнего на шельфе Бискайского залива дали множество образцов валунов и окатанной гальки. Эти образцы были детально изучены Данжаром, Фурнестином и Бертуа. Автору также приходилось исследовать подобные гальки, выброшенные штормами на французский и португальский берег.

Некоторые из глыб наиболее крупные и угловатые можно считать принесенными айсбергами, как полагают многие авторы. Однако для Ла-Манша подобный вид переноса приходится исключить, поскольку в течение ледникового периода здесь вообще не существовало моря. Действительно, если принять минимальную цифру, указываемую различными авторами для величины послеледникового поднятия уровня, а именно 100 *м*, то эту же величину следует принять и для обмеления океана в результате изъятия воды льдами последнего оледенения.

---

[1] E. de Chételat, Remarques sur l'île Aclatraz et sur quelques récifs de la Guinée Frinçaise. «Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.», t. XI, fasc. 2, 1938.

[2] Превращение кристаллических пород (например, гранита, состоящего из кремния, щелочных алюмосиликатов и силикатов железа и марганца) в рыхлую губчатую массу окислов алюминия и железа при выделении кремния и щелочей.

Таким образом, на протяжении ледникового периода Ла-Манш почти полностью осушался.

Еще менее вероятен такой перенос айсбергами грубого материала для берегов Аквитании и Астурии. Кроме того, большая часть галек очень хорошо окатана и покрыта защитным налетом окиси железа, скорее всего имеющей наземное происхождение [1].

Образцы гальки, собранные Фурнестином на банках у входа в Ла-Манш (ла-Шапелль, банка Теодора Тиссье), имели часто пирамидальную форму, характерную для галек, обработанных несомыми ветром песчинками. Ближе к берегу, на широте полуострова Крозон, Фурнестин обнаружил обломки сланцев, обычно находимые в грязевых потоках.

Образцы, собранные автором у мыса Эв, у Киберона или на побережье Ландов Гасконии, где галька была выброшена штормом на подводный вал, параллельный линии уреза, неизменно состояли из аллювия древних рек, нижнее течение которых в настоящее время находится под уровнем моря.

До сих пор внимание океанографов не привлекалось к этим галькам — их происхождение приписывалось обычно действию морской абразии. Однако, как мы уже видели, абразия может только окатывать гальку, но никак не создавать ее. Это было наглядно показано в результате исследования пляжей Средиземного моря. Галечниковые пляжи встречаем мы лишь в том случае, если поблизости впадает или впадала в море горная река или если непосредственно к морю подходят камнепады. В последнем случае можно всегда проследить переходные стадии между угловатыми щебенками осыпей и окатанной галькой пляжа. У подножия береговых обрывов, не подвергающихся обвалам или оползням, как правило, галька не встречается [2]. С другой стороны, нахождение ниже уровня отлива обильной флоры водорослей на верхней поверхности валунов и хрупкой фауны — на нижней наглядно показывает, что эти валуны никогда не переворачиваются и не обрабатываются прибоем.

На всех пляжах мы находим гальку только в верхней части пляжа, на верхней террасе или на верхней линии штормового

---

[1] Железистый налет на камнях образуется очень часто и при подводном выветривании (см. М. В. Кленова, Геология моря, Учпедгиз, 1948). — *Прим. ред.*

[2] Автор допускает здесь преувеличение. Материал исследований берегов СССР показывает, что аллювиальный материал может питать морские пляжи на громадных протяжениях (см., в частности, В. Зенкович и Ю. Каширин, Перемещение гальки вдоль Кавказского берега Черного моря. Метеорология и Гидрология № 5, 1949); точно так же и чисто абразионные накопления гальки не менее часты, хотя и не столь значительны по объему. — *Прим. ред.*

заплеска. Отложение этой гальки могло происходить лишь при исключительно сильных волнениях.

Другой характерной чертой галечников пляжа является их чрезвычайно пестрый петрографический состав, резко отличный от состава пород близлежащих береговых обрывов.

Геологи, изучавшие «поднятые пляжи» Северного моря и Ла-Манша, часто отмечали наличие на них экзотических галек, нередко также встречающихся и на современных пляжах. Это прежде всего гранитные гальки или гальки различных изверженных пород. До сих пор наличие последних объясняли переносом их плавающими льдами или же прибрежными течениями. Однако опыты Сюшье, поставленные им на Рейне, показали, что даже если у дна скорость течения такая же, как и на поверхности, то для перемещения галек весом в 250 *г* необходимы течения со скоростью 1,5 *м/сек* (или 3 узла). Но такие течения на материковой платформе не известны.

Эти соображения привлекли внимание автора к галькам так называемых «базальных конгломератов», залегающих в основании трансгрессивных толщ и сцементированных обычно известковыми или песчаниковыми отложениями глубокого моря. Эти конгломераты отличаются двумя любопытными особенностями. Во-первых, их минералогический состав обычно весьма разнообразен и резко отличен от состава пород дна. Как правило, они богаты жильным кварцем и древними изверженными породами, отсутствующими как на дне, так и вообще в данном районе. Таковы, например, базальные конгломераты сеномана марокканского Атласа, составные элементы которых относятся к палеозою и даже к архею, таковы кремневая щебенка, залегающая в основании песков Фонтенбло, когда их подстилают мергели, таковы конгломераты бурдигальского (Прованс) и бартонского ярусов.

Все эти особенности хорошо объясняются, если допустить, что галька была отложена реками, верхнее течение которых прорезало антиклинальную зону, освобожденную уже от осадочного покрова эрозией. Вторая характерная черта подобных галек заключается в существовании на их поверхности зеленого или зелено-черного налета. После исследования ископаемых раковин базальных конгломератов лютетского яруса в Манте автору удалось показать, что этот налет образуется при осаждении коллоидального глауконита [1] в период, когда пространство между гальками еще не заполнено осадками. Таким образом, происхождение этого налета более древнее, чем цемента конгломератов. Следовательно, базальные конгломераты можно рассматривать как древнюю материковую породу, тонкие

[1] Силикат железа калия, образующийся исключительно в морской воде.

элементы которой были вымыты морем и отсортированы подобно современным суглинкам у Роскофа.

Джильберт показал, что в процессе подобной отсортировки галька образует настоящую мостовую, весьма трудно разрушаемую затем волновыми движениями. В некоторых случаях, правда, как, например, на берегу Ландов, галька может оказаться собранной прибоем в крупные береговые валы.

Можно быть почти уверенным, что если бы мы исследовали не образцы грунта, взятые со дна дночерпателями, драгами или обычными трубками, а колонки, полученные при помощи пушки Пигго, то мы нашли бы в них не только древние гальки, но и древние рыхлые почвы. Когда подобные комплексы, довольно уже связаные по самой своей природе, оказываются подвергнутыми давлению около 10 *кг/см*^{2}, соответствующему глубине несколько менее сотни метров, то с течением времени вполне вероятна постепенная их литификация. Мы уже видели, как хорошо сохраняются подобные подвижные осадки, например, на прибрежной платформе Бретани.

По мере развития методов исследования морского дна выяснилось, что материковая платформа отнюдь не является, как предполагали ранее, совершенно сглаженной поверхностью, единственный пример которой представляет шельф Сибири.

Хотя «пики» старинных карт и исчезли на современных изображениях морского дна, но все же на поверхности шельфа мы встречаем большое количество неровностей особенно в тех случаях, когда горные цепи заканчиваются непосредственно на побережье. В сложном рельефе марокканского и португальского шельфов можно обнаружить черты тектоники прилегающего материка, если количество промеров позволяет достаточно точное изображение рельефа. Получаемое изображение очень сходно с надводным рельефом. Так, например, банка Ле-Дануа на астурийском шельфе имеет рельеф, совершенно аналогичный острову Нуармутье. Фурнестин показал, что на этой банке имеется даже покров четвертичных отложений.

Пики, поднимающиеся с малых глубин у Прайя-де-Роха в Португалии, выработаны морем в карстовом рельефе верхнего плиоцена, погруженном под уровень моря и освобожденном от покрова терра-росса. Подобные же формы мы находим на глубине 30 *м* близ Латакии (Сирия).

Менее сложные исследования поверхностей древних трансгрессий, например плиоценовой трансгрессии в Марокко, между Рабатом и Аземмуром, показали, что после трансгрессии в рельефе шельфа сохранились высокие скалы, сложенные девонскими кварцитами — «сокхаты», которые также пережили, вероятно, и предшествовавшую меловую трансгрессию. Таким образом, очевидно, что морская трансгрессия не влечет за собой

неизбежного сглаживания и может иметь последствия лишь подобные обычному затоплению. Необходимо также отметить тот замечательный факт, что на материковой платформе сохраняются и отрицательные формы наземного рельефа — подводные долины.

ПОДВОДНЫЕ ДОЛИНЫ

Можно полагать, что эти замечательные формы рельефа шельфа были известны уже давно, но особое внимание было обращено на них впервые Зюссом в связи с исследованием долины Кап-Бретон в юго-восточном углу Бискайского залива. Длительные исследования древней речной сети были затем проведены Хэллом [1] у берегов Англии, Франции и Португалии. С тех пор происхождению этих форм было посвящено столько работ, что «Geographical Review» [2] и «Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique» [3] посвятили истории этого вопроса специальные статьи.

Наиболее яркий пример подводной долины, несомненно эрозионного происхождения, представляет описанная уже выше долина Ольна с ее врезанными меандрами [4]. Долины почти всех рек продолжаются на материковой платформе за исключением лишь тех, которые изменили в последнее время свое нижнее течение, как, например, река Адур. Однако бóльшая часть подводных долин не связана ни с какими долинами суши. Так как предположение, что подводные долины были выработаны под уровнем моря, исключается, несомненно, что их образование связано с деятельностью материковых потоков в период регрессии. Авторы, которые подобно Смиту, Лоусону, Грегори и особенно Вегенеру, хотят видеть в подводных долинах тектонические впадины, образовавшиеся между двумя линиями сбросов, возвращают нас к далекому прошлому, когда подобное объяснение давалось и происхождению обычных речных долин. Разломы могут играть направляющую роль в образовании долин, но извилистость русла и меандры подводных долин явно говорят против приравнивания их к тектоническим впадинам или разломам сплошности, как полагали Дригальский [5] и Вегенер.

---

[1] Ed. Hull, Submerged Terraces and River Valleys bordering the British Isles, «The American Geologist», vol. XXX, 1897, p. 305—324. Suboceanic terraces and River Valleys of the wastern Coast of Europe.

[2] «Géogr. Rev.», Submarine Canyons (Revue), vol. 27, 1937 (4), p. 681—683.

[3] «Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.», XI 3, 1938, p. 254—284.

[4] Напомним, что Сена также имеет затопленные врезанные меандры. Хорошим примером может служить ныне засыпанное Верньерское болото (Marais Vernier).

[5] E. von Drygalski, The Oceanographical problems of the Antarctic, «Am. Geogr. Soc.», p. 269—284.

Следует отметить две особенности подводных долин. Прежде всего на их продольном профиле мы встречаем ряд участков с обратными уклонами, образующими выступы дна русла. Такого профиля, говорят, нельзя встретить у обычных речных долин, уклон которых все время уменьшается от верховьев к устью. Однако следует напомнить, что плавно выполаживающийся профиль соответствует только уже выравненному руслу (см. рис. 66—71). Работы, проводимые при сооружении плотин,

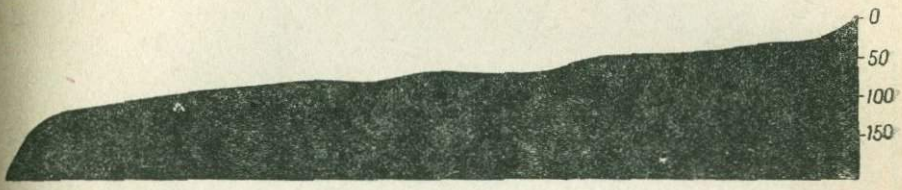


Рис. 66. Продольный профиль подводной долины По (по Луиджи де Марки).

показали нам, что во всех ущельях под слоем наносов обычно существуют очень глубокие прогибы, жолоба, или котлы, которые тщательно стараются обойти инженеры, строющие плотины. Люжон показал, что река Уругвай и ее притоки в местах сжатия речной струи врезались в горные породы вдали от моря до отрицательных отметок дна.

Чтобы объяснить перегибы продольного профиля подводных долин, достаточно допустить, что заполнявший их аллювий был удален морем. Этот процесс должен был осуществиться в начальном периоде трансгрессии. Определенный участок нижнего течения реки превращался при этом в эстуарий, и волновые и приливные течения создавали в нем скорости, достаточные для размыва толщи аллювия. Так, например, Сена, отлагающая аллювий на всем протяжении своего течения от Парижа до Руана, имеет в своем эстуарии у Радикателя глубокий жолоб, врезанный в древнем аллювии.

Вторая особенность подводных долин, требующая объяснения, — это величина их уклона, намного превосходящая падение обычных речных долин. Уклон продольного профиля подводных долин может достигать 5%. Мы вернемся к этому вопросу ниже, но наиболее существенным является то, что подводные долины продолжаются далеко и за пределы шельфа. Таковы подводная долина Гудзона, прослеживающаяся на глубинах до 3 000 *м*, долины Тежо и Садо в Португалии, долины Конго, Инда и Ганга. Продольный уклон этих долин возрастает

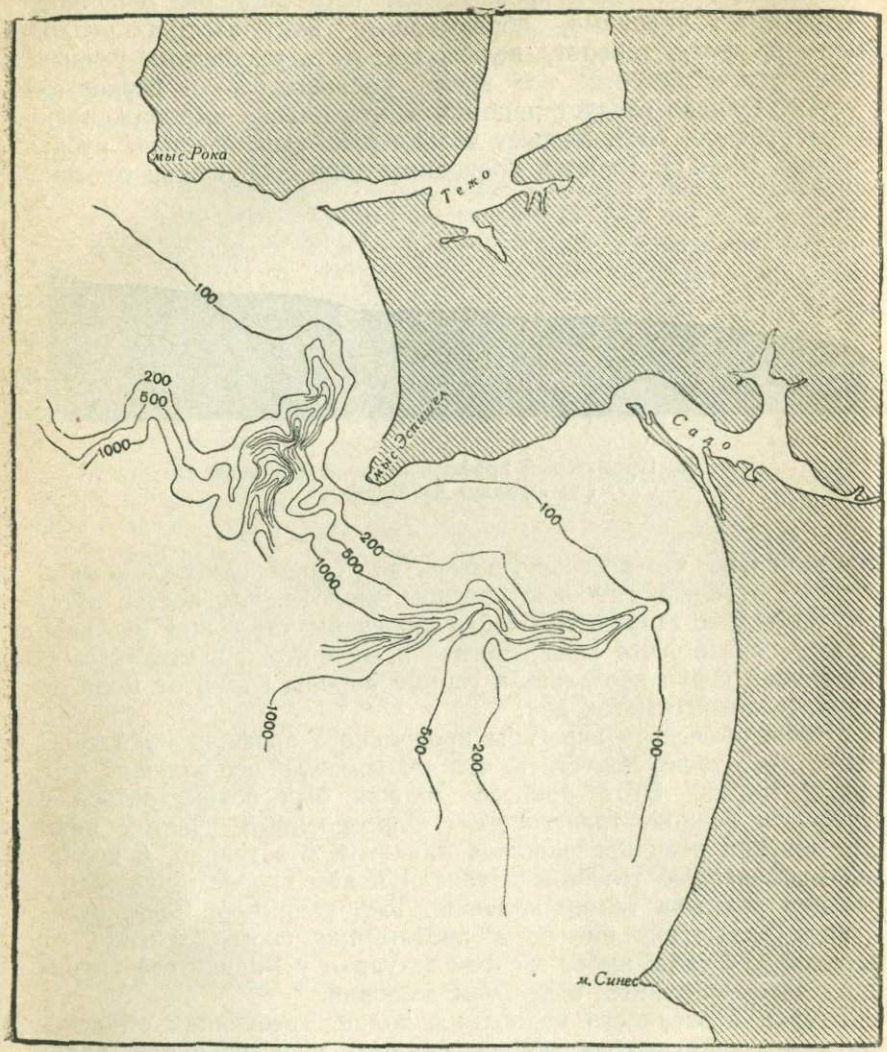


Рис. 67. Подводные долины Тежо и Садо.

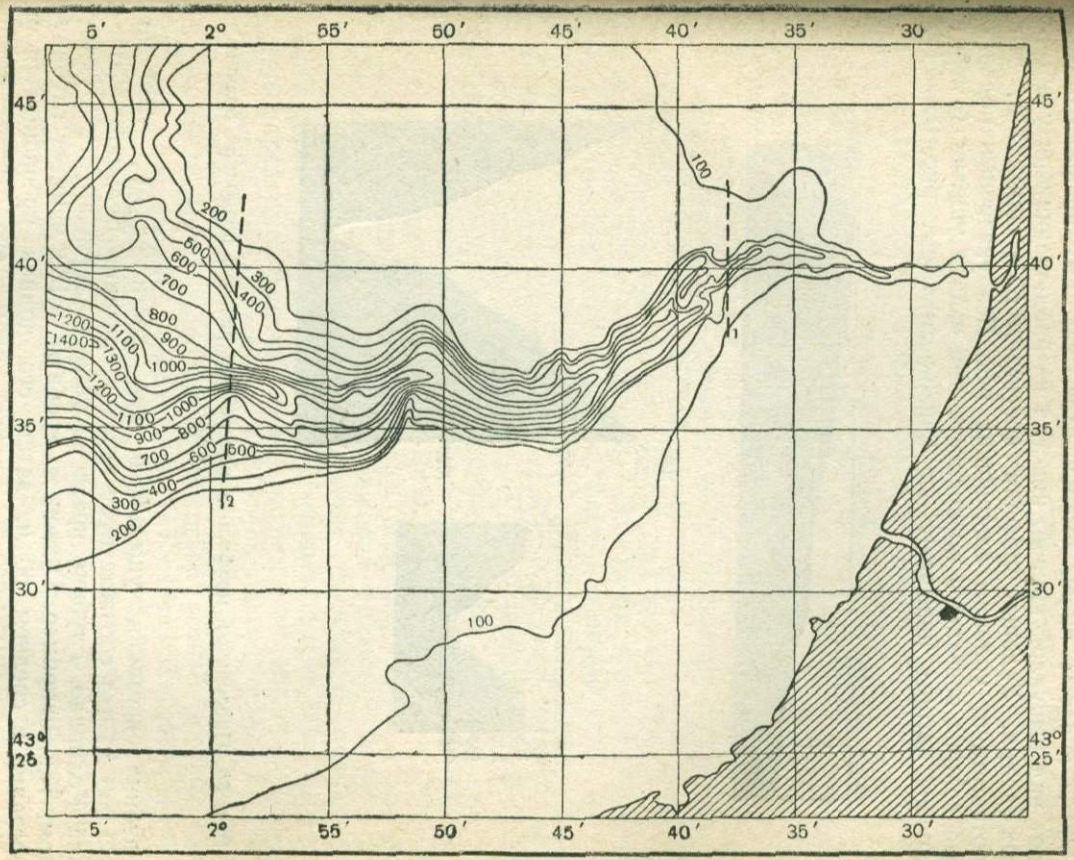


Рис. 68. Карта подводной долины Кап-Бретон.

за пределами материкового склона в общем до глубины 1 000 *м* и затем вновь уменьшается, так что профиль получает вид выпуклой кривой, никогда не наблюдающийся у обычных долин. Уклоны профиля достигают 6 и даже 7%, что соответствует уклонам альпийских рек. Все указанные подводные долины врезаны в поверхность дна в виде ущелий (американские авторы называют их каньонами) (см. рис. 66—71).

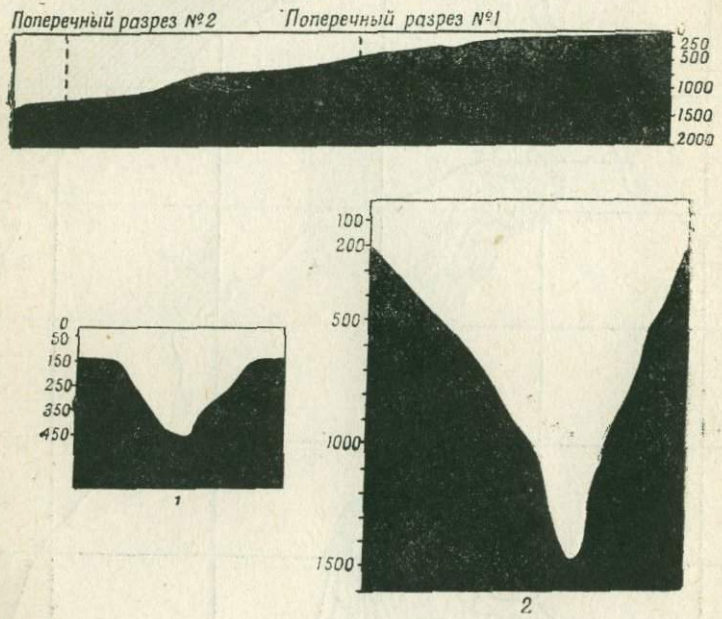


Рис. 69. Продольный профиль и поперечные разрезы подводной долины Тежо.

Глубина врезания ущелий в дно достигает от —200 до —1 000 *м*, что соответствует глубине врезания Большого Каньона Колорадо. Глубина врезания увеличивается вместе с уклоном. Так, например, Гудзон до изобаты — 180 *м* имеет глубину врезания в среднем 60 *м*, затем его долина превращается в каньон с глубиной 1 000 *м*, а самый нижний его отрезок лишь слабо врезан в поверхность дна. Подобный характер продольного профиля мы наблюдаем на суше в реках, пересекающих область интенсивного поднятия [1].

[1] Здесь и выше в ряде мест автор упорно смешивает совершенно различные образования, которыми являются подводные долины шельфа, с одной стороны, и каньоны, — с другой. Если древне-эрозионное происхождение

Поперечный профиль этих долин всегда имеет V-образную форму (см. рис. 66—71), но с террасами, напоминающими профиль знаменитого Большого Каньона Колорадо. До 17 подводных долин существует на шельфе Лионского залива. Из них долины Руссильона были открыты Прюво, остальные — Марти. Эти долины являются объектами изучения нашей лаборатории.

Подводные долины столь же хорошо представлены у берегов Атлантического океана, как и у Тихого. Бóльшая часть из них, как долина Кап-Бретон, каньоны Лионского залива, долина Назаре в Португалии, не связаны с какими-либо субаэральными современными долинами. Однако можно предполагать, что они являются продолжениями каких-либо древних и ныне исчезнувших долин суши.

Долина Кап-Бретон является не только наиболее известным примером подводного каньона, но и одним из наиболее изученных. На основе промеров, проведенных «Теодором Тиссье» с помощью ультразвукового лота, удалось составить точную карту в изобатах (см. рис. 68). Эта карта послужила основой для сооружения великолепного макета каньона (см. фото на обложке книги). «Теодору Тиссье» удалось также взять образец грунта со дна и замерить температуры. Из ряда теорий, пытающихся объяснить происхождение этой замечательной формы рельефа, можно сделать следующие выводы.

Зюсс, первым описавший эту подводную долину на основе изучения гидрографической карты, рассматривал ее как бесспорную древнюю речную долину. Мартель, Горсей и Дюбален, напротив, видели в ней продолжение разлома Прешак-Дакс, размытого затем путем растворения триасовых гипсов, обнажающихся на дне, выходами грунтовых теплых вод вдоль трещины разлома. Однако извилистость русла долины и наличие притоков не позволяют считать ее простой тектонической впадиной, ограниченной двумя линиями сбросов. Для образования подобной формы необходимо действие речной эрозии. Кроме того, измерениями, проведенными «Теодором Тиссье», были отмечены вполне нормальные температуры воды в придонных слоях каньона. На дне каньона были также обнаружены фораминиферовые илы, что исключает вероятность современного углубления каньона морскими течениями. Единственными воз-

---

первых может считаться выясненным, то вопрос о происхождении каньонов является достаточно спорным. По схеме автора каньоны могли образоваться из долин при опускании океанического края «континентальной флексуры», но с нашей точки зрения, таким путем нельзя объяснить громадную глубину врезания каньонов. Во всяком случае пока положения Буркара не будут подтверждены дальнейшими исследованиями, — а при морфологических описаниях и после этого, — подводные долины и каньоны необходимо рассматривать отдельно. — *Прим. ред.*

ражениями против разработки этой долины наземными потоками в период регрессии моря остаются значительные уклоны продольного профиля, исключительная глубина врезания, выпуклость продольного профиля и, наконец, протяженность

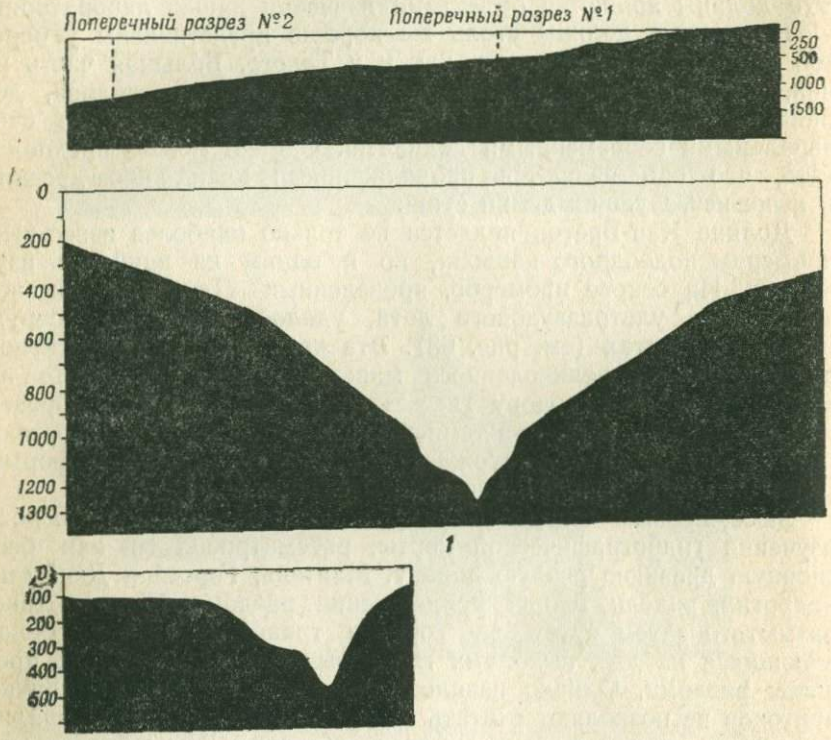


Рис. 70. Продольный профиль и поперечные разрезы подводной долины Садо.

долины до глубины 3 000 *м*. Следует отметить, что эти три особенности данного каньона характерны также для всех подводных каньонов.

Приведем основные гипотезы происхождения подводных каньонов.

Каньоны, образованные в результате эрозии морского дна течениями. Эта теория, выдвинутая Бьюкэненом [1] для объяснения происхождения подводного продолжения долины Конго,

[1] J. Y. Buchanan, On the land slopes separating Continents and ocean Bassins especially those on the West coast of Africa, «Scottisch Geogr. Mag.», III, 1887.

была принята также Девисом, искавшим ее подтверждения на дне залива Монтерея. Хотя придонные скорости морских течений, обычно весьма широких и нечетко оконтуренных, нам очень мало известны, однако трудно предположить, чтобы они достигали величины двух-трех узлов. Поверхностная скорость Гольфстрима во Флоридском проливе достигает 120 миль в сутки, что дает 5 узлов, или 2,5 *м/сек* (скорость течения Рейна в половодье), но уже на глубине 1 120 *м* течение становится неощутимым. Лишь в некоторых особых случаях, например на подводном пороге, скорости течений могут оказаться достаточными для эрозии глинистого или илистого дна (скорость, необходимая для эрозии, вероятно, равна около 2 узлов).

Можно считать, что следы подводной эрозии скорее остаются догадкой геологов, чем реально отмеченным океанологами фактом. Несомненно, некоторое значение могут иметь приливные течения, достигающие значительных скоростей, особенно в узких каналах. Эти течения могут по крайней мере поддерживать глубину подводных долин, предотвращая их заполнение наносами.

Наблюдения, правда изолированные, проведенные «Теодором Тиссье» в каньоне Кап-Бретон, показали, что существующие близ дна каньона скорости течений в настоящее время недостаточны даже для того, чтобы помешать отложению частиц, образующих голубой ил.

Если современные течения неспособны углублять ложе подводных каньонов, то многие авторы склонны предполагать такую способность у течений прошлых эпох. Хесс и Клинтош [1] предполагают, что изменения скорости вращения Земли могли повлечь за собой возникновение мощных течений. Однако, согласно закону Бэра, эти течения должны были бы отклоняться в северном полушарии вправо, а в южном — влево и, соответственно, должна была бы наблюдаться асимметрия поперечного профиля каньонов — правый склон в северном полушарии должен был бы быть значительно круче левого, чего мы никогда в действительности не наблюдаем.

Дэли [2], допуская, что морские течения не могут обладать достаточной мощностью для эродирования дна каньонов, считает, однако, что эрозия могла происходить в результате воздействия потоков мутной воды, плотность которых значительно больше, чем плотность чистой воды, и которые, кроме того, обладают свойством «абразивов». Согласно этой гипотезе, в периоды

[1] H. H. Hess et P. Mac Clintoch, Submerged Valleys on continental slopes and changes of level, «Science», vol. 83 (N. S.), 1936.

[2] R. A. Daly, Origin of submarine canyons, «Amer. journ. of Sci.», Série 5, vol. 31, 1936, p. 401—420.

трансгрессий, следовавшие за периодами оледенений, на морское дно поступали продукты размыва моренных глин, которые и могли выработать глубокие каналы. Очевидно, именно таким образом выработала Рона канал в верхней части Женевского озера. Но этот канал врезан в илистые отложения, в то время как в случае каньонов мы имеем дело с коренными породами.

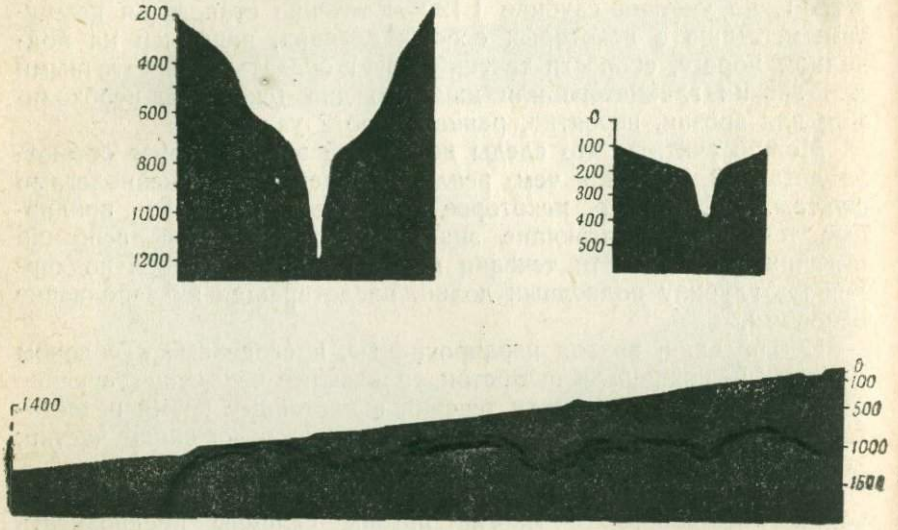


Рис. 71. Продольный профиль и поперечные разрезы каньона Кап-Бретон.

Кюенен[1] попытался подтвердить эту гипотезу путем остроумных опытов на моделях, но в этих опытах морское дно состояло из порошкообразного гипса.

Мы уже рассматривали теории, в которых, как, например, в гипотезе Грегори, каньоны уподобляются тектоническим впадинам. Сбросы, подобные тектоническим впадинам Восточной Африки, вытягиваются в виде ряда ломаных линий и не похожи на плавно изогнутые кривые подводных каньонов.

Шипард, посвятивший вместе со своими многочисленными сотрудниками ряд лет изучению каньонов, особенно каньонов Джордж-Банки, вернулся к старой идее Зюсса и Хэлла, полагавших, что подводные каньоны являются продуктом субаэральной эрозии в период регрессии. При этом Шипард неоднократно

[1] P. H. Kuenen, Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons, «Leidsche Geologische Mededeelingen», Deel, VIII (2), 1937, p. 327—351.

указывал, например в 1933 г., что, постепенно заполняясь наносами, каньоны вновь освобождаются от них в результате сейсмических толчков. Каньон Корсар-Джордж, не существовавший до 1929 г., был обнаружен в 1930 г. при исправлении кабелепрокладочным судном «Трансильвания» повреждения трансокеанского кабеля, разорванного сильным сейсмическим толчком в 1929 г.

В 1936 г. Шипард указал на то, что существование подводных каньонов вынуждает нас предположить регрессию моря до отметки по крайней мере —1 000 *м*, а в случае каньона Гудзона даже до —3 000 *м*. По его мнению, образование каньонов следует отнести к третичному периоду. Напомним, что Новак также считает, что для выравнивания материковой платформы действием речной и морской эрозии этот процесс должен был начаться не позднее конца миоцена.

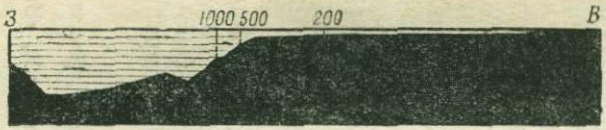
Гипотеза эрозионного (речного) происхождения каньонов представляется в настоящее время единственной удовлетворительно объясняющей все известные нам факты. Однако из нее вытекает, что морское дно на глубинах в 1 000, 2 000 и даже 3 000 *м* (для каньона Гудзона) являлось некогда поверхностью материка. Карта дна, составленная в 1937 г. в районе острова Богослова Смитом, дает хорошее представление о расчлененном эрозией вулканическом рельефе, погруженном на глубину в среднем 1 000 *м* (рис. 32) [1]. Трудно допустить, что такая регрессия могла бы быть чисто эвстатической, поскольку единственной причиной ее можно считать расход воды на образование четвертичных ледников [2]. Кроме того, следует напомнить, что каньоны обычно делятся на три отрезка. На первом от берега углы падения долины и ее врезание примерно соответствуют обычным величинам для речных потоков (от 0 до 300—400 *м* глубины). Затем, между 400 и 2 000 *м* как уклон, так и величина врезания резко возрастают. В некоторых случаях существует и третий участок со сравнительно пологим падением. Приложенные профили подтверждают существование этих отрезков. Некоторые долины начинаются в пределах первого отрезка, например на глубинах — 200 *м*, настоящим цирком с очень крутыми продольными уклонами.

Некоторые подводные формы, как, например, описанные Лоусоном [3] и позднее Девисом, у берегов Калифорнии, а также притоки долин каталонского берега являются, повидимому, цирками солифлюкции в первом случае и оползневыми цирками

[1] См. примечание на стр. 92. — *Прим. ред.*

[2] Еще труднее допустить регрессию такого происхождения в третичном периоде, где нам вообще неизвестно оледенений.

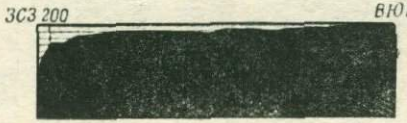
[3] A. C. Lawson, The continental shelf of the coast of California, «Bull. Nat. Research Council», vol. 8, part. 2, № 44, 1924.



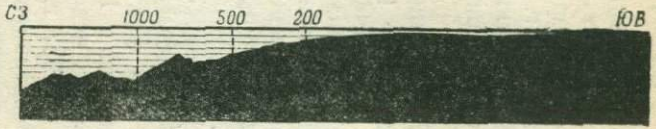
Данманус около залива Фастанет (51 с.ш.)



Магадор (31°40')



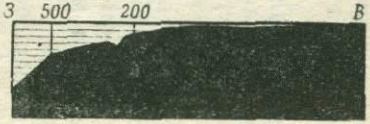
Педрас-Ниграс (Португалия)



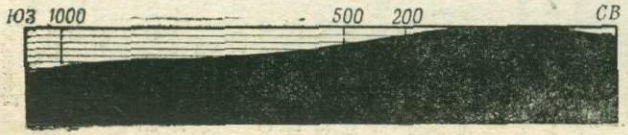
Южнее мыса Тафельнехт (31°10')



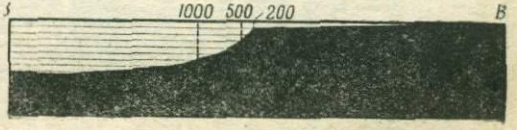
К северу от Сан-Бартоламеу (41°30')



Агадир (Марокко)



Банка Соринге (42°30')



Ифни (29°20')

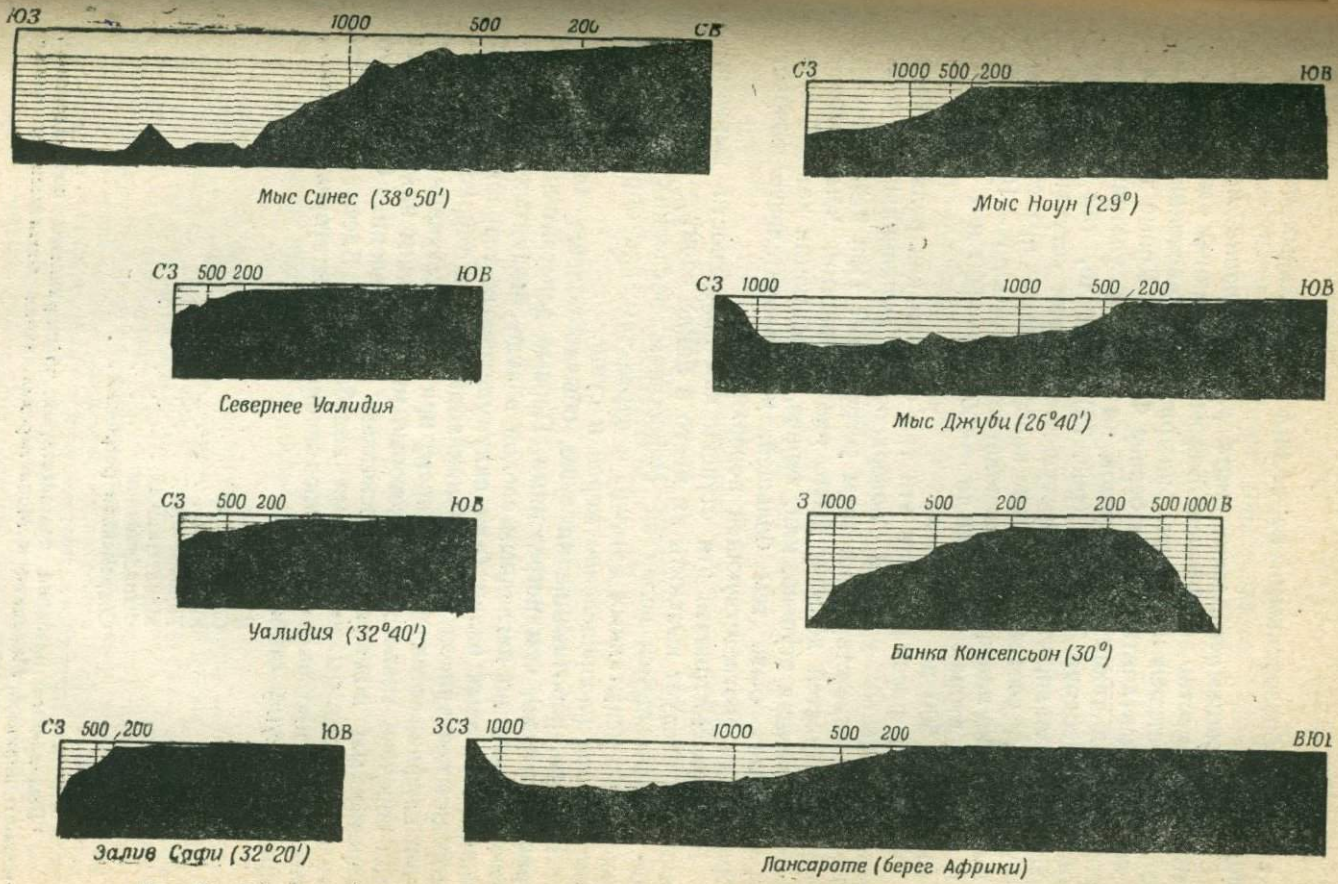


Рис. 72. Разрезы через материковую платформу восточной части Атлантического океана.

во втором, образованными на весьма значительных первичных уклонах.

Существование нескольких платформ на окраине материков. Автором, совместно с Фрэнсис-Бэфом, по данным монакских карт, был построен и изучен ряд разрезов, располагающихся по нормали к атлантическому берегу Франции. Кроме того, был составлен ряд таких же разрезов по данным ультразвуковых промеров «Теодора Тиссье» (рис. 72). Как те, так и другие профили показали, что на дне существуют три «ступени». Первая из них, соответствующая классическому представлению о материковой платформе, располагается от 0 до —100, —200 или —300 *м*, вторая от —200 до —400 или —500 *м* и третья от —400 или —500 до —1 000 *м*.

Можно ли рассматривать эти три ступени как реликты трех последовательных уровней поверхностей выравнивания края материка, соответствующих трем регрессиям? При этом уклоны этих поверхностей должны быть тем большими, чем древнее соответствующая ступень, или, вернее, деформация каждой ступени должна быть тем большей, чем значительнее возраст образования соответствующей поверхности.

Если рассматривать эти ступени как поверхности выравнивания, то следует выяснить их место в цикле «понт — современность», начавшемся вслед за окончанием последних крупных изменений, испытанных Землей, и перед тем, как определилось современное распределение морей и суши.

Геологи, работающие на суше, обычно больше занимаются трансгрессиями, чем регрессиями. Первые действительно оставляют множество наглядных следов в виде «поднятых пляжей», линий береговых валов (или аккумулятивных террас), древних морских песчаников или древних абразионных террас и отмерших клифов, оставленных морем при его отступании. Депере дал перечень трансгрессий, которые мы приводим ниже. В этом перечне мы подчеркнули основные трансгрессии. Остальные являются как бы вторичными колебаниями. Здесь приведены также средние высоты уровня океана соответствующих эпох, принимая сушу стабильной [1].

Плезанская	+200
Сицилийская	+100
Милацкая	+55—60
Тирренская	+30
Монастырская	+10
Фландрийская . . .	+6
Современная регрессия . .	0

[1] Выделенные названия соответствуют общепринятым подразделениям первого порядка. Милацкая и Монастырская эпохи соответствуют движениям второго порядка.

Существование регрессий, во время которых уровень моря опускался значительно ниже современного, было установлено впервые Булем при исследовании гротов Гримальди. Во время раскопок в гротах он обнаружил наземные почвы, содержащие останки слонов и других крупных млекопитающих, погибших несомненно здесь же, и залегающие непосредственно на поверхности тирренской равнины. Эти животные могли жить и проникать в грот лишь при условии существования широкой береговой равнины, окаймлявшей современный берег. Буль предполагал, что в этом районе равнина простиралась до изобаты —100 *м*. Наблюдения Буля были подтверждены затем всеми последующими работами. Приводим сводную таблицу регрессий, сопоставленных с трансгрессиями, в том виде, как автор ее предложил в 1937 г.:

	Понтская	—x
Плиоцен	Плезанская	+200
	Виллафранкская	— y
	Сицилийская	+100
Четвертичный период	*Романская*	0
	Тирренская	+30
	Гримальдийская	—200
	Монастырская	+10—12
Четвертичный период	Неолитическая регрессия	—10
	Фландрийская	+6
	Современная (регрессия)	0

Основные регрессии здесь выделены. Таким образом, линия берега трижды отодвигалась далеко в сторону моря от современной ее границы. Каждой эпохе регрессии соответствовало, кроме того, усиление размыва рельефа горных сооружений, на что указывают количество и размер переносимого реками материала. Эпохи регрессий соответствовали в свою очередь периодам резко континентального климата (см. рис. 60). Можно предполагать, что все три перечисленные характерные черты периодов регрессий были наиболее четко выражены в первую — понтскую — регрессию, которая, кроме того, имела и наибольшую продолжительность сравнительно с остальными [1].

[1] Морские отложения понта нам неизвестны. Береговая линия Средиземного моря эпохи понта лежала слишком далеко в открытом море относительно современных берегов, чтобы в каких-либо замкнутых бассейнах или в результате позднейших поднятий могли бы сохраниться осадки того времени. Сахельенские отложения (Дар-бель-Хамри в Марокко, Каселла в Португалии) являются скорее уже регрессивными отложениями верхнего миоцена или отложениями начала плиоценовой трансгрессии (Алжир). Длительное существование континентальной понтской фауны, переслаивающейся с морскими «плиоценовыми» формациями (например, в Пикерми в Греции), заставляет нередко геологов сомневаться в правильности места понта в классификации. Геологами, изучающими ближний восток, он часто рассматри-

Продолжительность периодов колебаний уменьшалась по мере приближения к современному периоду. В качестве гипотезы можно высказать предположение о том, что береговой линии каждой из основных эпох регрессии соответствует внутренняя граница каждой из ступеней материковой платформы. Таким образом, береговая линия понтской регрессии располагалась на современной изобате —1 000 *м*, а урез виллафранкской регрессии соответствовал современной изобате —400 *м*.

Предположим вначале, что трансгрессии и регрессии вызываются исключительно колебаниями уровня моря. Представим

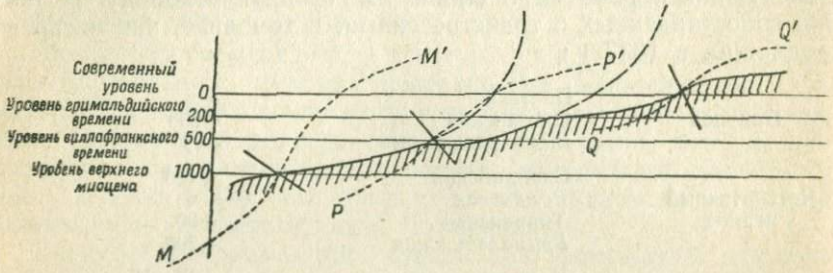


Рис. 73. Схема материковой платформы.
MM', *PP'* и *QQ'* — соответствующие континентальные флексуры.

себе продольный профиль какой-либо понтской долины, прорезающей зону побережья (рис. 73). Этот профиль окажется целиком или частично затопленным морем в течение плиоцена. Однако в период максимума следующей регрессии (виллафранкской) уровень моря снова опустится до отметки —500. При этом может выработаться новый профиль, но так как разница уровней материка и моря, то есть новый уровень базиса эрозии, будет в этот период меньше, чем в предыдущий, то и уклон профиля окажется также меньшим. Третий отрезок профиля, с еще меньшим уклоном, будет образован в период последней (гримальдийской) регрессии[1]. Трансгрессиями здесь можно пренебречь, так как они лишь слегка срезают профили долин.

вается как плиоцен, а геологами запада — как миоцен. Что же касается калабрийского яруса, часто представляемого как эквивалент виллафранкского (верхний плиоцен), то он дает нам также осадки только начала какой-то регрессии. Историю континентальных отложений можно будет написать лишь после исследования разрезов осадков крупных озерных ванн, в которых, возможно, сохранились полные серии морских отложений.

[1] Зюсс объяснял регрессии не захватом влаги оледенением, как обычно это принято в четвертичной геологии, а погружением дна океана. Эта гипотеза соответствует и нашим представлениям, согласно которым при регрессиях происходило углубление океанических бассейнов.

Устройство поверхности, образованной комбинацией вогнутых кривых профилей долин и выпуклых профилей исходных склонов, определяется в основном первыми кривыми. При этом уклон береговой равнины уменьшается с каждой новой регрессией. В результате мы получим картину из трех сопряженных поверхностей, нижние отрезки которых оказываются предохраненными от субаэральных процессов разрушения поднятиями уровня моря и сохраняются как бы в ископаемом виде.

Эта схема в основном соответствует и характеру профилей действительно наблюдаемых нами подводных долин.

Предположим теперь, что причиной регрессии является не только понижение уровня моря, но и поднятие материков, сопровождаемое перемещением континентальной флексуры в сторону открытого моря и прогибом океанического дна. Очевидно, при этом русла долин будут иметь тенденцию к глубокому врезанию в течение всего периода регрессии. Новая трансгрессия затопляет бо́льшую часть этих долин, но верхняя их часть сохраняется, и именно в ней в первую очередь возобновляется регрессивная эрозия при следующем отступании моря. Эти процессы повторяются в описанной последовательности при каждой смене регрессий и трансгрессий.

Таким образом, подводные долины представляют собой древние речные русла, выработанные потоками в течение трех периодов регрессии последнего цикла истории Земли. Эти русла являются свидетелями ландшафтов прошлого, тем более отличных от современных, чем значительнее была соответствующая регрессия. Очень большая крутизна прибрежных склонов понта и плиоцена явилась причиной громадной мощности галечников, отложенных потоками того времени. Только таким путем можно объяснить, например, совершенно исключительную с точки зрения современных процессов тысячеметровую толщу галечников плато Валенсоль.

Причины выровненности материковой платформы. Причиной выравнивания поверхности материковой платформы являлись прежде всего силы, действовавшие в период регрессий на поверхности материков, и лишь второстепенную роль играло воздействие трансгрессирующего моря. Но чтобы представить себе процессы выравнивания поверхностей, простирающихся часто на сотню миль, как, например, шельф у берегов Норвегии или у Британских островов, приходится искать силы, значительно более мощные, нежели деятельность рек, хотя бы и в сумме с последующей морской абразией. В целом проблема образования обширных равнин представляется нам в следующем виде.

Географы различают три типа равнинных поверхностей — аллювиальные равнины, структурные равнины и пенеплены.

Первый тип, как, например, равнины Фландрии и Нидерландов или прибрежные равнины юго-востока США, часто связывают с отложением аллювия на поверхностях морской абразии. Исследования бельгийских и голландских геологов показали, что действительное образование этих равнин обязано повторным опусканиям суши в начале и конце третичного периода и затем в современную эпоху. Таким образом, равнины в этом случае созданы в результате опускания.

Примером равнин второго типа (структурных равнин) может служить равнина Европейской части СССР. Характер ее поверхности определяется почти горизонтальным залеганием мезозойских пород, слагающих равнину на большей ее части. Мезозойские отложения в данном случае сохранили свое первоначальное залегание, мало отличающееся от характера поверхности дна моря, в котором шло их отложение. Однако поверхность дна мезозойского моря оказывается в данном случае сложенной смятыми в складки породами палеозоя. Таким образом, приходится допустить, что перед меловой трансгрессией поверхность, на которую отложились мезозойские осадки, образовалась в результате выравнивания складчатых структур палеозоя. Такие поверхности и принято называть по предложению Девиса «пенепленами».

Другой великолепный пример этого типа представляет собой поверхность, срезающая сильно смятые докаменноугольные пласты Центрального Французского массива. Эта поверхность затем была перекрыта горизонтальными слоями триаса, которые вместе со своим основанием были впоследствии дислоцированы в процессе альпийской складчатости.

Происхождение подобных выравненных поверхностей является одной из наиболее сложных проблем геологии. Трудно представить себе их образование в результате действия одной лишь речной эрозии. В таких областях, как, например, Парижский бассейн, роль эрозии в настоящее время можно считать совершенно ничтожной. Сена, за исключением периода половодья, отлагает больше осадков, чем переносит; ее притоки текут в широких торфянистых долинах, ширина которых далеко не соответствует современной мощности потоков. Можно считать, что действие речной эрозии в этом районе прекратилось задолго до того, как закончилось выравнивание рельефа.

Мы видели, что также обстоит дело и с морской абразией. Этот фактор выравнивания, хотя и значительно более эффективный, чем речная эрозия, может проявляться лишь на очень узкой полосе и лишь при очень длительном стабильном положении уровня моря.

При тщательном изучении рельефа древних трансгрессионных поверхностей, как, например, поверхности отложений

сеноманского моря, можно обнаружить наличие положительных форм рельефа, погребенных в толще осадков. Эти формы могут затем быть отпрепарированы эрозией в течение новых периодов континентального развития территории и затем вновь покрыты отложениями позднейших морей, прежде чем быть, наконец, вскрытыми действием современной эрозии. Таковы, например, палеозойские «сокхаты» марокканской мезеты. Иногда можно обнаружить даже сохранившиеся следы древней коры выветривания.

Роль работы ветра, так же, как и роль ледников в образовании поверхностей выравнивания, приходится исключить как проявление чисто локальных факторов. Можно думать, что единственным фактором, действующим на громадных поверхностях, является физическое и химическое выветривание, которому подвержена в субаэральных условиях любая порода. Это воздействие не ограничивается лишь высокогорными областями или пустынными районами, где особое значение приобретают колебания температуры; ему подвержены все обнажающиеся на дневной поверхности породы в любых условиях. Выветривание прекращается лишь в том случае, если подверженные ему породы погребаются под продуктами собственного разрушения, не удаляемыми действием воды или ветра. Такая защита пород от выветривания возможна, однако, лишь в засушливых областях, где уровень грунтовых вод не поднимается до толщи подвижных отложений. Но грунтовые воды, просачиваясь через почву, везде достигают коренных пород и вызывают их химическое разложение. Таковы процессы «латеритизации» изверженных пород в экваториальных странах и «каолинизации» в наших широтах, а также процесс растворения карбонатов и кремния. Глубина выветривания гранитов достигает в Галисии более десятка метров. Кристаллические сланцы Вандеи изменены и разрушены, почти переработаны в глину, до глубины по крайней мере в два метра. Некоторые осадочные породы более стойки к выветриванию, но и они в конце концов переходят на своей поверхности в рыхлые продукты. Можно предполагать, что интенсивность подобной переработки увеличивается с расцветом растительной жизни и с увеличением массы продуктов разложения растительности. Распад на отдельности пород, обнажающихся на дневной поверхности, и разрушение пород, прикрытых толщей почвы, кажутся слишком медленными процессами выравнивания, но, впрочем, скорость течения этих процессов пока никем еще не была измерена [1]. Несомненно, что

[1] Ее величину можно было бы получить путем измерения количества растворенных в речной воде веществ, отнеся это количество к площади водосборного бассейна, а также, может быть, и путем измерения количества смытых и перенесенных суглинков.

внимание географов больше сосредоточивается на бурных потоках или ударах штормовых волн, чем на этих медленных процессах разрушения.

Автор не думает, впрочем, что пенепленизацию можно приписать целиком действию одного субаэрального выветривания. Оно производит подготовительную работу — как бы разъедает, постепенно ослабляет прочность поверхности пород. При изучении районов, подобных поверхности, перекрытой отложениями сеноманского моря, затопившего внезапно (в геологическом смысле этого слова) половину Африки, следует учитывать действие трех факторов выравнивания: медленного разрушения рельефа в результате выветривания пород, общего прогиба земной коры и выравнивания действием моря.

Все крупные равнины Европы, располагающиеся на окраине материка, были ареной неоднократных вторжений и отступаний моря; в первую очередь это относится к таким исключительно низменным районам, как территория Голландии. В течение последнего периода истории Земли зона таких вторжений моря постепенно все более и более сужалась, вплоть до ограничения ее областью современной прибрежной равнины и материковой платформы. Та и другая образуют вместе единое целое, разделяемое лишь подвижной границей современного берега.

Геологами было обнаружено, что осадки трансгрессивных морей указывают на очень небольшую глубину их; такие моря были названы «эпиконтинентальными». Мы еще очень мало знаем об осадках, отлагавшихся в открытом море на современном шельфе таких морей; похоже, что и здесь характер осадков остается тем же. Так, например, на островах Зеленого Мыса, являющихся поднятой в недавнее время океанической антиклиналью, обнаружены меловые и палеогеновые отложения. Эти отложения имеют тот же характер, что и на соседнем африканском побережье. Таким образом, вся полоса земной коры вокруг древних материков характеризуется чередованием наступаний и отходов моря. Эту именно полосу и можно назвать «окраиной материков». В этой зоне нами могут быть опознаны только формы рельефа последнего цикла — чем древнее окраина и ее осадки, тем больше вероятность их дислокаций в результате последующих движений земной коры, независимо от того, оказываются ли они в настоящее время на суше или под уровнем моря.

Современная материковая платформа и прилегающая прибрежная равнина суши являются всего лишь значительно сокращенной частью окраины материков, испытывающей подобные непрерывные колебания. Изучение господствующих в этой области химических, физико-химических и физических условий, исследование характера и происхождения располагающихся

здесь осадков — таков единственный путь к познанию почти всех известных нам осадочных геологических комплексов. К сожалению, эта часть моря, несмотря на свою доступность, не привлекала до сих пор достаточного внимания океанографов, более увлекающихся изучением глубоководных участков океана [1].

Если мы примем гипотезу о том, что шельф является погруженной, разрушенной и абрадированной частью поверхности континента, то возникает вопрос — каково же значение и смысл границы шельфа со стороны океана? Мы уже видели, что хотя уклон материкового склона далек от обрыва, как иногда его представляют, но тем не менее он достаточно четок и порою довольно крут.

Таким образом, материковый склон, который мы предпочитаем называть бортом океана (то есть границей океана или границей океанической впадины), является естественным переходом от окраины материка к вогнутой океанической впадине — как бы верхней границей чаши океана [2].

---

[1] В Советском Союзе геологические морские работы были начаты Т. И. Горшковой и М. В. Кленовой еще в 20-х годах именно на шельфе северных морей СССР. Впоследствии М. В. Кленова провела детальную грунтовую съемку, в результате которой многие шельфовые пространства морей СССР являются наиболее изученными. — *Прим. ред.*

[2] Это положение автора в сущности ничего не говорит о структуре материкового склона. Другие зарубежные ученые в настоящее время определенно высказываются за тектоническое происхождение склона. По их мнению, он является сбросом или серией ступенчатых сбросов, ограничивающих сиалические глыбы материков. См. монографию Иессена (O. Jessen, Die Randschwellen der Kontinente, Justus (Perthes. Gotha, 1948) или цитировавшуюся книгу Шипарда.

В СССР сбросовое происхождение склона доказано работами А. Архангельского для черноморских берегов. — *Прим. ред.*

Глава V

РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ

В установившейся географической классификации водная оболочка делится на пять океанов: Тихий, Индийский, Атлантический, Ледовитый Антарктический и Ледовитый Арктический [1].

Валло («Общая география морей») относит последний к категории внутренних, межматериковых морей, или бассейнов, что, вероятно, вполне оправдано правильной чашеобразной формой его ложа и поразительным однообразием рельефа дна [2]; этот океан почти сплошь окружен большими материковыми платформами (в отличие от Тихого) и почти совершенно изолирован. Антарктический же или, лучше, Южный океан, как его называет Валло, нельзя отделить от Тихого, Индийского и Атлантического, настолько он лишен индивидуальности. Он не отличается от них никакими особенностями ни на поверхности, ни в глубине, и границы его можно провести только руководствуясь признаками температуры воздуха или воды. Даже такие крупные структурные черты наземного рельефа, как горная цепь Анд, проникают далеко в Антарктику: равноценные им по значению черты подводного рельефа, подобные атлантическому хребту, также заходят в южную область.

Зато южная граница этого океана очень четко выражена — это берег антарктического материка, имеющий форму правильного щита. И если на севере соединяются материки, образуя южный берег полярного бассейна, то на юге сливаются океаны, которые окружают единым океаническим поясом огромный антарктический щит.

Этот пояс, обхватывающий земной шар между 50 и 70 параллелями, можно уподобить только великому средиземному морю геологов, морю Тетис, которое в третичный период опоясывало весь земной шар по экватору.

В обоих случаях формы донного рельефа меридионального простирания, повидимому, изгибаются к востоку в направлении

---

[1] В СССР принято разделение водной оболочки на 4 океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. — *Прим. ред.*

[2] Советские исследования последних десятилетий показали, что в европейско-азиатском секторе дно Северного Ледовитого океана имеет значительную расчлененность. — *Прим. ред.*

вращения Земли или разбиваются большими разломами. Но современное Средиземное море представляет собой лишь ничтожный остаток прошлого: оно стиснуто между материковыми массами и утратило бо́льшую часть своих вод в процессе образования двух новых океанов: Атлантического и Индийского. Южное же «средиземное» море еще только приближается к своему апогею.

В плане дальнейшего изложения мы придерживаемся этой классификации. Сначала мы рассмотрим рельеф Тихого океана — морского полушария Земли, формирование которого многие относят к первичной эпохе образования твердой фазы земной коры. Основные черты рельефа дна и его детали резко отличают этот океан от двух других межконтинентальных океанов.

Затем мы перейдем к описанию Атлантического океана — огромной депрессии, постепенно расширяющейся в направлении с юга на север. Этот океан во многом отличается от Тихого.

За Атлантическим следует обзор Индийского океана, представляющего также меридиональную депрессию, пожалуй, даже еще более древнюю, но ограниченную в своем распространении альпийской складчатостью. Индийский океан претерпел гораздо более длительную эволюцию.

Второй раздел посвящается средиземным морям, — во-первых, Южному океану, а затем собственно Средиземному морю — пережитку славного прошлого. Наконец, весьма кратко мы рассмотрим арктический бассейн, отличающийся чрезвычайно простым рельефом, по крайней мере насколько можно судить по нашим современным знаниям, ибо поверхность этого моря покрыта льдами.

ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан представляет собой не только одну из главнейших черт морфологии земного шара, но, вероятно, и древнейшую из дошедших до наших дней. Площадь его в пределах обычно принятых границ равняется 177 752 000 *кв. км* [1]. Он имеет форму эллипсоида; большая его ось измеряется 150° по экватору (то есть равняется почти половине длины экватора), а если мы примем 60 параллель за предел Южного океана [2],

[1] Площадь Тихого океана, включая прилегающую часть антарктических вод, составляет 179 679 000 *кв. км*. — *Прим. ред.*

[2] Никакой морфологической границы между Тихим и Южным океанами не существует. Вюст принимает за их границу «линию конвергенции» течений, поднимающихся из Антарктики и спускающихся с экватора. Мак-Ивен, исходя из климатических соображений, проводит границу по 40 параллели, Валло — по 35 параллели. Если же устанавливать границу Тихого океана на основании морфологических деталей, то надо спуститься до границы его большой южной впадины, расположенной на 60 параллели.

то малая ось, начинающаяся от Берингова пролива, занимает 120° по меридиану, или 13 320 *км*. И, наконец, Тихий океан превосходит все остальные океаны по своей глубине.

Глубины от 0 до 2 000 *м* занимают в Тихом океане площадь, соответствующую 10,5% его поверхности, по сравнению с 27,6% в Атлантическом, а глубины от 0 до 1 000 *м* (материковая окраина) играют еще меньшую роль. Площадь, занимаемая следующей зоной глубин, от 2 000 до 4 000 *м*, составляет 17,8% (18,2% в Атлантическом); на зону же от 4 000 до 6 000 *м* (океаническое ложе) приходится 65% (47,3% в Атлантическом). Процент площади, занимаемой глубинами от 6 000 до 8 000 *м* и более (впадины), в обоих океанах примерно одинаков.

Долгое время наибольшей считалась глубина в 8 513 *м*, установленная промерами американского гидрографического судна «Тускарора» к востоку от Японских островов. Этой впадине присвоено название открывшего ее корабля.

Позднее немецкий крейсер «Эмден», производивший промеры эхолотом в ложбине Минданао, восточнее Филиппинских островов, получил 335 звукозаписей, из которых 46 показали глубины более 10 000 *м*, а один промер, произведенный южнее рекордной точки экспедиции «Планета», установил глубину в 10 430 *м*. Международное признание получила цифра в 10 793 *м*. Несколько лет спустя исследовательское судно «Снеллиус», работавшее в тех же водах, обнаружило глубины в 10 110 и 10 140 *м*[1].

Топография ложа Тихого океана мало известна, несмотря на довольно старые уже работы «Челленджера», «Планеты», «Энтерпрайза», «Альбатроса» и «Газелли» и более современные работы «Дисковери», «Карнеги» и «Снеллиуса»[2]. Вопрос об изучении топографии дна Тихого океана стоял на повестке дня Тихоокеанского конгресса перед началом второй мировой войны. Лучший из имеющихся разрезов, между мысом Консепшен в Калифорнии и островом Хило Гавайского архипелага, принадлежит «Неро», пароходу, производившему промеры для прокладки телеграфного кабеля (данные, опубликованные

[1] До 1952 г. наибольшей глубиной Тихого океана и океанов вообще считалась глубина 10 789 м. Кроме этой впадины, расположенной в Филиппинском жолобе, во время второй мировой войны американским судном «Рамапо» обнаружена глубина 10 553 *м* (глубина Рамапо) в Японском жолобе севернее островов Бонин (см. лист № 5 Морского Атласа). Наконец, уже весной 1952 г. опубликованы данные о новой рекордной глубине — 10 900 *м* в Марианском жолобе. — *Прим. ред.*

[2] Первоначальный план работ экспедиции «Метеор» состоял в изучении наименее известной части, то есть южной части Тихого океана, и только из-за невозможности обеспечить экспедицию нужным количеством горючего, слишком дорогого для ее бюджета, пришлось отказаться от этого плана в пользу Южной Атлантики.

Вашингтонским сенатом). Промеры производились через каждые 10 миль, а местами через каждые 2 мили. Разрез был продолжен от острова Мидуэй до острова Гуам. Все эти промеры нанесены на карту северной части Тихого океана в третьем, новейшем издании Международной батиметрической карты морей. Что же касается экваториальной и южной частей Тихого океана, то относящийся к ним лист сделан много раньше и менее точен [1].

Представление о поразительной сглаженности рельефа дна Тихого океана, которого придерживалось ранее большинство ученых, и о его правильной чашеобразной форме, а возможно также и то обстоятельство, что ни на одном из островов центральной части не встречается обычных пород земной коры (гранитов и гнейсов) или каких бы то ни было древних осадочных пород, то есть представление об исконности Тихого океана, внушило Дарвину его знаменитую теорию. Дарвин пришел к выводу, что тормозящее действие солнечных приливов на вращение Земли привело к образованию нароста, который впоследствии отделился от Земли на месте Тихого океана, образовав Луну. Выемка же, оставшаяся после отделения от Земли ее спутника, сохранилась и поныне в виде впадины Тихого океана.

Огромные ровные пространства на дне этого океана (равнины севера и поднятия острова Пасхи), повидимому, существуют в действительности, несмотря на предположение, что их существование опирается лишь на слабую изученность этих мест. «Неро» на протяжении 1 000 *км* к западу от острова Мидуэйя не встретил уклонов круче 1%. Что же касается топографии дна южной части Тихого океана, то здесь нет полной уверенности в том, что сглаженность рельефа, показываемая на картах, в действительности существует. Возможно, что это результат малочисленности промеров этих мест.

Прежде чем приступить к описанию того, что нам известно о рельефе Тихого океана, необходимо дать некоторое представление об общей форме океана и о возможности подразделения его на крупные природные области.

Общая характеристика и подразделения Тихого океана. Несмотря на то, что на разрезах (профилях) Тихий океан имеет чашеобразную форму, на геоиде он представляется не вогнутым, а, наоборот, скорее выпуклым. Чашеобразный вид создается вследствие того, что у берегов Азии, Австралии и Южной Америки океан отделен от материка очень глубокими прогибами.

---

[1] Много новых промеров было сделано в Тихом океане американцами во время второй мировой войны. Эти данные были использованы при составлении Морского Атласа. Таким образом, карты этого Атласа №№ 5, 6 и др. являются наиболее новыми и полными. — *Прим. ред.*

В главе III уже обращалось внимание на характерную особенность тихоокеанского побережья. Глубина околоматериковых вод превышает общую среднюю, и вдоль берега проходят складчатые цепи: островные дуги у азиатского и австралоновозеландского берегов и «кордильеры» у берегов обеих Америк. Эта особенность, представляющая полный контраст со строением Атлантического океана, встречается, впрочем, и в некоторых «средиземных» морях.

История Тихого океана. Еще в кембрийское время Тихий океан омывал большие материковые щиты — канадский на северо-востоке, китайско-сибирский на северо-западе, африканско-бразильский на юго-востоке и австралийский на юго-западе; последние были соединены еще докембрийской (гуронской) цепью. То же имело место и в конце палеозоя; Андийские Прекордильеры, образованные в эту эпоху (начало карбона и конец перми) на месте Анд, находят свое продолжение в южно-африканской и Капской цепи, а также изгибаются с запада на восток по направлению к Антильской дуге (пермская цепь), соединяя обе Америки [1].

В Северной Америке горная цепь этого периода известна только на востоке: это Аппалачские горы. Их продолжают Герцинские цепи в Европе и Алтайские в Азии. Вдоль берега Тихого океана, повидимому, существовал большой прогиб, в котором были найдены отложения всех периодов от верхнего карбона до верхней юры.

До складкообразования большое средиземное море (Тетис) еще не сообщалось с первоначальным Тихим океаном. И только после появления горных сооружений в триасовый период образуется широкий пролив, соединяющий оба океана.

В мезозойскую эру вдоль Северной и Южной Америки со стороны Тихого океана проходит очень широкий жолоб, продолжающий углубляться в течение всей этой эры. Здесь постепенно накапливаются громадные толщи осадков, так что геологи признают ее за геосинклиналь.

В Южной Америке с самого начала возникают движения, которые приводят к внедрению в осадочные толщи вулканических пород. Но геосинклиналь, из которой предстоит возникнуть Андам, между средней и верхней юрой замыкается и обособляется, если не полностью, то во всяком случае частично. В нижнем мелу она снова возникает, чтобы в начале верхнего

[1] Более древнее окаймление канадского и бразильского щита принадлежит к каледонской складчатости. Прендандийская горная цепь на западе (в направлении Тихого океана) выходила за пределы современных Анд. Многие авторы, считая породы, ее слагающие, породами геосинклинального типа, предполагают наличие в прошлом материка на месте поднятия острова Пасхи, то есть к западу от Прендандийских цепей.

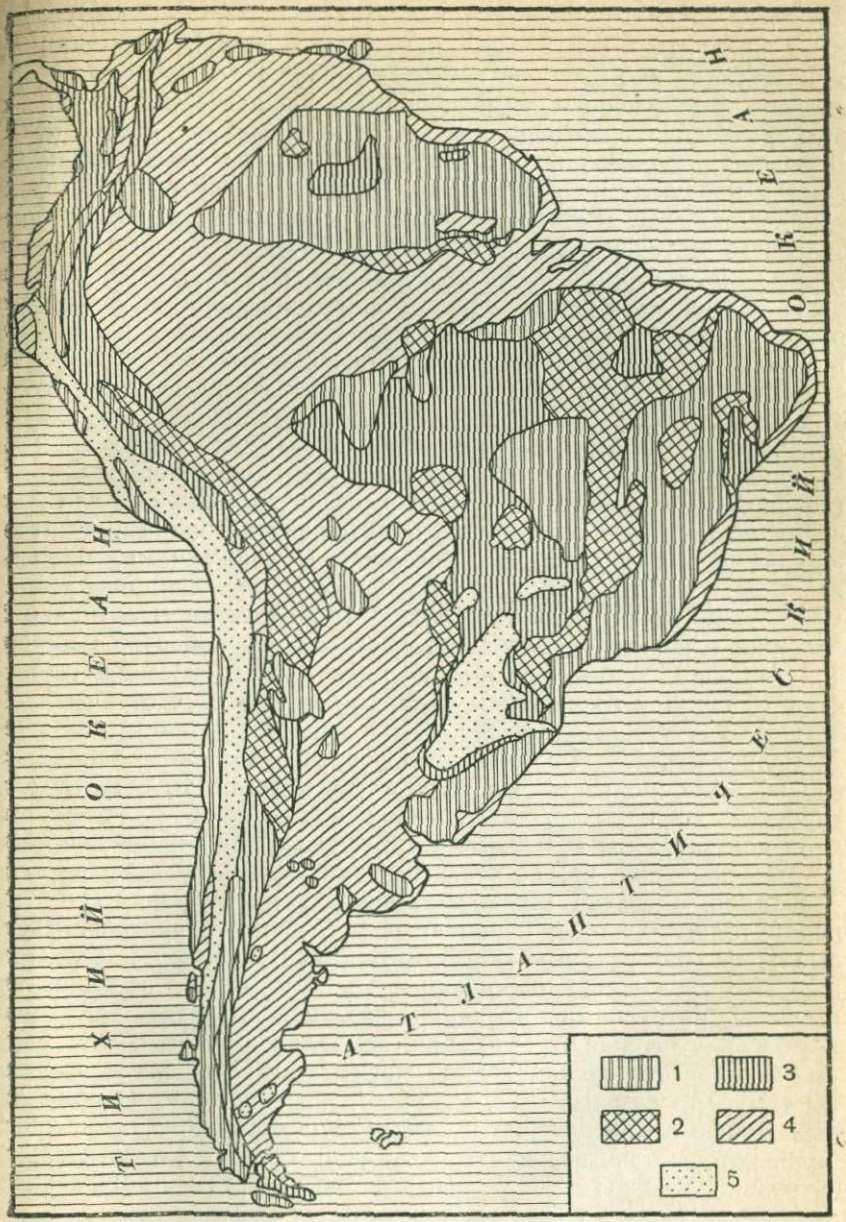


Рис. 74. Схема геологического строения Южной Америки (*по Фюрону*).

1 -докембрий; *2*—палеозой; *3*—мезозой; *4*—третичные отложения; *5* - вулканические породы.

мела присоединиться к материку. В это время, повидимому, существовали две цепи: на востоке древняя Прединдийская Кордильера, омоложенная и являющаяся ареной многочисленных вулканических извержений, и на западе совсем новая цепь. В больших бассейнах, расположенных между ними, откладываются продукты их разрушения. Верхнему мелу соответствуют крупнейшие геологические события: дробление африкано-бразильского материка и возникновение Южной Атлантики [1]. На месте первых горных поднятий создается уже подлинная горная цепь, состоящая из трех элементов, которые образуют все же одно стройное целое: это Западные, Центральные и Восточные Кордильеры. Так как третичных морских отложений здесь уже не существует, то Пенк объясняет эти пробелы в их истории существованием пенепленов (поверхностей выравнивания) и дислоцировавших их движений. Первые движения имели место, повидимому, в среднем миоцене под влиянием давления с запада. Именно к этому периоду относятся столь характерные для Анд излияния вулканических пород, получивших название андезитов. Второе складкообразование, связанное с движениями, направленными с востока, происходило в конце плиоцена; оно совпадает по времени с образованием горной цепи Центральной Америки и береговых хребтов тихоокеанского побережья Северной Америки. Таким образом, возникает очень высокая горная цепь (6 953 *м* у Аконкагуа), которая вытягивается от Огненной Земли до северной части Венесуэлы и до Антильских островов.

Если измерять высоту этой неровности земной коры не от уровня моря, но взять амплитуду дислокации, то есть от дна глубоких жолобов, расположенных вдоль ее оси, то высота цепи достигала бы 14 000 *м*. Она отличается от альпийской цепи в том отношении, что ее рельеф возник не в результате смятия в складки, а создан огромными интрузиями вулканических пород в толщу осадков, накопившихся в древнем прогибе. Впервые Пенк (но главным образом Баклунд) пришел к заключению, что дислокации, породившие эту цепь, были, в сущности, вызваны интрузиями вулканических пород, тогда как Герт и Вольф утверждают, что под земной корой не может быть таких количеств расплавленной магмы (ибо это противоречило бы тому, что нам известно о скорости распространения продольных волн и землетрясений и самому существованию поперечных волн, которые не возникают в жидкой среде). Следовательно, интрузии должны были явиться результатом пониженных

[1] Возможно, однако, что образование древнейшего Атлантического океана восходит к триасу, а океан гораздо больших размеров, образовавшийся во время верхнего мела, как бы возобновляет очертания Атлантического океана времен юры и нижнего мелового периода.

давлений, обусловленных возникновением самих антиклинальных сводов. Подобные же интрузии, правда несколько меньшего масштаба, встречаются в тихоокеанских цепях Северной Америки. Но почему же в таком случае они отсутствуют в Альпах и в Гималаях? Надо думать, что причина заключается в разности мощности гранитного фундамента этих гор, значительного в Альпах и ничтожного или вовсе отсутствующего в Андах, где даже слабые движения вызвали разломы. Небольшие повышения температуры расплавили и преобразовали огромные массы этого цоколя. Горные цепи с самого начала располагались параллельно Тихому океану, между тем как средиземные цепи образовывались в толще материка.

История Северной Америки, которая была сначала отделена от Южной, соединилась с ней в пермский период и снова отделилась в триасе, складывается несколько иначе. Из большой тихоокеанской геосинклинали последовательно поднимаются две цепи: 1) невадийская, или тихоокеанская (Невада, Каскадные горы, Аляска)[1], где движения происходили с северо-востока, а складчатость относится к концу юры. Здесь благодаря интрузиям кристаллических пород создался первый, жесткий комплекс; 2) цепь Скалистых гор, соответствующая «ларамийским» дислокациям, возникшая к востоку от первой (движения в этом случае происходили с запада), относится к концу мелового периода и началу эоцена. Эта цепь доходит до Мексики. Между обеими цепями, так же как в Андах, располагается ряд бассейнов, который в процессе последующих поднятий соединяется с горными цепями (рис. 75), и, наконец, 3) цепь Каскадных гор испытала новую складчатость в верхнем миоцене, подобную той, которую претерпели Анды в конце плиоцена. Движения происходили с востока и продолжались для береговой цепи еще в четвертичном периоде (надвиг третичных пород на четвертичные).

Центральная Америка, заключенная между древней пермской цепью, огибавшей бразильский щит (как герцинские цепи — африканский), и ларамийским выступом Мексики (возможно соединявшимся с Андами Антильскими островами), представляла собой, начиная с триаса, океанический бассейн, составлявший часть моря Тетис. Этот бассейн четыре раза подвергался смятию в нижнем олигоцене (складчатость больших Антильских островов), в верхнем олигоцене (панамская складчатость), между средним и верхним миоценом (складчатость Коста-Рики), то есть в эпоху главной складчатости Анд и дислокации Каскадных гор в Северной Америке, и, наконец, в верхнем

[1] Собственно не Аляска, а Южно-Аляскинская цепь. — *Прим. ред.*

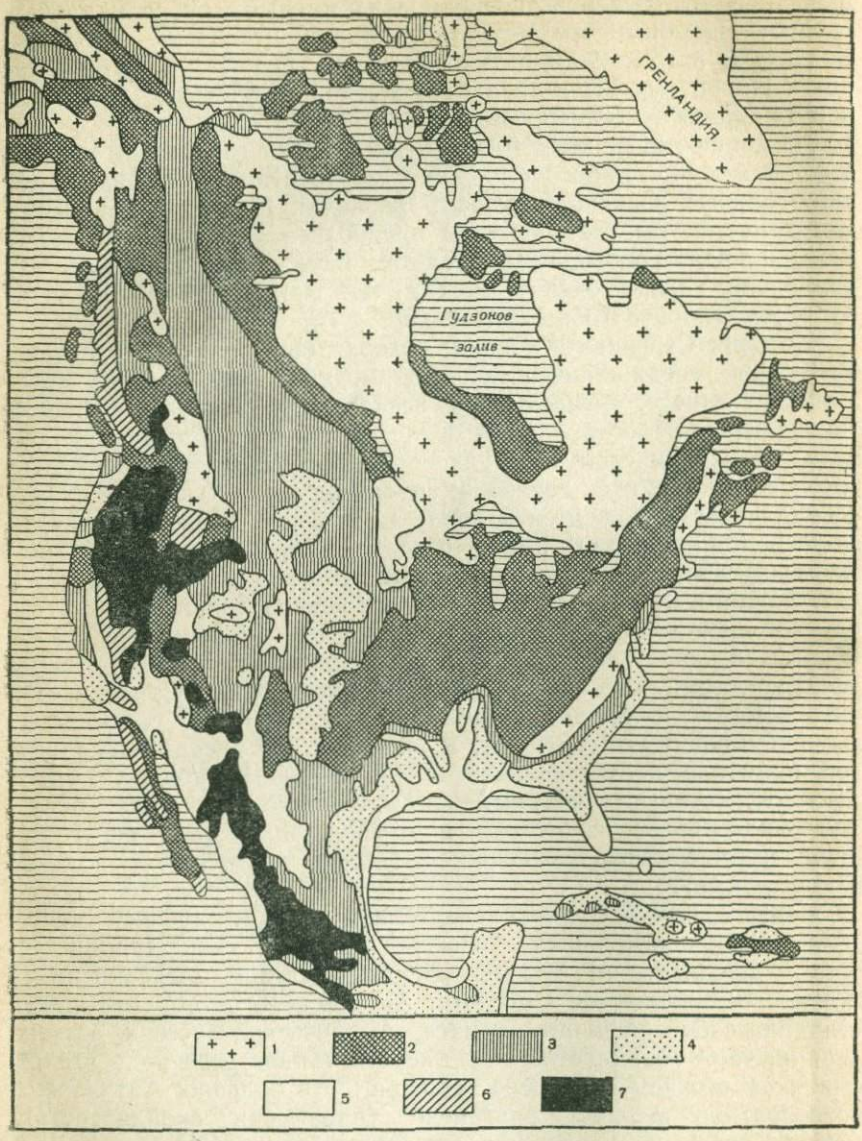


Рис. 75. Схема геологического строения Северной Америки (по Фюрону).

1 докембрий; *2*—палеозой; *3*—мезозой; *4*—третичные отложения; *5*—четвертичные отложения; *6*—граниты неизвестного возраста; *7*—вулканические породы.

плиоцене, когда создавался современный рельеф от Аляски до мыса Горн. Дислокации продолжаются и поныне.

История изменений побережья Тихого океана, приведших к созданию азиатского материка, не так проста и, кроме того, не столь хорошо известна. Автор дает краткую историю формирования этого участка по самым новейшим палеогеографическим картам, составленным Фюроном [1].

Повидимому, в архейский и алгонкский период вдоль всего западного берега Тихого океана, от новозеландского плато (или даже Австралийского материка) до Сибири — этого щита, который русские ученые Обручев и Салищев называют Колымским щитом, — проходило большое меридиональное поднятие. Этот «хребет» был отделен от сибирского щита китайско-монгольской геосинклиналью, продолжение которого на севере можно видеть в Янском прогибе.

Здесь (или, по крайней мере, в районе индокитайского полуострова), начиная с алгонка, происходят горообразовательные процессы (гуронская складчатость), и известен ледниковый конгломерат, относящийся к этой же эпохе.

В течение кембрийского периода западнее «хребта» отчетливо обрисовывается геосинклиналь, которая тянется на юг, через Австралию. Другая геосинклиналь проходит вдоль хребта на востоке, там, где сейчас находится Тихий океан и где сушей являются только поднятие острова Пасхи и калифорнийско-гавайская область (?). Тихоокеанская геосинклиналь соединяется с китайско-монгольской проливом на юг от Колымского щита. В силуре очертания морей и суши почти не меняются.

В девоне общая картина несколько нарушается в результате образования каледонских гор. Одна цепь этих гор вытягивается вдоль древнего сибирского щита (материк «Ангара» Зюсса), другая цепь простирается вдоль южного (монгольского) берега западной геосинклинали, в настоящее время уже сильно изогнутой, причем Китай захвачен малайской и индокитайской частью поднятия. Китайский горный массив (и ответвление тибетского) обосабливается к концу карбона, между тем как ангарский материк соединяется с колымским.

Формирование этих цепей, обращенных к Тихому океану, происходит в результате больших флексур (Тейльгарт).

В конце палеозоя Австралия отделяется от индо-африканской материковой области, образовавшей один из берегов западной геосинклинали, и меридиональное поднятие продолжает расчленяться. Уже в триасе от него остаются только большие острова (Северный Китай, Индокитай, Малайя). Фюрон полагает, что

[1] R. Furon, La Paléogéographie, Paris, 1941, p. 530.

из Тихого океана поднимаются большие материковые области (северно-тихоокеанский и южно-тихоокеанский материки). Вся мезозойская эра характеризуется поднятием и увеличением сибирского и австралийского материков. Древняя, южная ветвь западной геосинклинали сообщается с большим средиземным морем — морем Тетис — и с новым, постепенно образующимся, Индийским океаном.

В миоцене (третичный период) Азия становится огромным материком, спаянным с Европой, и к концу этого периода включает в себя Японию и Индонезию.

Во время этих последовательных изменений, особенно к концу карбона, в триасе, во время верхней юры и к концу мелового периода возникают новые цепи, неизменно располагающиеся по краю нового материка.

Альпийские пароксизмы образуют новые цепи еще дальше от берега (Япония, Индонезия).

В конце олигоцена Индия, осколок южных земель, сливается с северными землями (современная Азия). Цепи, которые вначале шли параллельно по обоим берегам Тихого океана — северного и южного, — теперь, подобно снопу, перехвачены в индомалайской области.

Современная картина (описанная нами в гл. II) являет в Азии ряд цепей, которые кулисно отходят из гималайского пучка и под острым углом выходят к побережью. Таким образом, они, будучи, строго говоря, атлантическими, по терминологии Зюсса, все же почти параллельны современному побережью. Другие, поперечные, цепи более позднего происхождения поднимаются из океана и замыкают целый ряд закрытых морей.

Окраины океана. У берегов Америки, вдоль Аляски, тянется довольно широкая материковая платформа. Самый океан, то есть океаническая впадина, считая от изобаты 4 000 *м*, начинается в 700 *км* от берега. Вблизи архипелага к югу от Аляски 3 000 *м* изобата подходит на 400 *км* к берегу Ванкувера и на 50 *км* к берегу Калифорнии. Полоса дна вдоль Калифорнии отличается крайне сложным рельефом, как и рельеф материка. До глубин в 2 000 *м* тянется зона, прорезаемая многочисленными каньонами (рис. 77 и 78).

Зато на широте Мексики 4 000 *м* изобата проходит всего в 50 *км* от берега, что соответствует уклону в 4—5°. Между этим пунктом побережья и Коста-Рикой располагается ряд ложбин и гребней, параллельных Калифорнийскому полуострову. Ложбины были обнаружены Агассицом во время плаванья «Альбатроса». Это ложбина Себастьена Вискайно (28° с. ш.), глубина 4 328 *м*, и ложбина Сан-Хозе-де-Гватемала — 5 724 *м*, и в Мексике, протяжением с севера на юг: ложбина Манзанилло (19° с. ш.), достигающая 5 122 *м*, Петакалько

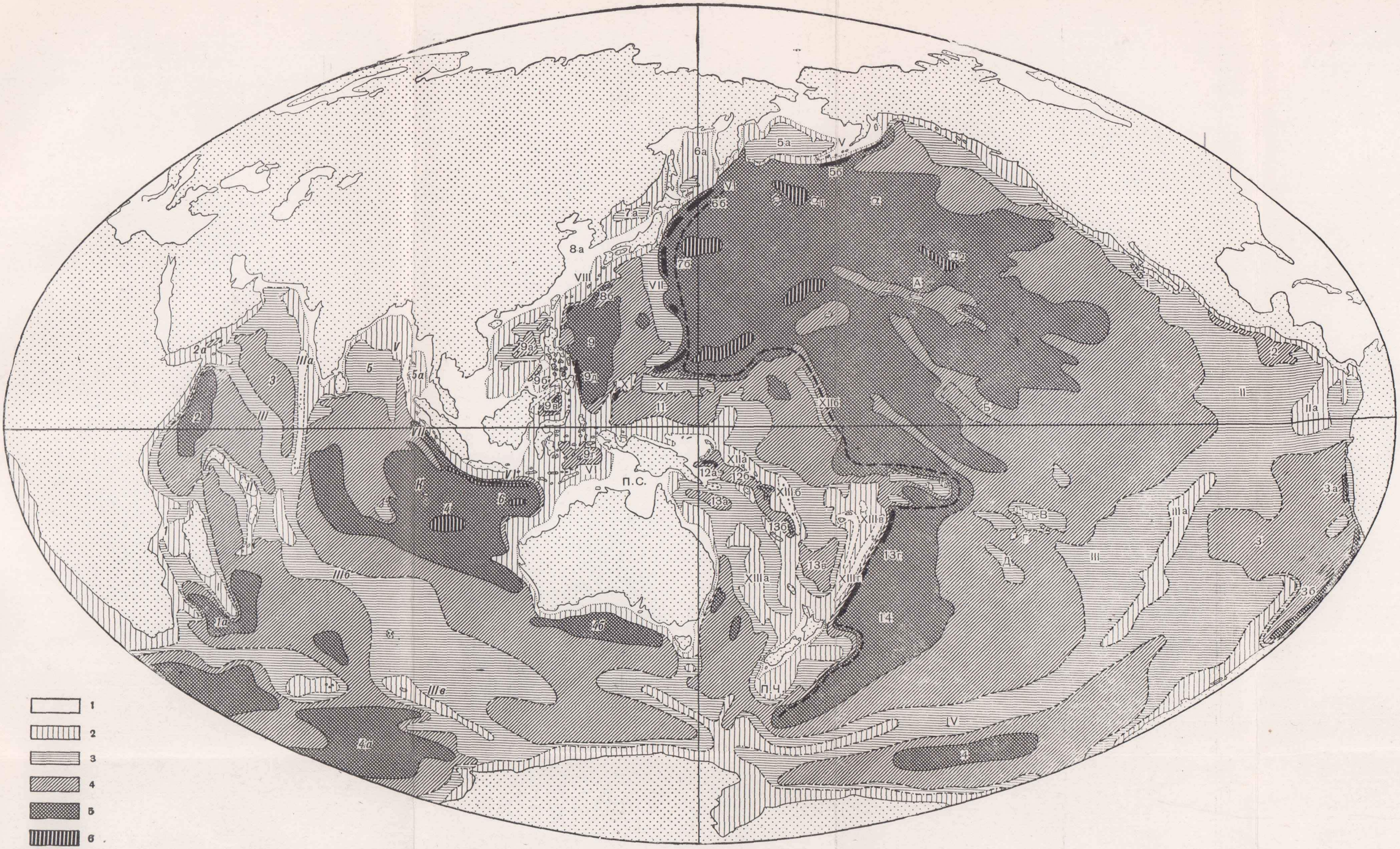


Рис. 76. Тихий и Индийский океаны. Глубины в метрах:

1 — до 200 *м*. *2* — от 200 до 2 000 *м*; *3* — от 2 000 до 3 000 *м*; *4* — от 3 000 до 4 000 *м*; *5* — от 4 000 до 5 000 *м*; *6* — от 5 000 до 7 000 *м* *7* — свыше 7 000 *м*

Тихий океан: окраинная зона.

***Американское побережье*: I — Калифорнийские ложбины; *2* — ложбины Гватемалы (Петакалько и Акапулько).**

II — Плато Альбатрос; IIа — гребень островов Галапагос; *3* — Перуанско-Чилийская котловина (*3а*—Перуанские жолоба; *3б* — Чилийские жолоба); III — Поднятие острова Пасхи; IIIа — Восточный хребет IV — Южный поперечный хребет; *4* — Ложбина Беллингсгаузена.

***Азиатское побережье*: *5а* — Берингово море (внутреннее); V — Алеутская островная дуга; *5б* — жолоб Алеутских островов; *6а* — Охотское море (внутреннее); VI — островная дуга Камчатка—Курилы—Йезо; *6б* — *7б* — жолоб Камчатско-Японско-Бонинско-Маринский; *7а* — Японское море (внутреннее); VII — островная дуга Фуджи — Бонинско-Маринская; *7б* — жолоб Камчатско-Японско-Маринский (продолжение); *8а* — Желтое море (внутреннее); VIII — Складка Риу-Киу; *8б* — жолоб Риу-Киу; *9а* — Китайское море (внутреннее); *9б* — море Сулу (внутреннее); *9в* — море Целебес (внутреннее); *9г* — море Банда (внутреннее); *9* — Филиппинская котловина; IX — поднятие Филиппинских островов; *9д* — жолоб Филиппинских островов.**

Северно-Австралийское побережье: X — плато острова Яп; XI — хребет Каролинских островов, или Микронезии; *11* — котловина Каролинских островов, или Меленезии; *ПС* — материковое плато Сахул; *12в* — впадина Планет; XIIа — поднятие Соломоновых островов; *12б* — море Соломоновых островов: XIIб — поднятие островов Маршалловы-Гильберта.

***Австралийско-Новозеландское побережье*:** XIIIа — поднятие островов Честерфилд — Лорд-Хау; *13а* — Коралловое море; XIIIб — поднятие Новой Каледонии; *13б* — впадина Гебридских островов; *13в* — море Фиджи; XIIIв — поднятие островов Фиджи; XIIIг — хребет Кермадек-Тонга; *13г* — жолоб Кермадек-Тонга; *ПЧ* — материковое плато Чатам; *14* — котловина Антиподов (Южно-Тихоокеанская котловина).

Тихий океан: *центральная часть*

d — Северо-тихоокеанская котловина; d *1* — впадина Бартлетта; d *2* — впадина Меррея; *А* — поднятие Гавайских островов; *Б* — поднятие островов Фаннинг-Рождества; *В* — поднятие островов Туамоту; *Д* — поднятие острова Таити; *Е* — поднятие острова Рапи.

Прерывистой линией показана западная граница центральной части Тихого океана, или андезитовая линия (условные обозначения для Индийского океана даны на рис. 100).

(17° с. ш.) — 5 428 *м* и Акапулько (16°) также 5 428 *м* (см. карту рис. 76 и ее легенду).

Многочисленные промеры, произведенные судами военно-морского флота США между Калифорнией и Панамой, обнаружили (по Литтльхолсу) еще ряд ложбин, протяжением в 1 600 *км*, средней шириной в 75 *км* и глубиной в 6 600 *м*; ложбины отделены друг от друга гребнями [1].

Глубоководные жолоба, тянущиеся вдоль берегов Южной Америки в Чили до Вальпарайсо, по размерам примерно такие же, но с той разницей, что здесь изобаты в 3 000 и 4 000 *м* прижаты к берегу; здесь располагаются впадины Мильн-Эдвардса — 6 159 *м*; Крюммеля — 6 867 *м*; Ричарда — 7 635 *м* (она же жолоб Атакама, по названию примыкающей к ней перуанской пустыни) и, наконец, жолоб Геккеля — 5 667 *м*. Далее изобаты снова отходят от берега, с которым соединен цоколь островов Хуан-Фернандес; отсюда и до мыса Горн материковая платформа расширяется.

К западу от этого ряда понижений начинается громадное поднятие материковых размеров, северо-восточный край которого доходит до островов Галапагос, сливаясь далее с материком: это поднятие острова Пасхи — одна из главных черт рельефа Тихого океана [2]. Это поднятие продолжается серией хребтов до мексиканских островов Гуаделупа и Ревилья-Хихедо; наиболее западный из них, вероятно, несет на себе остров Клиппертон [3].

Общее представление об этой окраине океана складывается следующим образом: вдоль побережья Центральной Америки проходит широкое океаническое поднятие, отделенное от берега только очень узким и вытянутым жолобом, вдоль которого, в свою очередь, тянется горная цепь — Анды. Между прочим, в такой же последовательности расположены Центральный Французский массив, долина Роны и Альпийские цепи. Но описываемое поднятие своими размерами превосходит весь материк Южной Америки. Оно слито с материком на всем протяжении от мыса Горн до Вальпарайсо (плато острова Хуан-Фернандес) и от Колумбии до Никарагуа (плато Галапагос). Оба эти плато, поднимающиеся над глубинами океана более чем на 3 000 *м*

[1] По новейшим данным все перечисленные впадины образуют один длинный Гватемальский жолоб с наибольшей глубиной 6 480 *м*. Жолоб отделен от океана рядом продольных возвышенностей (см. «Природа», 1946, № 8).— *Прим. ред.*

[2] Восточно-Тихоокеанское поднятие на картах Морского Атласа. — *Прим. ред.*

[3] Поднятие острова Пасхи могло возникнуть путем «возобновления» палеозойского южно-тихоокеанского материка в его первичных очертаниях. Калифорнийские же и мексиканские «складки» должны быть в таком случае отнесены к древнему северо-тихоокеанскому материку.

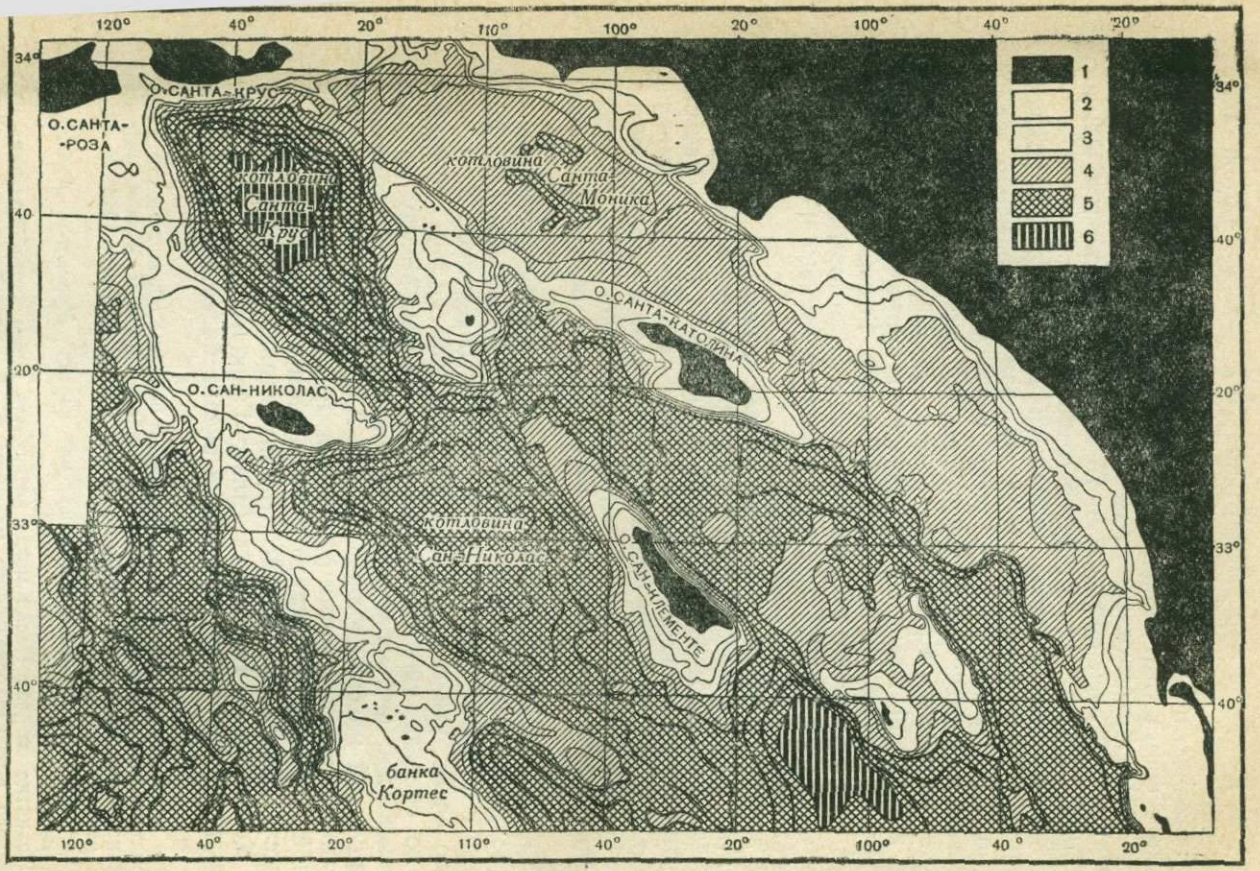


Рис. 77. Характер рельефа крайне неровного участка дна юга калифорнийского побережья; рельеф дна состоит из бассейнов и гребней, аналогичных тем, что встречаются на примыкающей суше (по Ревеллю и Шипарду, 1939).

1—суша; 2—до 100 саженей; 3—от 100 до 300 саженей; *4*—от 300 до 500 саженей; *5*— от 500 до 1 000 саженей; *6*—свыше 1 000 саженей.

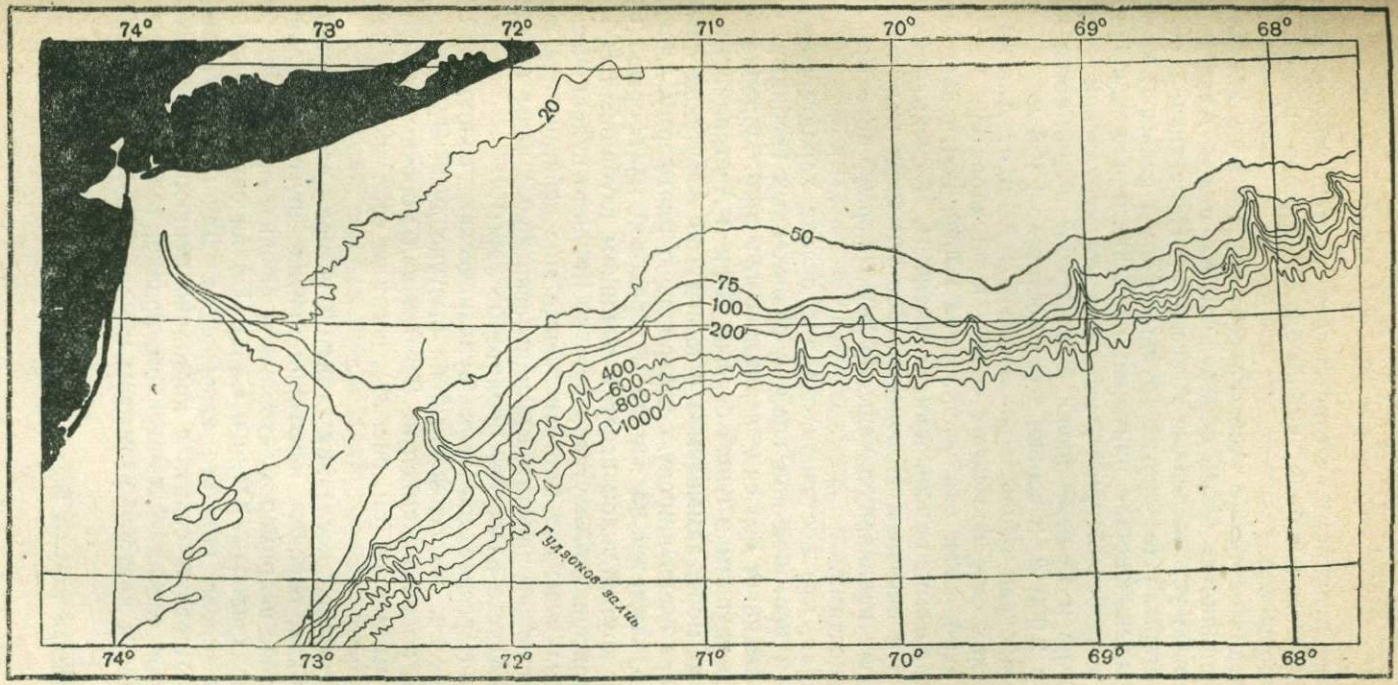


Рис. 78. Топография материковой отмели и материкового склона части восточного побережья США с разными типами подводных каньонов. Глубина в морских саженях (по Витчу и Смиту, 1939, упрощено).

и увенчанные вулканами, соответствуют двум наиболее пониженным областям Америки: чилийской Араукании и области Антилл и перешейка.

Самое поднятие также несет на себе гребни; суда «Марбльхед» и «Цинциннати» вновь обнаружили на плато Альбатроса гребни, впервые установленные Агассицом. Немагнитное судно «Карнеги» открыло две другие крупные формы рельефа: хребет Карнеги, возвышающийся примерно на 2 000 *м* над глубинами в 3 600 *м*, и хребет Мерриам, на север от перуанских островов Сан-Фелис и Сан-Амбросио. Этот хребет поднимается над глубинами в 2 000 *м*, и вершина его достигает 1 168 *м*.

Открытый океан вдоль окраинной зоны Азии от Аляски до индо-малайских островов носит совсем иной характер.

Здесь Тихий океан окаймлен рядом морей, почти закрытых островными дугами, описанными в главе II, и очень близких по строению к островам Индонезии. Все эти моря мелководны или же имеют правильную чашеобразную форму, но с отдельными неровностями.

Мы видели, что восточная окраина океана характеризуется чередованием прогибов или впадин, разделенных гребнями, что в целом напоминает строение горных сооружений. Подобное же строение мы находим и вдоль берегов Азии и Австралии.

Берингово море, замыкаемое с юга дугой Алеутских островов, включает очень широкую материковую платформу Аляски, которая продолжается на западе материковой платформой Сибири. Здесь крутой уклон ведет к впадинам глубиной 3 800 и 4 000 *м* [1]. Аляскинско-Алеутская дуга носит чисто вулканический характер: она включает многочисленные еще действующие вулканы, извергающие андезитовые или базальтовые лавы (вулкан Катмай на Аляске извергает риолитовые лавы).

Самое интересное из этих вулканических сооружений — остров Богослов, расположенный на выступе дуги. Это громадный вулкан, поднимающийся на 2 000 *м* над морским дном, которое, как мы видели (см. рис. 32), несет на себе древний материковый рельеф.

На протяжении последних столетий история его чрезвычайно сложна, как, впрочем, и история многих других вулканических островов, например Санторина в Средиземном море или «островов-призраков»— Юлии и Сандр. Облик острова Богослова менялся после каждого извержения. Данные, собранные Вольфом, позволяют судить о постоянно меняющемся строении его надводной части, обусловленном, правда, только изменениями подступов к кратеру, размывом и морскими наносами. Под

[1] Максимальная глубина впадин Берингова моря составляет 4 773 *м*. — *Прим. ред.*

водой остров Богослов продолжает сохранять форму большого везувиеобразного конуса; что же касается его надводной части, то изменения ее не больше тех, которые претерпевает сам Везувий после каждого извержения и которые со стороны Неаполя кажутся незначительными подробностями.

С внешней стороны от Алеутской дуги вытягивается на протяжении 2 400 *км* очень большой жолоб с глубинами более 6 000 *м* (максимум 7 384 *м* на восток от острова Атту)[1]. Он продолжается к востоку и вдоль полуострова Аляски. Впрочем, этот полуостров, по существу, ничем не отличается от островной дуги, ибо оба они составляют часть одной и той же вогнутой «складки», вершина которой поднимается от нескольких сот метров над морем (граниты и портландские песчаники с *Aucella*), достигая, примерно, 3 000 *м* на свободной оконечности дуги. «Складка» поднимается над морем в Алеутских островах только благодаря увенчивающим ее вулканам. Далее дуга после волнообразного изгиба, образующего пролив, повидимому, снова поднимается в Командорских островах и сливается с Камчаткой.

Охотское море отгораживают Курильские острова. На западе оно повсюду мелководно, менее 1 000 *м* глубиной, особенно между Камчаткой и Сибирью, где проходит широкая материковая отмель. Но по мере приближения к дуге глубина возрастает. Дно постепенно опускается и у самой дуги резко поднимается, достигая уклона в 33°. Наибольшая глубина (3 657 *м*. — *Ред.*) приходится на центральную часть дуги.

Дугу эту начинает полуостров Камчатка — одна из многочисленных цепей, составляющих костяк тихоокеанских побережий Азии и сменяющих одна другую, как мы уже видели выше. Полуостров сложен из смятых в складки осадочных пород (палеозойских, а возможно, и мезозойских); многочисленные вулканы расположены двумя рядами, восточным и западным, и многие из них еще действуют. Лавы варьируют от андезитовых до трахитовых.

Курильские острова продолжают оконечность Камчатского полуострова. Образуемая ими дуга, как нитка жемчуга, протягивается между японским островом Хоккайдо и оконечностью полуострова. На самом деле она переходит на этот остров и теряется между серией Сахалинских складок на западе и складками Южной Японии на востоке. Сама «складка» дуги выступает над морем только в той части, где она переходит на остров Хоккайдо и на трех соседних островах. Породы, из которых она сложена, были ранее отложениями эпиконтинентальных

[1] Максимальная глубина Алеутского жолоба, по последним данным, составляет 7 678 *м* (восточнее острова Агатту).

ных морей — карбона и перми. Они пронизаны мезозойскими гранитами и диоритами. Здесь известны также меловые и плиоценовые породы, последние частично материкового происхождения. Таким образом, стратиграфическое строение островов примерно то же, что и Японии. На Курилах много вулканов, большинство которых поднимается на 2 000 *м* над уровнем моря, или на 4 000—5 000 *м* над складчатым основанием дуги. Извергаемые ими лавы имеют состав андезитов, а тип извержений, в противоположность Камчатке, где преобладают лавовые излияния, преимущественно взрывчатый.

Вдоль дуги на всем ее протяжении проходит впадина глубиной более 7 000 *м* (в одном месте 8 576 *м*). Остров Сахалин представляет собой лишь часть одной из прибрежных цепей Сибири и, как уже указывалось в гл. III, продолжается японской дугой.

Эта сплошная дуга, закрывающая Японское море только по линиям разлома, прерывается несколькими проливами глубиной не более 100 *м*. Море, ограниченное этой дугой, соединяется с Охотским морем проливом, который в старых атласах называется Татарским: это синклинальная складка материка, параллельная антиклинали Сахалина с глубинами менее 100 *м*. Мелководный Цусимский пролив на юге ведет в Желтое море. Котловина Японского моря достигает в центральной части глубины 3 050 *м*, а в стоящей в стороне впадине, у берегов Сибири, даже 3 258 *м*[1]. Форма этого моря примерно такая же, как и Охотского, но менее деформированная у Японской дуги.

Эта дуга состоит из двух больших островов — Хоккайдо и Хонсю — и двух меньших — Кю-Сю и Сикоку. Структура ее альпийская, и некоторые авторы описывают в ней даже покровы, надвинутые к Тихому океану. Здесь можно различить наружную зону, образующую вогнутую складчатую часть дуги, и внутреннюю зону, сильно расчлененную разломами. Участвующие в складчатости породы состоят из палеозоя, плохо определяемого (метаморфизированного и смятого в складки во время нижнего триаса или перми). Затем вплоть до плиоцена идет морская серия осадочных пород, в которой нехватает только верхнеюрской свиты (такой же перерыв имеется и в Андах). Очевидно, большой синклинальный изгиб, в котором формировалась Восточная Япония, в эту эпоху подвергся сжатию. Второе сжатие этого прогиба, вероятно, имело место во время эоцена, а весьма многочисленные интрузии гранитных и тяжелых пород, повидимому, относятся к разным эпохам.

---

[1] Максимальная глубина Японского моря, по новейшим данным, составляет 4 226 *м*. — *Прим. ред.*

Фундамент этой серии сложен гнейсами; следовательно, дуга действительно составляет часть азиатского материка.

Основное поднятие дуги приурочено к верхнему плиоцену — эпохе поднятия всех береговых горных цепей Америки. И к этой же эпохе относится активный вулканизм Японии, преимущественно взрывчатого характера. Движения эти, впрочем, продолжаются и поныне и проявляются или в вертикальных перемещениях участков островов самых сильных в мире или в виде чрезвычайно частых и разрушительных землетрясений, эпицентры которых сосредоточены главным образом у края большого подводного жолоба, о котором будет сказано ниже.

Большая зона поперечных разломов — *Фосса магна* — перерезает Японию надвое. Сейчас она погребена под осадками миоценового и плиоценового морей.

На широте знаменитого японского вулкана, идеального конуса Фудзисана, от Японии отделяется новая дуга, идущая почти перпендикулярно к направлению древних складок. Это дуга Бонинских и Марианских островов. В 100 милях от берега вдоль дуги проходит самый большой в мире жолоб, который тянется от Камчатки.

Глубина в 8 513 *м*, измеренная «Тускаророй» в 1874 г., долгое время считалась рекордной. Этот жолоб лежит в пределах 6 000 *м* изобаты. Глубины более 7 000 *м* занимают в нем площадь в 102 000 *кв. км*, глубины более 8 000 *м* — 37 800 *кв. км* и глубины более 9 000 *м* — 4 000 *кв. км*. Промеры, произведенные в 1926 и 1927 гг. японским судном «Мансуи», установили, что наиболее глубокая часть жолоба тянется от 48° с. ш. (середина Курильской гряды) до 26° 45′ с. ш. (середина Бонинских островов). По данным «Мансуи», она гораздо более сжата, чем это показано на втором издании батиметрической карты океанов.

Принимая во внимание, что направление жолоба (преимущественно южное) совершенно не зависит от тектоники Японии (которая, как мы уже видели, состоит из трех самостоятельных элементов, смыкающихся у Хоккайдо), что он связан с большинством действующих вулканов этой области и, наконец, имеет громадное протяжение (жолоб относится к числу трех крупнейших депрессий Тихого океана), можно полагать, что основная причина его образования лежит в деформациях океанической части земной коры, а не в очертаниях Японской дуги, как бы они ни были правильны.

С внутренней стороны Бонинской дуги проходит другая депрессия, которую острова Рю-Кю продолжают до Тайваня. Японский геолог Кото показал, что начиная отсюда дуга становится уже не выпуклой, а вогнутой; она проходит через архипелаг Батан до острова Лусон, самого северного из Филиппинских островов, и продолжается до острова Целебес. Эта новая

дуга замыкает, таким образом, целый ряд морей: Желтое, Южно-Китайское, море Сулу, Молуккское море и море Банда.

Желтое море, самое мелководное из восточно-азиатских морей, почти на всем протяжении не достигает и 200 *м* глубины, так что можно считать, что оно относится к материковой отмели. Однако вдоль внутренней части островного барьера и здесь расположена удлиненная, чрезвычайно неправильная впадина, глубиной в 2 377 *м*. Здесь, как и в Охотском море, форма дна асимметрична: материк переходит в пологий склон, который резко снижается по мере приближения к дуге и снова поднимается, образуя последнюю. Это расположение прямо противоположно тому, какое мы видели в открытом океане, где дно медленно опускается по направлению к дуге, образуя жолоб, а затем резко поднимается.

Дуга Рю-Кю (острова Нансэй), идущая от Кю-Сю до Тайваня, почти полностью закрывает Желтое море. Кото показал, что дуга образована верхнемеловыми отложениями, надвинутыми на третичный флиш, а затем из дислоцированных третичных отложений, покрытых слоем туфа мощностью в несколько сот метров. Такое строение можно видеть только на концах дуги, у Кю-Сю и у Тайваня. В остальной части дуга выступает над уровнем моря только благодаря многочисленным андезитовым вулканам, высота которых, как правило, превышает 1 000 *м*. Жолоб, окаймляющий эту дугу, имеет глубину в 4 892 *м* вблизи Сикоку и максимальную глубину в 7 000 *м*[1].

Дуга Рю-Кю (образующая часть Тайваня) продолжается островами Батан, Сублан, подводными вулканами Дидуа и горной цепью Сиерре-Мадре, на востоке самого северного из Филиппинских островов.

Филиппинский архипелаг сложен серией третичных пород, от миоцена до плиоцена, покрывающих изверженные породы, главным образом габбро. Антиклинальные складки, образующие его остов, повидимому, очень сложны. Одни из них вытягиваются в меридиональном направлении, другие изгибаются к юго-западу, в направлении острова Борнео, следуя параллельно северному и среднему ответвлениям острова Целебес, и, очевидно, представляют собой уже складки малайского простирания.

В этой области прослеживаются два направления складчатости: тихоокеанское и индийское (средиземноморское). Это чрезвычайно усложнило рельеф и привело к образованию «перегородок» между внутренними морями. Так, например, подводная цепь островов Палаван отделяет Китайское море от моря

[1] Максимальная глубина котловины Рю-Кю в Желтом море достигает, по новейшим данным, 2 717 *м*. Жолоб Рю-Кю достигает глубины 7 327 *м*. — *Прим. ред.*

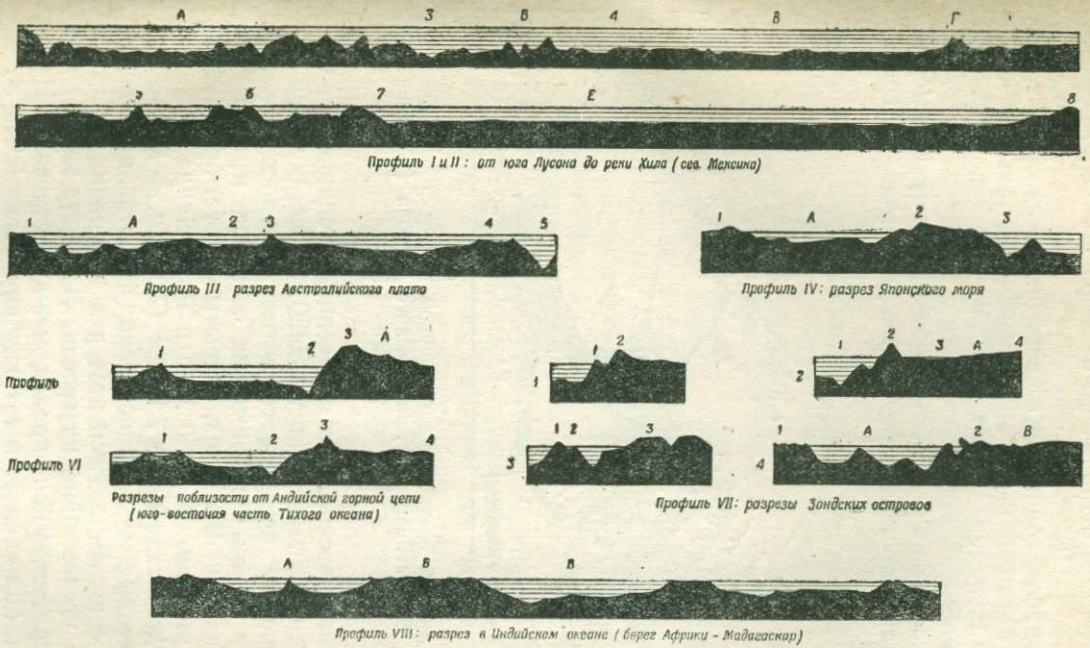


Рис. 79. Профили в Тихом океане.

Профили I—II: *А*—Филиппинская котловина; *Б*—гряда Марианских островов; *В*—Северо-Тихоокеанская котловина (западная часть); *Г*—поднятие Гавайских островов; *Д*—Северо-Тихоокеанская котловина (восточная часть); *1*—Лусон; *2*—жолоб Минданао; *3*—впадина Флеминга; *4*—впадина Бейли; *5*—остров Гард; *6*—остров Моду-Ману; *7*—впадина Ренар; *8*—река Хила (северная Мексика). III: *А*—Тихий океан; *1*—к югу от Брисбена (Австралия); *2*—впадина Томсона; *3*—остров Норфолк; *4*—поднятие островов Кермадек-Тонга; *5*—жолоб Кермадек. IV: *А*—Японское море; *1*—Корея; *2*—Япония; *3*—Японская впадина. V: *А*—Андийская горная цепь; *1*—остров Сан-Фелис; *2*—впадина Ришара; *3*—Аква-Бланка (5 340 *м*). VI: *1*—остров Хуан-Фернандес; *2*—впадина Геккеля; *3*—Андийская горная цепь; *4*—Аргентина. VII: *1*—остров Ментавей; *2*—Суматра. 2: *А*—Западная платформа; *1*—впадина Зондских островов; *2*—Ява; *3*—Яванское море; *4*—Борнео. 3: *1*—остров Сумба; *2*—остров Флорес; *3*—остров Целебес; 4: *А*—море Банда; *Б*—поднятие Новой Гвинеи; *1*—остров Буру; *2*—остров Ару. VIII: *А*—Мозамбикский пролив; *Б*—Мадагаскар; *С*—Индийский океан.

Сулу; архипелаг Сулу отделяет море Сулу от Целебесского; северная лопасть острова Целебес отделяет Молуккское море, которое, в свою очередь, отграничено от моря Банда островами Буру и Сулу.

Все эти моря глубоководны, но с чрезвычайно сложной топографией дна. По большей части это крупные впадины, вытянутые параллельно антиклиналям, или же неправильной формы котловины и воронки.

Южно-Китайское море усеяно множеством островов (одни из них, как Хайнань, представляют собой обломки материка,

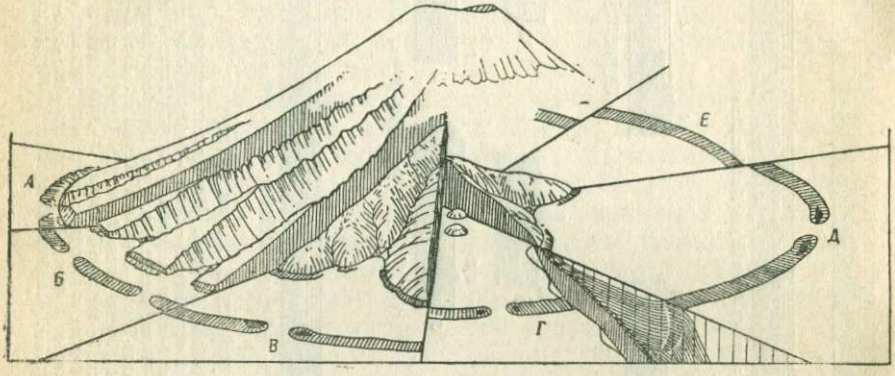


Рис. 80. Перспективный схематический рисунок поднятия рифовых образований вокруг опускающегося вулканического острова (по Девису).

другие имеют вулканическое происхождение). Большая впадина глубиной более 4 000 *м* (максимум 5 420 *м*), вытянутая в направлении с севера на юг, а затем отклоняющаяся на юго-запад, проходит у самых Филиппинских островов и широкого плато островов Палаван. Все моря, закрытые с юга, отличаются большими глубинами свыше 5 000 *м*, а в море Банда в узкой впадине глубина достигает даже 7 100 *м* (7 260 *м*. — *Ред.*). Пороги и многочисленные мелкие островки представляют собой здесь действующие вулканы. Весь этот ряд котловин или замкнутых бассейнов чрезвычайно интересен. Проливы здесь очень глубоки, так, например, узкий проход между островами Целебес и Хальмахера (Джилоло) имеет глубину более 2 000 *м*.

Любопытнейшие формы расчленения, примером которых могут служить Филиппинский архипелаг (рис. 80) и лопастное строение острова Целебес, точно воспроизводимое островом Хальмахера, наглядно показывают силу сжатий, действовавших в обоих направлениях и сопровождавшихся разломами.

Резкий контраст со всей этой сложной структурой представляет сравнительно простая топография дна Тихого океана за пределами области складчатости.

Большой жолоб Филиппинских островов параллелен Бонинско-Марианскому и превосходит его размерами. Очень правильный по форме, он начинается на уровне Маниллы и против острова Самар достигает глубины в 7 000 *м*. Этот жолоб является самым глубоким в мировом океане (10 793 *м*) [1].

Наружная, Бонинско-Марианская дуга в азиатской части Тихого океана имеет меридиональное направление и заканчивается у острова Яп. Все острова этой дуги вулканические (только в Марианских островах распространены коралловые основания), чем они существенно отличаются от соседних Каролинских островов, сложенных из кристаллических сланцев. За этой дугой следует большой жолоб, достигающий глубины в 9 435 *м* (10 553 *м*. — *Ред.*) севернее Бонинских островов и 9 635 *м* на широте Марианских, то есть того же порядка, что и в Филиппинском жолобе. Между этими двумя дугами заключено очень глубокое внутреннее море (Филиппинский бассейн) со впадинами, вытянутыми в меридиональном направлении, но очень короткими.

Остров Хальмахера можно еще отнести к азиатским дугам. Но уже начиная с моря Банда мы переходим в другую область — область малайских средиземноморских дуг, направленных с запада на восток. Впрочем, как уже указывалось в главе III, не исключена возможность того, что эти дуги представляют собой продолжение тихоокеанских. Но в таком случае вся совокупность Зондских и Филиппинских островов является не более как выступом Азиатского материка (см. рис. 56).

Итак, вся эта область начиная с миоцена состоит из рядов островных дуг. Очевидно, дугообразные очертания являются вторичными, так самая крайняя из дуг и, повидимому, самая молодая из них, дуга Бонинско-Марианская, расположенная параллельно передовому прогибу, имеет уже более сложные очертания.

Островные дуги в действительности, повидимому, представляют собой простые антиклинальные поднятия. И если островные группы вытянуты наподобие гирлянд, то это объясняется только увенчивающими их вулканами.

Все поднятия, за исключением Бонинско-Марианского, сложены из материкового или осадочного сиалического материала, чаще всего погруженного. Поднятия подобного типа существовали в миоцене и плиоцене. Они могут быть сжаты или надвинуты одно на другое. Аналогичные образования, как, например,

[1] См. примечание на стр. 196. — *Прим. ред.*

Японские или Индонезийские острова, были дислоцированы как единое целое, но имеют гораздо бо́льшие размеры.

Внутри всех этих антиклинальных складок накапливается магма. Она пробивается наружу у их вершины различными путями, часто вулканическими, выделяя лавы андезитового, дацитового или риолитового типов, то есть, по немецкой терминологии, промежуточные магмы тихоокеанского типа.

Внутренние моря, за исключением, быть может, Филиппинского бассейна, наиболее выдвинутого, имеют тот же характер. Дно их сложено, как мы уже говорили относительно Зондской платформы, древними материковыми породами, и самой древней стадией их развития является, повидимому, стадия Охотского или Желтого моря. Впадины чрезвычайно неправильной формы, примыкающие вплотную к замыкающей дуге, вероятно, *образовались из-за недостатка субстрата: впечатление такое*, что сима была втянута в просвет антиклинального свода, образуемого дугой. Что же касается передового прогиба (жолоба), то он, очевидно, является активной частью системы и свидетельствует о движении, идущем из Тихого океана.

Материковая окраина этого океана должна была, таким образом, смяться в складки уже очень давно и притом до самой границы собственно океанического бассейна, где обрывается это закономерное строение островных дуг.

В описанных «эпиконтинентальных» морях то тут, то там обнаруживаются следы прогрессирующего опускания. Провалы, дизъюнктивные дислокации, через которые, повидимому, изливается часть нижележащей магмы, образуют не столько подлинные вулканы, сколько лавовые массивы.

Южнее Хальмахеры система тихоокеанских дуг упирается в край материковой отмели Австралии (см. рис. 45). Арафурское море с глубинами менее 200 *м* соединяет Австралию с Новой Гвинеей. На последней вытянут обрывок альпийской цепи, занимающей по отношению к Австралийскому материку такое же положение, как Япония по отношению к Азиатскому.

Эта складчатая цепь, хотя и экваториальная, но поднимающаяся до высоты вечных снегов, возникла в послеэоценовое время. Образованная движениями, идущими со стороны океана, она, повидимому, продолжается к архипелагу Бисмарка, образующему очень короткую дугу, с внешней стороны которой лежит жолоб Планет (9 148 *м*). Островная группа Соломоновых островов, видимо, продолжает эту же дугу до Новых Гебрид. Здесь довольно значительную роль играет морской миоцен, и последняя складчатость относится к совсем недавнему времени. Антиклиналь Новой Каледонии относится, повидимому, к более внутренней зоне, складчатость которой образовалась вскоре после эоцена. Повсюду встречаются интрузии «зеленокаменных

пород»: на поверхность выходят габбро или перидотиты, происходящие из очень глубокой магмы. Именно в этих породах заключены богатые залежи никеля Новой Каледонии. Глубокий жолоб (7 570 *м*) отделяет Новые Гебриды от Новой Каледонии. Продолжение последней цепи следует искать в Новой Зеландии.

Еще южнее лежат Чатам, острова, сложенные кристаллическими сланцами, гранитные острова Боунти, Оклендские острова и острова Кампбел, сложенные габбро и нижнемиоценовыми породами. Что же касается самого южного из них, острова Маккуори, то он по своему строению относится уже к Антарктическому материку. Все эти острова имеют вулканы.

Можно ли, руководствуясь подводным рельефом, внести некоторый порядок в хаотическое скопление островов, опоясывающих Австралию, подобно тому, как это удалось сделать для азиатского берега? Но здесь провести границу между Тихим океаном и внутренними морями гораздо труднее, отчасти еще и потому, что в этой области было произведено значительно меньше промеров.

Международные Тихоокеанские конгрессы проводят границу океана на широте Тасмании. Материковая платформа Австралии южнее тропиков очень узка; вдоль берега проходит высокая горная цепь, перед которой лежит впадина глубиной более 3 000 *м*, простирающаяся до широты острова Честерфильд. Эта впадина отделена от открытого океана широким поднятием, вытянутым в направлении СЗ-ЮВ параллельно берегам Квинсленда. В южной половине поднятия поперек его лежат оба острова Новой Зеландии. К северу поднятие разделяется на два: Честерфильд на западе и Ново-Каледонское — на востоке, которое, как мы уже видели, возможно, является продолжением цепи Новой Гвинеи. Еще одно выходящее на поверхность поднятие несет на себе Новые Гебриды; для него характерны черты альпийской структуры, которые можно проследить до Соломоновых островов и дальше до архипелага Бисмарка.

Северо-западный полуостров Новой Зеландии, повидимому, продолжается в Ново-Каледонийской дуге. Остальная же часть острова, независимо от своей структуры, которая к тому же еще очень мало изучена, имеет общее направление на ЮЮЗ-ССВ, то есть почти перпендикулярное к дуге. Но если южный остров сливается с гранитно-гнейсовым плато Чатамских островов — возможно осколком Антарктического материка, — то вдоль северного лежит глубокий жолоб, который тянется до широты островов Самоа. Этот жолоб вытянут с юга на север и имеет типичное строение жолобов Северного Тихого океана. Длина его равняется 3 000 *км*. Он разделен отчетливо выраженным порогом на две впадины: впадину Кермадека и впадину Тонга. Глубина жолоба превышает 9 000 *м* и достигает 9 413 *м* и 9 427 *м* во-

впадине Кермадека и 9 184 *м* во впадине Тонга. Островная дуга лежит на поднятии высотой менее 3 000 *м*. К северу поднятие расширяется и включает острова Фиджи с их интересным расположением в виде завихрения.

Несколько дальше на север этот рельеф, до сих пор столь отчетливо выраженный, внезапно разрывается как бы большой линией флексур, идущих от островов Самоа до Новой Гвинеи в направлении ВЮВ-ЗСЗ. Южнее этой линии в том же направлении, от архипелага Бисмарка до островов Самоа, располагаются все архипелаги Меланезии. На севере простирается большая так называемая Меланезийская, или Каролинская, котловина глубиной более 5 000 *м*. Несколько севернее вдоль нее проходит Микронезийская, или Каролинская, гряда, на которой расположен Каролинский архипелаг. Мы уже видели, что это поднятие сложено метаморфическими материковыми породами так же, как плато Чатамских островов.

Но вблизи Новой Гвинеи это разделение между областью Меланезии и областью Микронезии сглаживается, и его уже трудно проследить на современных картах.

Можно думать, что вокруг всех австралийских земель и материковых островов расстилается очень широкая платформа, составлявшая раньше часть большого материка. Эта платформа, очевидно, опустилась и была смята в складки в двух различных направлениях. Первая, меридиональная, тихоокеанская складка — Тонга и Кермадека, а также островных дуг Азии; вторая, почти экваториальная, средиземноморская — это складка Меланезийского архипелага. Остается еще объяснить происхождение встречающихся здесь глубоких, почти круглых котловин — Новогебридской (7 570 *м*) и впадины Планет, расположенных между Соломоновыми островами и Новой Гвинеей (9 148 *м*). Эти впадины по своим очертаниям ближе к неправильным депрессиям морей Зондского архипелага, чем к настоящим желобам. Быть может, и они также обусловлены недостатком субстрата (симы), втянутого пониженным давлением под своды антиклиналей и извергнутого бесчисленными вулканами этих архипелагов.

Австралийский комплекс обладает еще несколькими характерными чертами: осадочные серии от эоценовых до миоценовых известны на всех островах, где ранее на поверхность вышли зеленокаменные породы очень глубокого залегания.

Таким образом, создается впечатление, что каждый архипелаг, в большей или меньшей степени, соответствует древнему прогибу, образовавшемуся в третичный период. На крупных островах имеются горные цепи, складчатость которых происходила в те же периоды, что и Андийская; движение шло в сторону Австралии, подобно тому как в Андах движение шло

к Американскому материку. И, наконец, вулканы извергают здесь андезитовые или дацитовые лавы, то есть лавы тихоокеанского типа.

Из дальнейшего будет видно, что Меланезия составляет часть огромной области коралловых рифов, охватывающей весь центральный Тихий океан, или, как ее часто называют, Коралловое море [1]. Но хотя здесь действительно много рифов, как поднятых и мертвых, так и опущенных, как, например, австралийский Большой Барьерный риф, настоящие, правильные атоллы появляются только восточнее меридиана Кермадек — Тонга.

Австрало-меланезийский блок поднимается из океана крутыми уклонами, и вдоль этого откоса очень часто наблюдаются землетрясения (см. рис. 49), вызывающие огромные приливные волны, так называемые «тсунами».

Поэтому было бы, пожалуй, правильнее считать, что собственно Южный Тихий океан начинается восточнее указанной области.

Разделение Тихого океана на природные области

Итак, собственно океаническая область Тихого океана с западной стороны — единственной, вызывающей сомнения в этом отношении, — ограничена нами дугами Алеутских островов, Курильской грядой, Японскими островами, Бонинско-Марианской дугой и линией, идущей от острова Гуам до северного края Каролинского плато. Последнее продолжается, повидимому, по прямой линии островами Эллис и Самоа до жолоба Кермадек — Тонга (см. рис. 76).

Примерно параллельно Каролинскому плато как продолжение приподнятого края Меланезии проходит южная граница полинезийских архипелагов, опоясывающих океан. Этого направления —ЗСЗ-ВЮВ— придерживаются архипелаги Тихого океана от острова Рапа до Гавайских островов.

К югу от кораллового пояса, чуть заходя за 180° (долгота островов Антипод), простирается Южный Тихий океан, почти лишенный островов, к которому относятся и моря австралоновозеландского плато. К северу от кораллового экватора лежит Северный Тихий океан, почти вдвое больший, чем Южный.

Надо заметить, что эта граница проходит по оси Тетиса — великого средиземного моря геологов. У американского побережья граница Северного Тихого океана гораздо менее отчетлива.

Южный Тихий океан. В нем различают две основные области: западный бассейн и большое восточное поднятие (хребет) острова Пасхи. Западный бассейн имеет форму треугольника

[1] Так называет его Валло, но название это применяется к внутреннему морю на западе Австралии.

с отчетливо выраженным западным краем, образующим впадину Кермадек — Тонга.

Граница, обращенная к восточному поднятию, наоборот, очень расплывчата и обладает сравнительно отлогим уклоном. У основания треугольник, повидимому, сильно расширяется, образуя прогиб опять-таки средиземноморского направления, который можно сравнить с ложбиной Джеффриса на юге Австралии; все элементы его рельефа вытянуты по широте, что характерно также для доавстралийских морей. Эта крайняя южная ложбина доходит до острова Маккуори.

Западный бассейн принадлежит к числу самых «пустынных» морей земного шара: первые встречающиеся в нем острова — Антиподы, Баунти, Чатам — относятся уже к новозеландскому плато (или плато Чатам).

Что же касается восточной части — поднятия (хребет) острова Пасхи, то оно уже лежит вдали от суши. Остров Пасхи, расположенный в центральной его части, — единственный остров, лежащий у края склона, ведущего к чилийско-перуанским желобам, так же, как и острова Хуана-Фернандес и архипелаг Сан-Феллис и Сан-Амбросио (все вулканические) принадлежат по типу слагающей их магмы не к группе андийских вулканов, а к атлантической группе вулканов Таити и Гавайи. Их крутые склоны поднимаются над желобами Южной Америки.

На юге поднятие понижается в направлении к Антарктиде. Правда, раньше придерживались другого взгляда. Судно «Энтерпрайз» обнаружило здесь в 1884 г. глубины менее 3 000 *м* и даже открыло один остров, Доугерти. Но английская экспедиция «Дисковэри» констатировала здесь абсолютную сглаженность рельефа. От 40° широты и далее на юг вплоть до мыса Горн здесь нет глубин менее 4 000 *м*.

Мы уже указывали, что на севере недавно были обнаружены вторичные гребни, как, например, гребни Меррием и Карнеги. Возможно, что острова Хуана-Фернандес или Сан-Фелиса и Сан-Амбросио лежат на одном из таких гребней. От центральной части поднятия отделяется не менее дюжины таких гребней, расходящихся веерообразно по всему океану на протяжении от 2 000 до 4 000 *км*. Острова Тубуаи, Туамоту, Общества, Маркизские представляют собой вулканы, расположенные на этих гребнях.

Выше уже говорилось о других гребнях, вытягивающихся вдоль американского побережья до Калифорнии. К ним надо добавить вулканические острова Галапагос, лежащие на плато, которое соединено коротким мысом с Панамским перешейком. Эти вулканические сооружения были раньше подводными, но теперь выступают над поверхностью моря. Кроме того,

кабелепрокладочное судно «Неро» обнаружило «большие горы» между Сан-Франциско и Гавайскими островами.

Происхождение этого рельефа составляет одну из сложнейших проблем геологии.

Что означает присутствие островных дуг в области, где совершенно не могло быть бокового сжатия и которая расположена вдали от материков? Гипотеза об исконности Тихого океана не дает им объяснения. Аналогии, существующие между языками народов на крайнем юге Южной Америки и Полинезии, а также особенности распределения наземной фауны Полинезийских островов пытались объяснить диаметрально противоположными теориями, а именно существованием большого тихоокеанского материка, ныне затопленного под волнами моря. Мы еще вернемся к этой теории, здесь же мы касаемся ее лишь в связи с проблемой острова Пасхи. На этом вулкане высотою в 560 *м* имеются гигантские монолитные статуи, высеченные из вулканического туфа, и стены, сложенные из плит, которые могли быть установлены только при помощи рычагов. А так как на всем острове нет ни единого дерева, то очевидно, что эти сооружения являются делом рук некогда многочисленного населения, обитавшего если не на материке, то, что более вероятно, на архипелаге, состоявшем из невысоких островов.

Северный Тихий океан также подразделяется на две области: Гавайские островные группы и большой северный бассейн. Северный бассейн имеет округлые очертания. Он ограничен материковой платформой Америки, а со стороны Азии окаймлен глубокими желобами, идущими от Алеутских островов до Марианских, уже описанных выше. На дне этого бассейна имеются большие впадины: одна из них расположена к югу от Гавайских островов, другая — к северу. Впадина Меррея, впадина Бейлей и впадина Брука простираются с СВ на ЮЗ. И, наконец, на севере от островов Магеллана лежит еще одна впадина глубиной 6 011 *м*.

От островов Маршальских и Гильберта до Гавайских островов простирается поднятие, отделенное от Каролинского плато проливом. С юга северный бассейн ограничен коралловым поясом.

Северный бассейн очень глубок. Судя по промерам, правда еще весьма немногочисленным, средняя глубина его не менее 5 000 *м*. Форма бассейна чашеобразна, но дно не так ровно, как это принято считать. Кабелепрокладочное судно «Неро», которому мы обязаны единственными точными сведениями о характере ложа, отметило 67 мест, в которых уклон превышает 10%; в одном из них, на восток от острова Гуам, уклон превышает 51,0%, но в центральной части бассейна дно, безусловно, гораздо более ровно: на протяжении тысячи миль на запад от острова

Мидуэй уклон нигде не превышает 1%, и лишь в непосредственной близости от него глубина в 150 *м* располагается в 3 *км* от впадины, погружающейся на 2 322 *м*. Подводные вулканы с уклоном в 70% были обнаружены между берегом Калифорнии и Гавайскими островами.

На батиметрической карте последнего издания (Монако) по ходу кабеля между Гавайскими островами и островом Яп нанесены отрезки изобат; это, повидимому, борозды и гребни, вытянутые в ЗЮЗ-ВСВ направлении, представляющие собой одну из любопытнейших особенностей океанического рельефа. Они напоминают кожуру сморщенного и высохшего яблока или шероховатую поверхность застывшего потока лавы.

В Северном Тихом океане имеется всего два острова: Ред-Рок (57° 30′ с. ш., 137° 30′ з. д.) против берегов Британской Колумбии и одинокий остров Меллиш (34° 30′ с. ш., 178° в. д.).

Но, наоборот, по всей центральной части океана, начиная от Гавайских островов на севере и кончая островами Тубуаи на юге, проходит ряд увенчанных островами поднятий, часто с очень крутыми склонами. Первые, наиболее северные, лежат довольно далеко друг от друга и разделены глубокими впадинами, последние же расположены гораздо более скученно по обе стороны экватора и участвуют в образовании кораллового пояса. Одни из них выступают над водой, другие погружены под воду. Так, «Карнеги» обнаружил между Татакото и Анамом (Туамоту) два гребня, разделенных ложбиной. Два других гребня вытягиваются вдоль Татакото, и целый ряд аналогичных гребней шириной примерно в 15 миль и длиной в 45 миль доходят до хребта Таити. Далее к северу находится хребет, также ориентированный на ЗСЗ-ВЮВ, несущий вулканы Гавайских островов.

Основная черта рельефа этой области — существование относительно слабо выраженных хребтов, которые несут на себе целый ряд вулканических конусов. Некоторые из них, как, например, Гавайские, Таити, Самоа, достигают высоты в несколько тысяч метров. Если считать от основания, то их высота превышает 9 000 *м*. В этом рельефе нет, впрочем, ничего удивительного, ибо в противоположность наземным вулканам он совершенно не подвергается эрозии. Другие конусы, как, например, вулкан Туамоту, погружены, и узнать об их существовании можно только по увенчивающим их коралловым атоллам.

Следует ли рассматривать поднятия, несущие вулканические конусы, как складчатые образования земной коры или же как линейные выходы лавы вдоль больших разломов? При первом рассмотрении второе объяснение кажется более вероятным. Сколько ни пытались обнаружить включения пород субстрата в вулканических бомбах, извергаемых этими вулканами, этого

открыть не удалось. В Центральном Тихом океане (в принятых нами границах) также не встречается никаких следов осадочных пород. Расположение конусов примерно такое же, как в Исландии или, вернее, подобно расположению гребней, усеянных многочисленными вулканами некоторых из Канарских островов, например Тенерифа и Лансароте.

Между тем, если судить по данным промеров «Карнеги», то они должны представлять собой антиклинальные складки. Но тогда мы должны предположить, что дно океана целиком сложено толщами базальта и что именно эти породы были смяты в складки в результате сжатия, вторичным последствием чего явилось скопление жидкой магмы внутри антиклинальных сводов.

Очень интересно еще одно обстоятельство: если у вулканов на периферии океана магмы всегда бывают средними [1]: андезитовыми или даже риолитовыми, как, например, в Японии, то есть тихоокеанскими, по терминологии немецких геологов, то вулканы центральной части Тихого океана выделяли или очень темные, или очень светлые магмы, но всегда щелочные и почти всегда отличающиеся недостатком кремния, то есть магмы «атлантического» типа, происходящие, повидимому, от первоначальной очень темной магмы. Типы этой серии лав были описаны Лакруа для островов Таити.

Для этих вулканов характерны не сопровождающиеся взрывами извержения, а плавные выходы лавы. Здесь, как правило, встречаются лавовые озера и фонтаны, то есть спокойные излияния неразрушительного гавайского типа. Такова, например, нормальная деятельность знаменитого гавайского вулкана Мауна-Лоа.

Коралловый пояс. Область Северного Тихого океана отделена от Южного большим поясом островов, начинающимся на западе у Маршальских островов и простирающимся до восточной оконечности архипелага Туамоту. Сначала у Маршальских островов (отделенных от Каролинского плато глубоким проливом) этот пояс имеет направление СЗ-ЮВ, но затем оно меняется на ЗСЗ-ВЮВ, то есть следует простиранию поднятий, или хребтов, Гаваи. За последними островами пояса в том же направлении лежит остров Пасхи.

К. Валло дает этой области название Кораллового моря, относящееся, в сущности, к закрытому морю на северо-восток от австралийского Куинсленда. И действительно, за исключением островов Общества (Таити, Муреа), представляющих собой

[1] Промежуточные между легкими (и светлыми), богатыми щелочами, и тяжелыми (и темными) магмами, богатыми ферромагниевыми силикатами.

большие вулканические конусы, полинезийские архипелаги почти сплошь состоят из атоллов. Атоллами принято называть острова, имеющие правильную кольцеобразную форму (диаметр их может достигать до 150 *км*), невысокие и сложенные из скелетов кораллов. Они окружают внутренний бассейн, или лагуну, глубина которой, как это ни странно, обычно не превышает 24—36 *м* [1].

Атоллы образуют островные группы, простирающиеся примерно на 6 000 *км* в длину (наиболее типичный пример их — Туамоту) и до 1 500 *км* в ширину. Законченной формы атоллы появляются только начиная от Маршальских островов и отсутствуют от северных частей острова Рождества до южной части островов Тубуаи. Похожие на них коралловые сооружения, называемые иногда «несовершенными атоллами», встречаются еще у Маркизских островов, островов Кермадек и на острове Рапа. Типичные атоллы имеются и в Индийском океане (Кокосовые острова, Килинг); линейное расположение атоллов соответствует подводным хребтам, достигающим иногда 1 200 и до 2 000 *м* высоты, и совершенно аналогичны погруженным хребтам островов Общества и Гавайских.

Географическое распространение атоллов, очевидно, зависит от распространения живых кораллов. Последние в форме «окаймляющих рифов» окружают все острова Тихого океана там, где температура воды не ниже 25°. Кроме того, необходимыми условиями являются нормальная соленость и совершенная прозрачность воды. Большинство кораллов может жить только на глубинах от 0 до 40 *м*, и лишь очень редкие виды могут переносить кратковременные спады воды при отливе. Для Индийского океана особенно характерна другая форма коралловых сооружений в виде грибообразных скал. Не следует думать, что рифы состоят из живых кораллов: они сложены из скелетов кораллов или известковых водорослей, более или менее прочно цементированных другими известковыми водорослями.

Коралловые «луга» располагаются перед окаймляющими рифами или барьером; волны дробят кораллы, и их осколки вместе с некоторым количеством живых видов образуют риф. Совсем мелкие осколки кораллов перебрасываются волнами за риф и образуют пляжи или дюны по краям лагуны.

Имеется еще одно непременное условие для образования кораллового рифа — это относительное спокойствие воды; сильные приливные течения образуют каналы в коралловых

[1] Эта цифра явно преуменьшена. Средняя глубина атоллов, по Шипарду (op. cit.), составляет 45 *м*, но в отдельных случаях доходит до 90. Сам же автор ниже приводит примеры атоллов с глубинами более 40 *м*. Просмотр новейших гидрографических карт убеждает в том, что цифры Шипарда более правильны. — *Прим. ред.*

сооружениях. Кроме того, кораллам требуется для питания обильный планктон; отсутствие коралловых сооружений у берегов Африки объясняется, вероятно, именно недостатком планктона.

Окаймляющие рифы образуются во всей области островных дуг до 25 параллели, между тем как барьерные рифы встречаются лишь в определенных местах, особенно на северо-восточном побережье Австралии, где они образуют Большой Барьерный риф, описанный Кентом.

Дарвин писал в 1839 г. [1], что барьерные рифы были первоначально окаймляющими берега сооружениями, но что берег, на котором они укрепились, впоследствии опустился. Борясь с этим опусканием, кораллы стали расти не в ширину, а в высоту (рис. 80). Правильнее было бы, пожалуй, сказать, что когда надводный риф, сложенный из отмерших кораллов, опускался под воду, то на нем поселялись новые живые колонии и воздвигали свои сооружения. Если опускание прекращалось, то вокруг живого рифа снова начинали накапливаться осколки кораллов. Дарвин распространяет эту гипотезу и на атоллы, кольцевая форма которых еще не получила объяснения. Но в таком случае нужно было найти фундамент соответствующей формы, и Дарвин пришел к выводу, что таким фундаментом являлось не что иное, как вершина погруженного вулканического конуса [2].

По теории Дарвина, атоллы вытягиваются вдоль поднятий, несущих вулканические конусы. Эти поднятия подобны хребтам, описанным выше, но с той разницей, что они представляют собой непрерывно опускающиеся участки, исчезновению которых под водой препятствует только деятельность кораллов.

Разумеется, погружение может быть обусловлено не только опусканием земной коры, но и подъемом уровня воды в океане (эвстатическая гипотеза Дэли).

Теория Дарвина была восторженно встречена американским геологом Дэна, но подверглась сильному нападению со стороны Меррея, Семпера, а также Гардинера, посвятившего почти всю свою жизнь изучению кораллов. Одни ученые объясняли форму атоллов непрерывным дождем фораминифер, падающих на вершины подводных вулканических гор (и действительно, фораминиферы играют важную роль в строении рифов, как показало бурение, произведенное в атолле Фунафути). Другие же считали,

[1] Ч. Дарвин. Строение и распределение коралловых рифов, перевод со второго издания Л. Ш. Давидашвили и М. Н. Комвич, Соч. т. II, М. 1936. — *Прим. ред.*

[2] За 10 лет до Дарвина первые соображения об образовании коралловых рифов дал великий русский мореплаватель Ф. Беллинсгаузен. Эти соображения были затем развиты в теории Меррея (см. А. В. Ступишин, Известия Всесоюзного Географического Общества, № 3, 1950). — *Прим. ред.*

что атолл первоначально имел форму полумесяца, подобно полулунным дюнам, или барханам, рога которых сблизились. Это происходит якобы оттого, что кораллы развиваются преимущественно в направлении течения и ветра. Что же касается лагун, то они соответствуют той зоне, где из-за недостаточного движения волн, а следовательно, недостатка кислорода, кораллы не могли размножаться [1].

Несмотря на свою простоту и универсальность теория Дарвина была, казалось, обречена на полное забвение, но в последнее время благодаря новейшим исследованиям она снова воскресает.

Первые факты, говорящие в ее пользу, дало бурение, предпринятое с чисто научной целью в атолле Фунафути, из группы островов Эллис (на северо-западе островов Самоа).

Это уединенный атолл овальной формы, поднимающийся над глубиной в 5 400 *м* (рис. 81), вытянутый перпендикулярно направлению преобладающего течения, то есть, следовательно, не соответствующий теории Гардинера. Атолл чуть приподнят над уровнем моря и продолжается под водой пологим склоном из обломков до глубины в 22—24 *м*. Дальше, как и у всех атоллов, склон сразу становится очень крутым, почти отвесным. Уклон достигает 30° на глубине 64 *м* и 90° на 260 *м*. Далее, между глубинами в 264 и 480 *м* дно снова становится пологим и немного выпуклым.

Средняя глубина лагуны равняется 35—40 *м*, в отдельных местах — до 50 *м*. Так как лагуна свободно сообщается с открытым морем, то здесь много живых кораллов (см. рис. 81). В строении рифа можно различить следующие части: 1) древний субстрат — основу всех островов, представляющий древний риф из *Heliopora*, 2) над ним брекчия из обломков рифа, сцементированных известковыми водорослями со включениями раковин планктонных фораминифер *(Polytrema)*, чередующаяся с гравием и микробрекчиями, содержащими те же ископаемые, и 3) штормовый конгломерат, особенно крутой со стороны моря и пологий со стороны, обращенной к лагуне.

На поверхности со стороны лагуны можно различать мертвую зону из осколков разрушенных кораллов, часто имеющих под водой форму больших столбов, как в австралийском Большом Барьерном рифе, а за этой зоной — поле живых кораллов. Ближе к открытому морю лежит банка из известковых водорослей, обнажающаяся только при отливе.

---

[1] Меррей считает, что лагуны образуются вследствие размыва рифов дождевыми водами, а кольцеобразная форма объясняется периферическим расширением рифов там, где кораллы отходят от «зоны смерти», какой для них является лагуна.

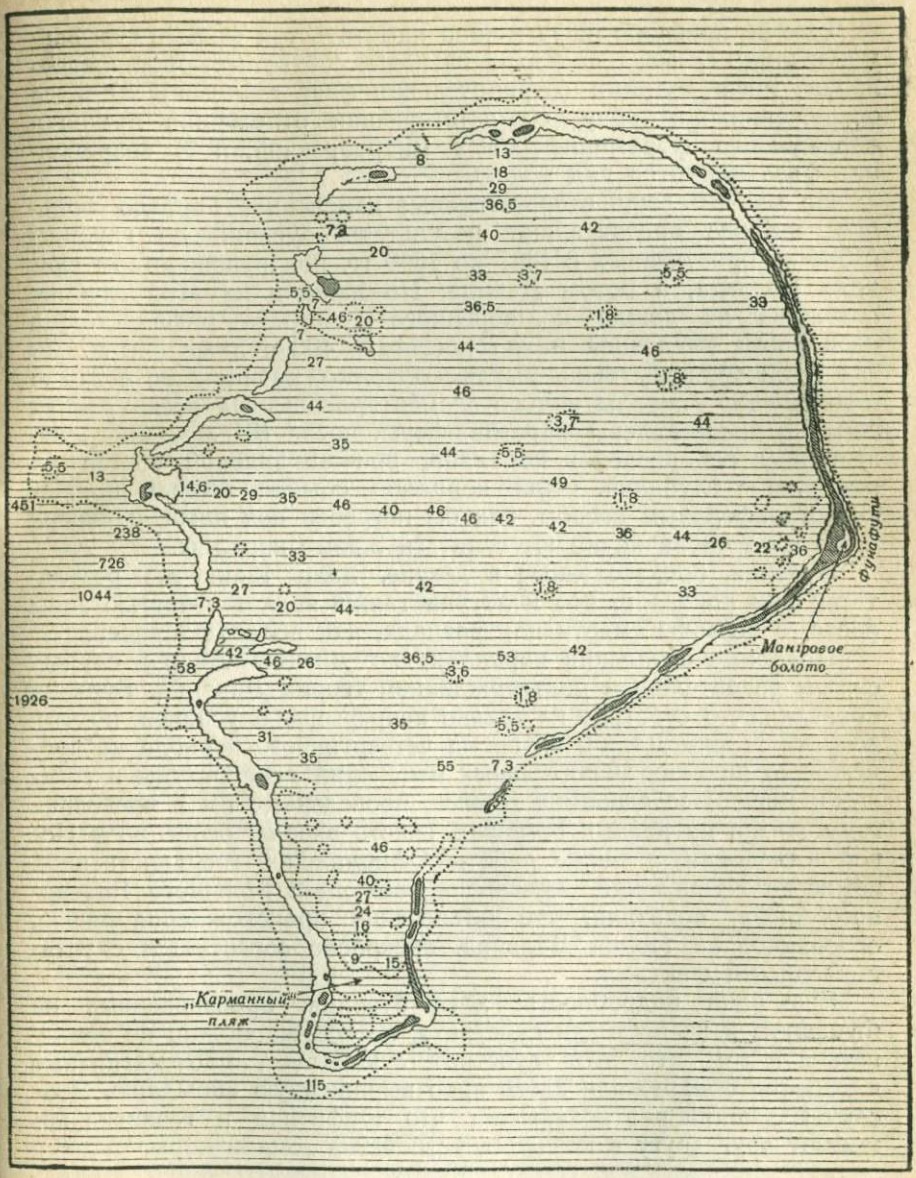


Рис. 81. Карта атолла Фунафути (по Гардинеру).

Уже по профилю рифа можно наметить три фазы в его формировании: 1) фаза поднятия из воды, соответствующая разрушению рифа волнами (отрицательная фаза геологов), 2) фаза погружения под воду, соответствующая отложению песков и образованию фораминиферовых микробрекчий, и 3) современная фаза поднятия над водою.

Но все это лишь второстепенные изменения. Гораздо больший интерес представляют результаты бурений до глубины в 334 *м*, проведенных с 1897 по 1899 гг. под руководством сначала Солласа, а потом Давида. Но даже и на этой глубине скважина не дошла до коренного субстрата рифа — толща коралловых наслоений может достигать 400 и даже 500 *м*. До 191 *м* обнаружены были рыхлые обломки, начиная же с 226 *м* и до конца — породы сильно сцементированы. На всех уровнях обильно представлены фораминиферы, после 191 *м* — много известковых водорослей и кораллов, причем видовой состав их меняется с глубиной. Слой кораллов обычно бывает покрыт фораминиферовым песком, как бы погребен под ними, и поверх этого слоя снова начинают селиться живые кораллы.

Бурения, произведенные в лагуне, дали такие же результаты; они показали, что и лагуна также является частью зоны роста, а не зоны смерти или распада, как полагал Меррей.

Подобные скопления кораллов, по мнению Андрэ, служат самым убедительным подтверждением теории Дарвина. Бурения показали, что субстрат не только непрерывно опускался, но что, вопреки теории Дэли [1], во время четвертичного периода не происходило никаких значительных изменений температуры и солености моря. Исследования Девиса, проведенные им в последние годы жизни на разных островах Тихого океана, особенно в Новой Каледонии, а также работы Официальной государственной комиссии Куинсленда, изучавшей эволюцию Большого Барьерного рифа, показали, что объяснение происхождения рифов, основанное на теории Дарвина, прекрасно согласуется с установленными фактами.

Еще одна подробность: хотя бурения, произведенные на Фунафути и не достигли субстрата, но все же можно не сомневаться в том, что этот субстрат существует, ибо магнитные измерения обнаружили здесь ярко выраженную аномалию. Этот случай лишний раз доказывает, что геофизика и геология помогают друг другу в познании устройства земной коры.

---

[1] Рост кораллов ограничен температурой до 26°, а так как ледниковая эпоха, согласно Дэли, вызвала общее понижение температуры от 5 до 10° и опускание уровня воды в среднем на 55 *м*, то рост кораллов прекратился, и в результате морской абразии в рифе образовалась терраса на глубине от 60 до 90 *м*. Именно на этой террасе и развивается современный риф.

Чрезвычайно интересное подтверждение существования вулканического субстрата дают несовершенные атоллы («почти — атоллы») Девиса, например Мангарева (архипелаг Туамоту), где посреди лагуны возвышаются четыре крутосклонных вулканических островка, или остров Эрмит, в западной части архипелага Адмиралтейства. Но самый любопытный пример представляет собой «архипелаг» лагуны, описанный Агассицом в атолле Трук (Каролинские острова); в лагуне диаметром в 35 миль лежат 16 вулканических островов, один из которых достигает высоты в 480 *м* (Валло).

Итак, атоллы законченной формы располагаются в пределах широкой полосы кораллового пояса, разделяющего Тихий океан на две части, как бы продолжая великое Средиземное море геологов. Они отсутствуют на поднятии, несущем остров Пасхи, где Эндрьюс описал систему коралловых террас, нет их также ни в океане кнаружи от островных дуг, ни во внутренних австрало-азиатских морях, ни в районе Гавайских островов.

Очевидно, коралловый пояс соответствует зоне опусканий, заключенной между австралийской зоной складчатости и хребтом острова Пасхи, который находится в процессе поднятия.

Но была ли эта ныне погруженная полинезийская зона некогда древним материком, как предполагают многие биологи? И распространима ли подобная гипотеза на весь Тихий океан?

Эта гипотеза как будто противоречит всем данным, полученным при исследовании землетрясений и вулканизма, то есть тому, что дно океана повсюду покрыто равномерным слоем базальта. История Андийской цепи позволяет думать, что параллельно этой цепи, в западном направлении, располагалась некогда большая ныне исчезнувшая антиклиналь — остаток большой Преандийской горной цепи, быть может уцелевшей в форме хребта острова Пасхи. Можно полагать, что и Каролинский хребет, где, согласно Вольфу, были обнаружены кристаллические сланцы, также является древней материковой структурой, ныне снова обнажившейся.

Ог, единственный из всех геологов, считает, что в палеозое существовал Тихоокеанский материк, вдоль которого на всем его протяжении проходил большой «геосинклинальный» прогиб. Это предположение, приемлемое для всей окраинной части Тихого океана, не опровергается и характером лав его центральной части: все они относятся к атлантическому типу, тому же, что и лавы желобов, или прогибов, находящихся в стадии опускания.

Можно предположить, что опускание было вызвано растяжением, расширением коры, сопровождавшемся разломами, через которые изливались лавы, покрывающие сейчас древнюю поверхность исчезнувшего материка. В этом случае Тихий океан

можно было бы уподобить огромным внутренним депрессиям Альпийской цепи: венгерской или трансильванской равнинам, где опущенные древние структуры покрыты современными лавами. Можно сравнить его и с внутренними плато, лежащими между Скалистыми и Каскадными горами. Тогда можно считать, что разломы, одни почти меридиональные (ССВ-ЮЮЗ), другие почти экваториальные (ЗСЗ-ВЮВ), расчленили древний рельеф, смятый в складки еще в третичное время. Элементы структуры этой суши, поднимавшейся к востоку от островов Туамоту к островам Галапагос, простирались в том же направлении, что и коралловый пояс.

Надо полагать, что глубокие желобы, расположенные по периферии центральной части Тихого океана, образовались вследствие излияния магмы (в островных дугах? — *Ред.*) и что эта же магма оттеснила древний цоколь к материкам, смяв его в большие складки [1].

Это противоречие между общим опусканием с вызванным им образованием периферических складок, с одной стороны, и образованием складок в экваториальном (средиземноморском) направлении — с другой, представляет собой одну из больших проблем Тихого океана.

Его рельеф, состоящий по краям из антиклиналей островных дуг или высоких горных цепей (и те и другие увенчаны вулканами взрывного типа), а в центральной части — из широких поднятий, покрытых очень спокойными или потухшими вулканами, иногда выходящими на поверхность только благодаря коралловым сооружениям, составляет полную противоположность рельефу Атлантического океана. Тихий океан, то ли самый древний, то ли самый молодой из всех земных океанов, к сожалению, остается наименее изученным именно из-за своих огромных размеров и отдаленности от древних центров цивилизации.

Формы рельефа дна Тихого океана

Мы уже видели, что здесь необходимо различать две категории форм: формы периферии и формы центральной части океана. Но и те и другие имеют ту общую черту, что они ничем не напоминают наземный рельеф. Уклоны у них гораздо круче. Соотношение масштабов, принятое для наших профилей, преувеличивает высоту примерно в пять раз; это, правда, очень

[1] По мнению голландских (например, Умбгрова, на которого ссылается автор) и американских ученых, образование желобов тихоокеанского типа с их резкими отрицательными гравитационными аномалиями связано со втягиванием сиалевой оболочки в глубь земной коры. Это происходит вследствие действия тангенциального давления. Прогиб образуется в результате выпучивания симатического слоя под островными дугами. — *Прим. ред.*

много, но все же допустимо в изображении гор. Атлантический рельеф в подобном изображении близок к рельефу гор суши; то же можно сказать и о западной части Индийского океана. Что же касается рельефа Тихого океана, то на суше ему нельзя подыскать аналогов. Довольно часто встречающиеся в нем уклоны в 35° не соответствуют даже склонам вулканических конусов, но лишь склонам их вершин, а желоба перед островными дугами непохожи ни на межгорные понижения Юрских гор, ни даже на самые глубокие альпийские долины.

Нет в нем и расчлененности, вызванной эрозией. Если даже Тихий океан и был когда-нибудь древним материком, то рельеф его еще совсем юный. Благодаря погружению он избежал выветривания, неминуемо охватывающего всякий наземный рельеф. Материковая окраина носит тот же отпечаток молодости. Здесь известны подводные долины, и из аллювия на погруженной платформе Зондского шельфа даже добывают олово. Подводные цирки калифорнийского побережья, возможно, представляют собой формы оползания осадков. Чрезвычайно густая сеть подводных долин атлантического побережья США отсутствует на тихоокеанском. Интересный пример «чудом» уцелевшего субаэрального рельефа представляет лишь вулканическая область острова Богослова. Он служит доказательством того, что в этих вулканических областях при опускании весь блок погружался как одно целое, и поэтому черты его рельефа не были нарушены.

Перед лицом этих огромных пространств, сохранивших в полной неприкосновенности свою древнюю топографию, не приходится также думать и о дизъюнктивных дислокациях: мы нигде не встречаем ни малейшего следа разломов. Остается допустить одно, а именно медленное оседание дна, вызванное потерей субстрата, излившегося в форме лавы в областях активного вулканизма.

Рельеф центральной части Тихого океана носит чисто вулканический характер. Здесь больше всего распространена форма простых конусов, поражающих своими размерами (от 6 000 до 9 000 *м*). Не следует, впрочем, забывать о том, что конусы, которые мы видим на поверхности суши, представляют собой не лавовые конусы, как вулканы Тихого океана, но сложены из пирокластических материалов, более или менее скрепленных дайками или прожилками лавы. Некоторые вулканические сооружения Тихого океана, как, например, островов Гавайи, вероятно, восходят к очень древним временам — к началу третичного периода. Каждая геологическая эпоха добавляла свои лавы, но ни одно извержение ни разу не взрывало их конусов, как это имело место у древнего Везувия. Это очень большая Этна, но Этна, нетронутая эрозией.

На периферии океана также встречаются вулканические формы, но на островных дугах, где нередко появляется осадочный цоколь, они имеют меньшие размеры. В тыловых зонах рядом с многочисленными вулканами зияют провалы. Подобные

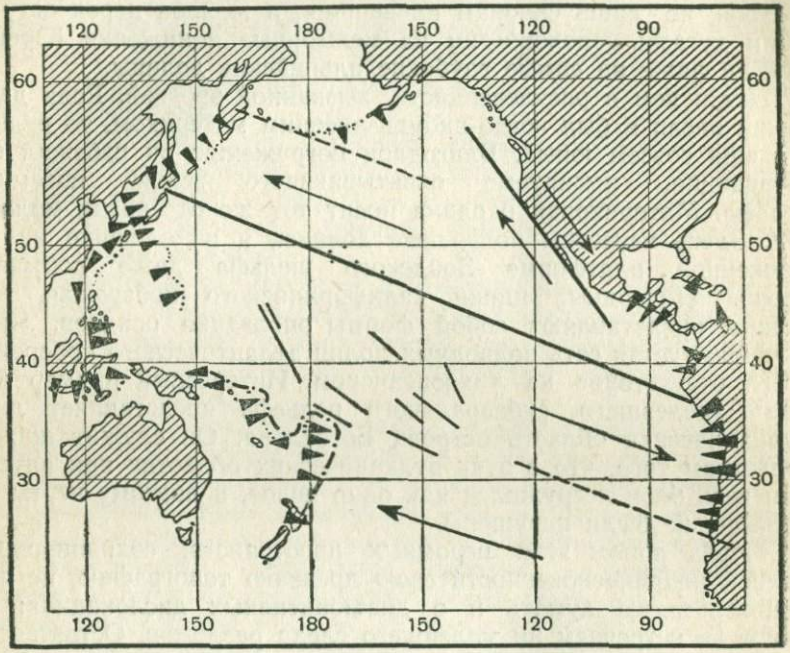


Рис. 82. Главные линии разломов Тихого океана и главные плоскости надвига с глубокофокусными землетрясениями. Вершины треугольников, обозначающих направление плоскостей надвига, соответствуют нормальным землетрясениям, их основания — глубокофокусным. Стрелки показывают направление движения всего дна океана (по Швиннеру).

формы рельефа не встречаются на суше за исключением районов карстовой морфологии или кратеров взрыва. Но неправильность океанических форм заставляет отдать предпочтение первому объяснению — потере субстрата. И действительно, внутри дуг ничто не указывает на растяжение или утолщение коры; наоборот, все говорит о сжатии. А потеря субтрата может быть обусловлена здесь только одной причиной — вулканическим извержением.

Необыкновенно частые землетрясения, порождающие волны цунами, или внезапные сильные приливы, многочисленные следы подводных извержений, столь часто отмечаемые по соседству с островной дугой Тонга, дают представление об этой непрерывной тектонической деятельности.

Американский геолог Шухерт видел в появлениях этих подводных вулканов одну из причин мировых трансгрессий. Но при изучении геологической истории Земли к такому выводу приходить нельзя. Чисто трансгрессивные образования по крайней мере там, где они нам известны, то есть в эпиконтинентальных морях, или по периферии океанов, скорее соответствуют периодам затишья вулканической деятельности. Примером этого может служить сеноманское море. И наоборот, повышенная деятельность вулканов совпадает во времени с периодами регрессий.

В истории Средиземного моря вулканические кризисы соответствуют среднетриасовой эпохе (ладинский век) и верхней юре. В последнюю эпоху имеются особенно явные признаки увеличения глубин — радиоляриевые породы смешаны с вулканическими. Этот пример, часто приводимый в геологической литературе, на наш взгляд крайне характерен для Тихого океана. Здесь в третичном периоде складчатость часто соответствует отложению глубоководных осадков и интрузиям зеленокаменных пород симы. Повидимому, здесь имеют место не только интрузии и проникновение магмы в своды антиклиналей, но, вероятно, и образование на дне покровов из тяжелых магнитных пород, обнаруживаемых геофизиками. Эти породы образуют поверхность дна огромных равнин, так контрастирующих с «коническими» вершинами.

Что касается островных дуг, то они вызывают восхищение геологов своими строго геометрическими формами складчатости. Единичные нарушения их правильности связаны с избыточным тангенциальным давлением или с разломами, создающими в дугах глубокие, но узкие разрывы.

Повидимому, чрезвычайно древний Тихий океан являет нам совсем свежие формы рельефа дна. Несмотря на их альпийские масштабы, несмотря на то, что они представляют собой продолжение горных цепей Бирмы и Гималаев, островные дуги Зонского архипелага, складчатость которого восходит, по меньшей мере, к третичному периоду, рассматриваются нами как зачаточные. Не связан ли общий облик их рельефа с тем, что они защищены от эрозии? Ведь горы кажутся нам тем старше, чем они выше. Но высокие горы подвергаются сильным колебаниям температуры, столь разрушительным для рельефа, который в Гималайских горах погребен под камнепадами и обвалами до самых ледников. Подводный же рельеф лежит в областях,

где температура никогда не меняется, и в этом, очевидно, следует искать одну из главных причин крайней моложавости его облика [1].

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан представляет собой полную противоположность Тихому (см. рис. 88). Он вытягивается в меридиональном направлении, тогда как Тихий вытянут в экваториальном; он широко сообщается с Северным Ледовитым океаном, в то время как Тихий соединен с ним только узким и неглубоким Беринговым проливом; значительно моложе (особенно его северная часть, сформировавшаяся уже после появления человека), чем Тихий океан, который принадлежит к числу древнейших образований земного шара. Наконец, он окаймлен широкой материковой отмелью, в противоположность Тихому, по краям которого располагаются очень глубокие желоба.

По площади Атлантический океан значительно меньше Тихого: 107 000 000 *кв. км* по сравнению со 178 000 000 [2]. Главная ось Атлантического океана проходит от пролива между Гренландией и Шпицбергеном до мыса Горн на протяжении 140°, а наибольшая ширина его, против Мексиканского залива, составляет 75°. По глубине Атлантический океан также уступает Тихому. Глубины от 0 до 2 000 *м* занимают в нем 27% площади, по сравнению с 10,5% в Тихом, причем разница эта особенно выражена в зоне от 0 до 1 000 *м*, а глубины от 2 000 до 4 000 *м* занимают 47,3%, по сравнению с 65% в Тихом. Более глубокие зоны примерно равноценны.

---

[1] Уже после того как были написаны эти строки, вышла книга Умбгрова, в которой он неоднократно возвращается к Тихому океану. Он разбирает теорию Дарвина о Тихом океане, как о провале, образовавшемся после отрыва Луны от Земли, отвергает предположение о существовании древнего Тихоокеанского материка (допуская, впрочем, исключение для некоторых областей) и перечисляет характерные признаки этого океана: островные дуги вдоль берегов (за исключением побережья Калифорнии), (см. рис. 82), простирание островов Полинезии, вытянутых с ЗСЗ на ВЮВ параллельно разлому Каролинских островов, наличие разрывов сплошности, хотя бы и потенциальных, параллельных островным дугам.

Умбгров отрицает гипотезу Вегенера, рассматривает только гипотезу Тейлора и, повидимому, придает большое значение конвекционным завихрениям, которые в очень древнюю (архейскую) эпоху, когда кора была мягче и пластичнее, чем сейчас, смяли в складки сиаль континентов. Работа Умбгрова читается с захватывающим интересом, но по существу не разрешает ни одной из проблем Тихого океана и главное не объясняет загадочного интенсивного расчленения материковой части дна, как, например, Меланезии или всей окраины Азии, которая лежит за островными дугами.

[2] Площадь Атлантического океана, включая прилегающую часть Южного океана, но без Северного Ледовитого, составляет 93 363 000 *кв. км*. — *Прим. ред.*

Глубоких впадин в Атлантическом океане немного, и они сосредоточены в двух бассейнах его северной половины. В южной половине имеется только один жолоб, около Южно-Сандвичевых островов, который расположен вдоль островной дуги тихоокеанского типа, так же, впрочем, как и жолоб Пуэрто-Рико, занимающий в Атлантике первое место по глубине (8 526 *м*) [1].

Топография дна Атлантического океана изучена несравненно лучше, чем других океанов. В северной части мы обязаны нашими знаниями как многочисленным океанографическим экспедициям, так и кабелепрокладочным судам. В работах по установлению телеграфной связи между США и Европой удалось избежать многих трудностей и неудач, благодаря существованию в северной части океана большого плоского поднятия, подобного Канадскому щиту, получившему название «Телеграфное Плато». Позднее, когда судам пришлось прокладывать кабель в областях с очень неровным рельефом, они уже имели достаточный опыт в работе, чтобы не отступать перед трудностями, но продолжать начатое дело, отыскивая наиболее благоприятные пути, пользуясь промерными данными.

Центральная часть Атлантического океана была довольно хорошо изучена благодаря исследованиям, произведенным в районе Саргассова моря и различных архипелагов Антильских островов, а также треугольника, образованного островами Азорскими, Мадейрой и Канарскими. Что же касается южной части океана, то здесь много работали немецкие экспедиции — «Гаусс», «Вальдивия» и, главное, «Метеор», имевшая в своем распоряжении эхолот. Благодаря этому южная половина океана, которой ранее уделялось очень мало внимания, оказалась лучше изученной, чем вся остальная Атлантика [2].

И если для изучения Тихого океана лишь в недавнее время был создан особый международный научный конгресс, то Атлантическому океану посвящены две большие монографии: Шотта и Ле Дануа.

Границы и форма Атлантического океана. Атлантический океан протягивается в виде огромной долины, отделяющей на севере Северную Америку от Европы и на юге Южную Америку от Африки. Расположение берегов, особенно в южной части, таково, что большому выступу Бразилии точно соответствует вырез Гвинейского залива. Это странное совпадение послужило основанием многим ученым, еще до Вегенера, для

[1] Максимальная глубина жолоба Пуэрто-Рико составляет 9 218 *м*. — *Прим. ред.*

[2] В настоящее время северная Атлантика снова стала наиболее изученной вследствие больших эхолотных и специальных исследований, проведенных во время и после второй мировой войны. — *Прим. ред.*



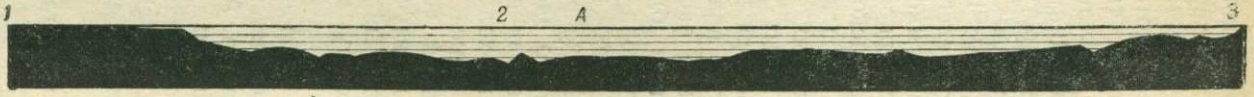
Профиль I: от Гренландии до Ирландии



Профиль II: от Гренландии до Шетландских островов



Профиль III: от Ньюфаундленда до мыса Сен-Матьё



Профиль IV: от Нью-Йорка до испанского берега



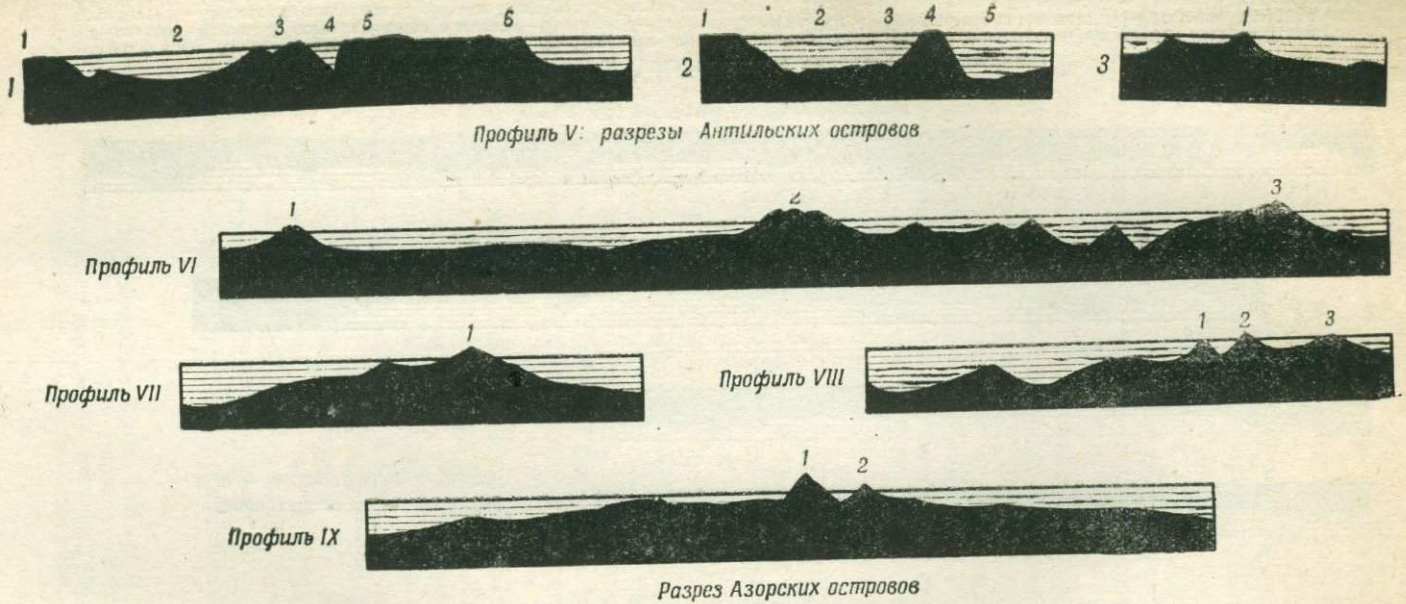
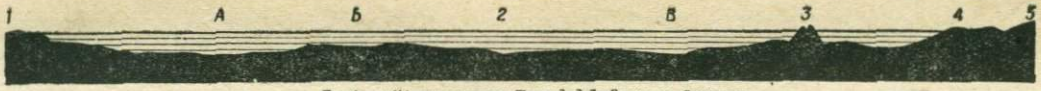


Рис. 83. Профили в Атлантическом океане.

Профили I: *А*—Датский пролив; *Б*—Северо-восточный бассейн; *1*—Ангмассалик (Гренландия); *2*—хребет Рейкьянес; *3*—банка Рокколл; *4*—залив Поркьюпайн; *5*—Ирландия. II: *А*—Датский пролив; *1*—Гренландия; *2*—Исландия; *3*—Фарерский пролив; *4*—Фарерские острова; *5*—Шетландские острова. III: *А*—Северо-западный бассейн; *Б*—Срединно-Атлантический хребет; *В*—Северо-восточный бассейн: *1*—Нью-фаундленд; *2* банка Фарадея; *3*—мыс Сен-Матье. IV: *А*—Северо-западный бассейн; *Б*—Срединно-Атлантический хребет; *В*—Северо-восточный бассейн; *1*—севернее Нью-Йорка; *2*—впадина Суин; *3*—Азорские острова; *4*—берег Испании. V: *1*—Венесуэла; *2*—Антильское море; *3*—Ямайка; *4*—впадина Бартлетт; *5*—Куба; *6*—Багамские острова; *2*: *1*—полуостров на северо-восток от озера Маракаибо; *2*—Антильское море; *3*—впадина острова Невинности; *4*—Пуэрто-Рико; *5*—жолоб Пуэрто-Рико; *3*: *1*—Мартиника. VI: *1*—остров Флорес; *2*—остров Сан-Жорже; *3*—остров Сан-Мигел. VII: *1*—остров Сан-Мигел. VIII: *1*—мыс Илья; *2*—остров Сан-Жорже; *3*—остров Грасьоза. IX: *1*—остров Пико; *2*—остров Сан-Жорже.

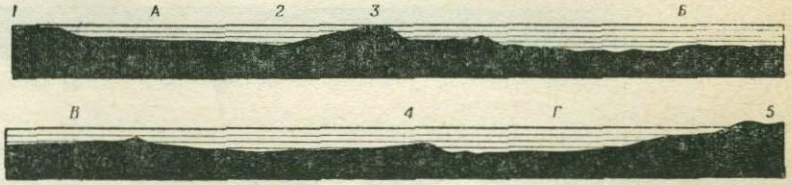


Профиль X: от острова Тринидад до Верхнего Сенегала



Профиль XI: от Рио-де-Жанейро до Мосамедеса (Ангола)

Профиль XII: от Рио-Гранде-де-Сул до Порт-Ниллота (Капская провинция)





Профиль XIII: от Баия-Бланка до Южных Сандвичевых островов



Профиль XIV: от Южных Сандвичевых островов до Игольного мыса

Рис. 84. Профили в Атлантическом океане (продолжение).

Профили X: *А*—Северо-западный бассейн; *Б*—Срединно-Атлантический хребет; *В*—Северо-восточный бассейн; *1*—остров Тринидад; *2*—впадина Мосли; *3* острова Зеленого мыса; *4*—Сен-Луи; *5*—Верхний Сенегал. XI: *А*—Бразильская котловина; *Б*—Срединно-Атлантический хребет; *В*—Ангольская котловина; *1*—Рио-де-Жанейро; *2*—Мосамедес (Ангола). XII: *А*—Бразильская котловина; *Б*—Срединно-Атлантический хребет; *В*—Котловина Оранжа; *1*—Рио-Гранде-де-Сул; *2*—жолоб Рио-Гранде; *3*—плато Рио-Гранде (плато Бромлея); *4*—Китовый хребет; *5*—Порт-Ноллот (Капская провинция). XIII: *А*—Аргентинская котловина; *1*—Байя-Бланка; *2*—Южные Сандвичевы острова; *3*—жолоб Южных Сандвичевых островов. XIV: *А*—Срединно-Атлантический хребет; *1*—Южные Сандвичевы острова; *2*—жолоб Южных Сандвичевых островов; *3*—банка Метеора; *4*—банка Шмидта-Отта; *5*—Капская котловина; *6*—мыс Игольный.

попыток реконструкции разобщенного целого. Исходя из разительной аналогии в строении Африки и Бразилии, геологи пришли к заключению, что в палеозойскую эру должен был существовать африкано-бразильский материк, являвшийся, в сущности, частью еще большего целого — Гондваны. Гондвана включала, кроме того, еще Индостан, Австралию и Антарктиду. То обстоятельство, что во всех этих областях встречаются одни и те же архейские породы, тот же пермо-карбон и угленосные толщи со специфической флорой — флорой *Glossopteris* [1], а также несомненные ледниковые отложения, подстилающие глоссоптериевые слои, над которыми, в свою очередь, залегают одни и те же материковые песчаники, начиная с триаса (формация Каро), позволяет принять гипотезу о первоначальном единстве этих территорий, разобщенных океаном. Но до Вегенера геологи считали, что расчленение явилось следствием провалов или опусканий соединявших материки участков. Ог считает, например, что посреди африкано-бразильской массы образовалась большая синклиналь.

Мы уже видели, что, по мнению Вегенера, Атлантический океан возник в результате большой трещины, которая расширялась по мере того, как Америка стала удаляться от Европы и от Африки (рис. 85). Вегенер посвящает целый раздел своей книги отысканию соответствия, главным образом между геологическим строением Африки и Южной Америки, но также и Европы и Соединенных Штатов. Многие другие геологи — Дю-Туа, Бетим, Шухерт — пытались уточнить эти факты [2].

Как мы уже видели, атлантическая «трещина» резко срезает горные цепи, которые в Тихом океане располагаются вдоль побережья.

Каледонская, самая древняя из складчатых цепей Европы, огибает гренландский щит и тянется от Шпицбергена и Скандинавии к Шотландии и затем снова обнаруживается по южному краю канадского щита в Новой Англии и в плато Пидмонт. Исследования Бертрана показали, что герцинская цепь Европы, следующая во времени за каледонской цепью (продолжение Алтайских гор Азии), огибает первую с юга. Эти складки продолжаются в Соединенных Штатах от Ньюфаундленда до Техаса, образуя Аппалачскую горную цепь. Аппалачская геосинклиналь, в пределах которой, согласно Шухерту, зародилась складчатость, изгибалась на юге, и продолжение ее следует уже

---

[1] R. Furon, La Paléogéographie, Paris, 1941, p. 530.

[2] Доводы в пользу теории Вегенера и против нее были недавно сведены в небольшой, но чрезвычайно интересной брошюре, изданной Американской ассоциацией геологов-нефтяников (American Association of Petroleum Geologists).

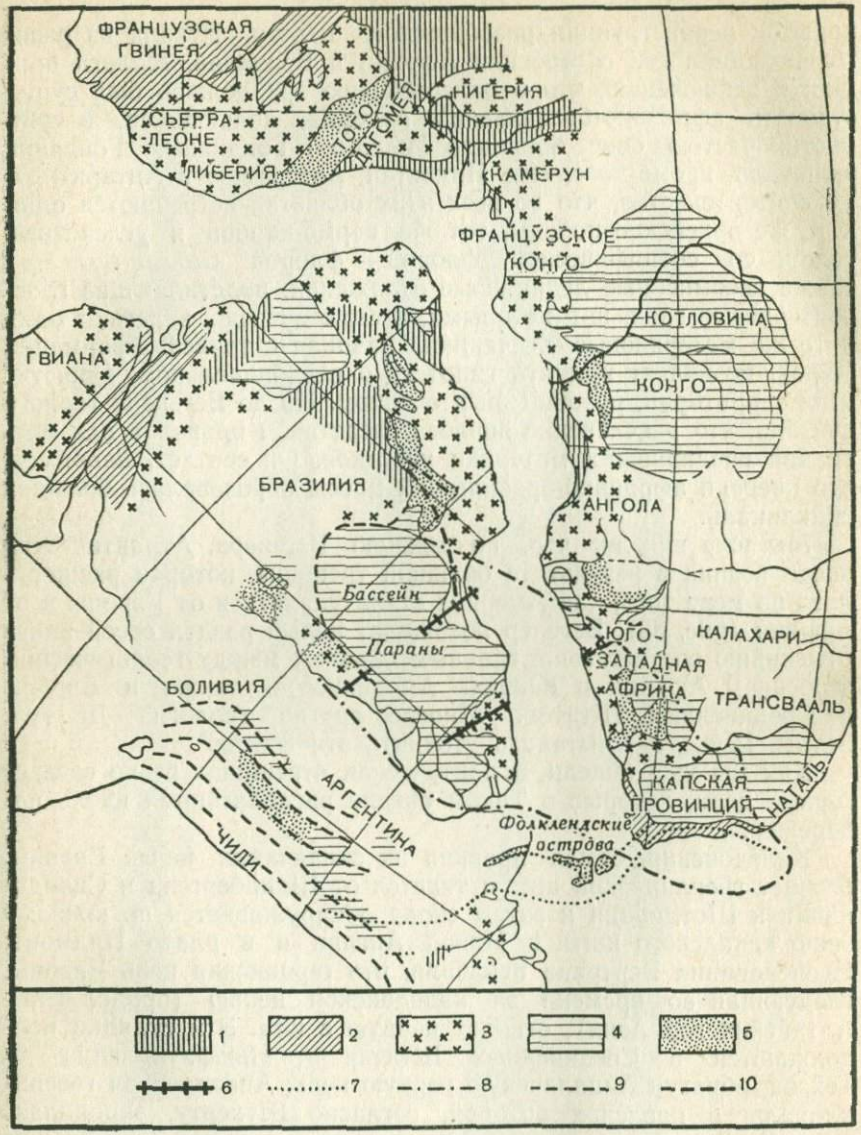


Рис. 85. Древнее относительное положение Южной Америки и Африки по гипотезе Вегенера (по Дю Туа).

1—мел и эоцен; *2*—силур, девон; *3*—граниты; *4*—*Гондвана*; *5*—*поздний эозой и ранний палеозой*; *6*—послетриасовые поднятия; *7*—складчатость гондванид и Капской области; *8*—складчатость бразилид и постнамская; *9*—Андийская складчатость; *10*—граница распространения мезозавра.

искать в геосинклинали Скалистых гор, параллельной Тихому океану.

Можно попытаться проследить также и африканские складки того же времени за пределами Атлантического океана (Анти-Атлас и т. д.). Они, повидимому, продолжаются в горной цепи Венесуэлы, в горах Цварте Южной Африки — в Прендандийской горной цепи Фолклендских островов. Но все это весьма сомнительно.

Герцинские сооружения в Европе были частично разрушены в третичном периоде при образовании огромного третичного средиземного моря Тетис и сооружений «альпийской» складчатости, возникших на обоих берегах Тетиса (Альпы, Пиренеи, Бетские Кордильеры и Атлас).

Альпийские цепи существуют только в восточной части Атлантического океана. Трудно сказать, переходят ли они на Американский материк или нет. Единственная цепь, соответствующая им по возрасту, это погруженная цепь Больших Антильских островов. Но представляет ли она собой продолжение Пиренеев или Атласа, единственных третичных цепей, доходящих до побережья Европы? Вопрос этот еще не решен, да и неизвестно, поддается ли он разрешению[1]. Южнее венесуэльских цепей (оконечность, охватывающая бразильский щит прендандийских Кордильер, которые, возможно, как мы говорили, продолжаются в герцинских складках Африки, особенно в Анти-Атласе) простираются древние области бразильского щита, подобно тому как в Европе к югу от третичных складок лежит Африканский щит.

У другого конца Прендандийская цепь доходит до Фолклендских островов и, вероятно, продолжается в Капских горах. Но андийские складки через дугу южных Антилл продолжаются в меридиональной антарктической горной цепи Земли Греэма.

Таким образом, соответствие между обоими берегами Атлантического океана не представляет сомнений до возникновения Тетиса в начале мезозойской эры. Оно гораздо более сомнительно для альпийских цепей, вытягивающихся параллельно экватору, из которых Альпы, повидимому, замыкаются сами в себе.

Когда же возник атлантический разрыв? Считается, что в Южном Атлантическом океане он образовался гораздо раньше, чем в Северном. В Африке единственные сохранившиеся морские отложения, перекрывшие палеозойские, континентальную

[1] Штилле отрицает продолжение этих цепей в Атлантическом океане. Умбгров считает, что складчатость прекрасно может простираться по обе стороны океана, не образуя соответствующих форм рельефа на его дне.

формацию каро, или архея, относятся к верхнему мелу и нижнему кайнозою. Но зато у островов Зеленого Мыса Фридлендер обнаружил титонские и меловые формации (ниже Апта), имеющие некоторую аналогию с серией, отложенной по краю Атласских гор, во «впадине Хагас», или в португальской синклинали. На острове Майо (Штальэкер, по Фюрону) и в Анголе (Салинас), так же, как на Тринидаде и в Венесуэле, известны отложения барремского века. Это значит, что уже с конца юры имелся по меньшей мере один залив Тетиса, который доходил до тропика Козерога, подобно тому как в лейясе, на севере Европы, существовал залив, доходивший до самой Гренландии. Но, с другой стороны, сходство между палеозойскими морскими отложениями по обе стороны Атлантического океана настолько велико, что не допускает возможности существования в палеозое Атлантического материка.

Образование атлантического разрыва. Разделение материков, повидимому, завершилось уже в начале верхнего мела, то есть в момент образования андийской складчатости. Проследить границы этого океана дальше уже нелегко: за исключением отложений Тетиса на Антильских островах, никаких третичных морских отложений в Америке не имеется. Эоцен и олигоцен представлены в Западной Африке и у островов Зеленого мыса, где они, как и в англо-парижском бассейне, носят скорее средиземноморский, чем атлантический характер. Миоцен известен только отложениями Средиземного моря, уже утратившего свои прежние размеры. Сюда можно отнести отложения Азорских островов, Мадейры и Канарских островов, где имеются береговые фации виндабонского яруса миоцена. Следовательно, Атлантический океан третичного периода был значительно уже современного. В плиоцене границы океана становятся более четкими. Он захватывает современные побережья Марокко, Испании и Португалии, врезается заливами в Аквитанский бассейн, Нормандию, образует Ла-Манш, Северное море и, вероятно, также вклинивается и в американский берег.

Биогеографы пытались уточнить историю этого расширения или оседания Атлантики. Иеринг и позднее Шопар выдвинули гипотезу, основанную на гомологии фаун и флор атлантических островов и Европы, о том, что в третичном периоде в Северной Атлантике существовал материк. Дискуссии, возникновение которых можно связать с работами Л. Жермена о фауне наземных моллюсков Канарских островов и Питтара об их флоре, дали Термье основание выступить в Океанографическом институте с весьма смелой лекцией, в которой он пытается подвести реальную базу под платоновский миф об Атлантиде. Однако установить какую бы то ни было точную связь между цепями альпийского возраста оказалось невозможно. Это почти невозможно

сделать даже от одного берега Средиземного моря к другому. Кроме того, авторы, склонные к подобным обобщениям, обычно не делают различия между тектоникой деталей, то есть направлением складок и простиранием самой цепи. Так, совершенно очевидно, что нельзя искать продолжения «цепи» Риффских гор в орографическом смысле слова; эта цепь образовалась не ранее верхнего плиоцена и сейчас замыкается в Бетских цепях (Андалузии). Цепь Атласских гор, понимаемая в том же смысле, что и Пиренейская цепь, так же, как и последняя обрывается у океана. Канарские острова (где к тому же миоценовые отложения не испытали складчатости, а лишь приподняты) не являются их продолжением.

Теория дрейфа материков Вегенера. Сходство между очертаниями африканского и американского побережий действительно поразительно, как это наглядно показывает рисунок, заимствованный у Дю Туа (см. рис. 85). Изображенный на нем разрыв можно смело увеличить на несколько тысяч миль, если предположить, как это делает Клоос, что место Атлантического океана занимал очень большой гранитно-гнейсовый щит. Однако с геологической точки зрения Вегенер не приводит ни одного аргумента, который был бы вполне убедительным.

Проверить правильность его известной гипотезы можно было бы только геодезически (то есть доказав реальное смещение материков по долготе) или путем исследования дна океана. Напомним, что, по гипотезе Вегенера, дно океана должно быть сложено не из континентального сиаля, а из вязкой симы, по которой сползают материки. Если бы можно было доказать, что дно океана на большем своем протяжении сложено из сиаля, или если бы удалось обнаружить формы рельефа, указывающие на простирание древних горных цепей, то такие данные могли бы служить аргументацией против теории Вегенера. Однако наши знания подводных форм океана еще недостаточны для окончательного суждения. Что же касается петрографического строения дна, то надо признать, что оно до сих пор почти совершенно не изучено [1], хотя можно не сомневаться в том, что в обоих случаях наше столетие увенчается большими успехами, которым, несомненно, будут способствовать изобретения эхолота и трубки-пушки Пигго. Надо уметь ждать. А пока что можно только констатировать, что накопившиеся по настоящее время факты, не дающие, впрочем, ничего принципиально нового, по сравнению с половиной прошлого столетия, говорят не в пользу теории Вегенера.

[1] Некоторое указание на это дает характер глубоководных песков, собранных «Гауссом» и «Вальдивией» в южной части океана (Китовый хребет и др.). Они соответствуют материковому гиперстеновому гнейсу.

Основные черты рельефа Атлантического океана. Строение Атлантического океана много проще Тихого, почти не поддающегося описанию, проще даже чем строение Индийского океана.

По всей длине Атлантического океана почти точно параллельно его берегам проходит Срединный Атлантический хребет. До изобретения эхолота считалось, что имеется только один хребет — одна атлантическая «геоантиклиналь». Теперь мы знаем, что эта цепь состоит из трех складок в Южной Атлантике и из двух складок в одной из частей Северной Атлантики и что, кроме того, от этой цепи отходят отроги; но тем не менее общее строение цепи не утрачивает своей целостности. Срединный Атлантический хребет разделяет две серии котловин, вытянутых в ряд: американские, очень четко ограниченные отрогами хребта, или порогами, и европейско-африканские, границы которых выражены менее отчетливо.

Другая характерная особенность хребта состоит в том, что на нем расположены многочисленные вулканические конусы. Одни из них подводные, например поблизости от банки Фарадея, другие же выступают над поверхностью, как, например, Азорские острова, остров Вознесения, островная группа Тристан-да-Кунья, острова Гоф, Буве и др. По мнению некоторых океанографов, хребет начинается несколько севернее Азорских островов большим плато, названным по имени этого архипелага. Другие считают, что хребет начинается гребнем Рейкьянес (рис. 86), который отходит от Ян-Майена и, повидимому, пересекает Исландию. Узкий гребень Рейкьянес проходит на севере между глубинами около 3 000 *м*; сначала он достигает относительной высоты в 2 000 *м*, потом постепенно отлого спускается до 1 000 *м* и у южной оконечности снова резко поднимается в виде отдельной вершины с глубиной 956 *м*. К северу от Исландии оконечность этого поднятия расчленена продольными бороздами. В результате драгировок, произведенных вдоль этого гребня, было получено много вулканических пород (есть основания предполагать, что небольшая вершина с отметкой в 956 *м* представляет собой вулкан), но сам гребень правильнее, видимо, рассматривать как обычную складку, а не как ряд вулканов. Если он действительно является началом Срединного Атлантического хребта, то нужно допустить, что к югу от него и до Азорских островов имеется очень большое понижение, занятое складками, ориентированными перпендикулярно к хребту, а именно горами Монт-Миниа. Здесь, помимо вулканических пород, были получены валуны кристаллических пород, возможно ледниковые. Некоторые ученые считают эти складки остатками каледонских сооружений, которые были приподняты в результате выпучивания срединного хребта.

Около 51° с. ш. начинается обширное поднятие, повидимому, без выраженного рельефа; это так называемое Телеграфное плато. Здесь одним из кабелепрокладочных судов был получен

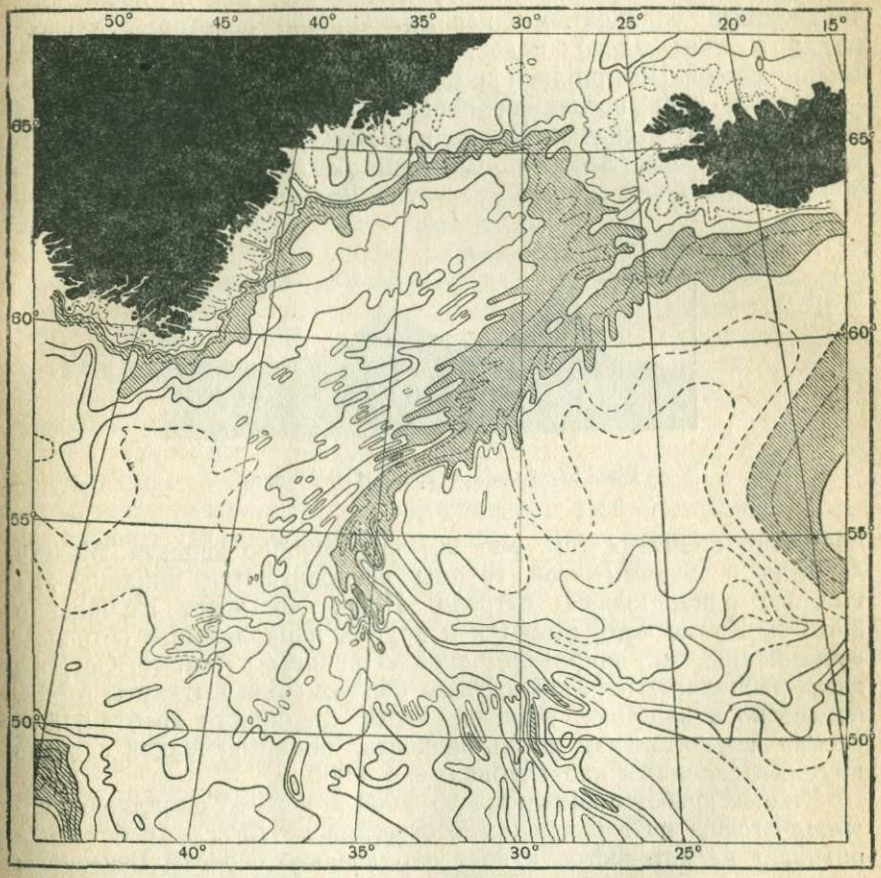


Рис. 86. Батиметрическая карта Норвежского моря и Датского пролива (по Бенеке).
Заштрихована зона от 1 000 до 2 000 *м* (в центре хребет Рейкьянес).

образец базальтового стекла, или «тахилита», который, не совсем понятно почему, внушил Термье мысль о доисторическом погружении Атлантического материка.

На юге этого плато проходит широкий пролив, нечто вроде поперечного жолоба, глубиной более 3 000 *м*, а за ним возвышаются «холмы Фарадея», складки с вулканами, также расположенные в поперечном направлении относительно хребта. Если

признать «горы» Миниа и «холмы Фарадея» за каледонскую складчатость, то Телеграфное плато, видимо, представляет собой щит, или древний свод, очень похожий на Гренландию (только с иным простиранием), и так же, как и последняя, окруженный складчатыми цепями. Однако некоторые ученые видят в этом плато недостающий отрезок герцинской цепи между Новой Шотландией и Европой.

Южнее идет последняя поперечная «синклиналь» и за ней Азорское плато, сначала очень широкое, но постепенно суживающееся к югу. Здесь на Срединно-Атлантический хребет насажен очень узкий гребень — гребень Дельфина. Вообще рельеф



Рис. 87. Скала острова Св. Павла.

Азорского поднятия (см. рис. 90) чрезвычайно неровен. Между девятью островами этой группы располагаются впадины, из которых одна, южнее острова Пико, достигает глубины в 3 513 *м*. Кроме того, имеются и другие, параллельные островам возвышения, как, например, банка «Принцессы Алисы». Острова здесь располагаются любопытным образом: они вытянуты в ряд, поперечно к наиболее высокой части срединного хребта [1]. Это весьма внушительная возвышенность, поднимающаяся с очень крутыми склонами над глубинами в 4 000 *м*.

Южнее хребет понижается до 3 000 *м* у 29-ой параллели; начиная отсюда он гораздо менее отчетлив до 15°, где хребет поворачивает на юго-восток и идет параллельно берегам Венесуэлы и Бразилии. Широкая депрессия в 450 *км*, начинающаяся у 12-ой параллели, соединяет Бермудскую котловину с котловиной Зеленого мыса [2]. У 10° хребет снова поднимается над изобатой в 3 500 *м*. Здесь от него отходит первое ответвление по направлению к Бразилии. Оно достигает высоты в 1 903 *м* над глубинами в 4 000—5 000 *м* у знаменитой скалы Св. Павла (рис. 87). Второй отрог, отделяющийся в этом месте, несет на себе остров

[1] В частности, об этом говорят океанографы экспедиции «Метеор» (1939).

[2] В нашей географической литературе Бермудская котловина называется Северо-Американской, а котловина Зеленого мыса — Северо-Африканской. — *Прим. ред.*

Фернандо-де-Норонья и окружающие его подводные скалы. Оба отрога ограничивают небольшую бразильскую котловину. Эта часть Срединно-Атлантического хребта обрывается у самого экватора, где он прерван чрезвычайно узким проходом глубиной более 6 000 *м*, который можно назвать проливом Романш, по впадине того же названия, подлинной океанической пучине глубиной в 7 370 *м*, расположенной у самой оконечности цепи [1]. Воды американских котловин сообщаются у экватора через этот пролив, крайне узкий и, вероятно, соответствующий очень важной линии сдвига, продолжение которой следует искать на северном побережье Гвинейского залива. Здесь были отмечены многочисленные эпицентры землетрясений.

Продолжение Срединно-Атлантического хребта здесь смещается примерно на 10° на восток, и, обогнув выступ Южной Америки — мыс Сао Рок, хребет меняет направление с СЗ — ЮВ на почти строго меридиональное. Здесь появляются два гребня, идущих вдоль центрального хребта, который по большей части имеет глубины менее 2 500 *м*. На центральном хребте имеются удлиненные выпуклости: на первой из них с края лежит (в таком же странном положении, как и острова Св. Павла и Фернандо-де-Норонья) вулканический конус весьма недавнего происхождения — остров Вознесенья. От этой выпуклости, как от вершин обычной наземной цепи, ответвляется Гвинейский хребет, отделяющий две Гвинейские котловины от котловины Конго (или Ангольской). Направление последнего (ЮЗ—СВ) прослеживается в серии чрезвычайно любопытных разломов, которые продолжаются на островах Аннобон, Сан-Томе, Принсипе и Фернандо-По. Эти разломы можно проследить и дальше, на материке, от вулкана Камеруна до знаменитых вулканических сооружений района озера Чад.

К концу своего атлантического пути хребет отделяет два отрога, расходящиеся в противоположных направлениях, как лапы якоря. Первый из них, отрог Рио-Гранде, открытый судном «Энтерпрайз», отделяет Бразильскую котловину от Аргентинской. Очень узкий проход Рио-Гранде, идущий в направлении ССВ — ЮЮЗ, пересекает этот гребень и соединяет обе котловины. Вблизи прохода наблюдается очень интересный насаженный рельеф; происхождение его, вернее всего, вулканическое. «Метеор» установил здесь глубину в 292 *м* [2].

Второй отрог, параллельный гвинейскому, так называемый Китовый хребет, идет от острова Тристан-да-Кунья к берегу

[1] Исследования экспедиции «Метеор» показали, что эта депрессия сообщается с Бразильской котловиной.

[2] Повидимому, автор описывает здесь плато Рио-Гранде, наименьшая глубина которого по картам Морского Атласа (лист 3) составляет 658 *м*. — *Прим. ред.*

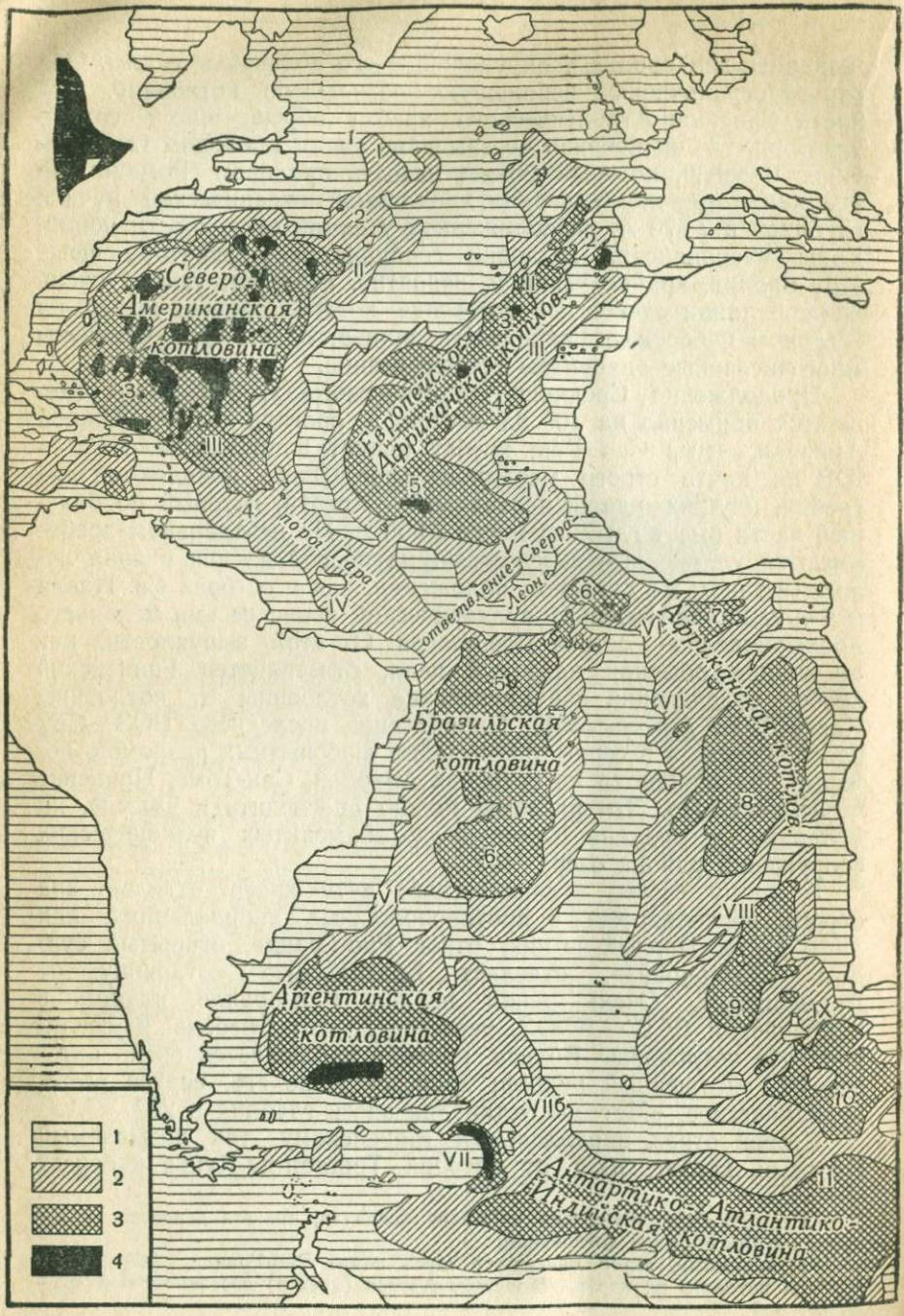

Северо-Американская котловина
Европейско-Африканская котлов.
порог Пара
ответвление Сьерра-Леон
Африканская котлов.
Бразильская котловина
Аргентинская котловина
Антартико-Атлантико-Индийская котловина
1
2
3
4

Рис. 88. Атлантический океан.

Глубины: *1*—до 4000 *м*; *2*—от 4000 до 5000 *м*; *3*—от 5000 до 6000 *м*; *4*—свыше 6000 *м*.

Топография дна Атлантического океана

Северная часть. *Северо-Американская котловина: 1*—Лабрадорская котловина; I—Лабрадорское ответвление; *2*—Ньюфаундлендская котловина; II—Ньюфаундлендское ответвление; *3*—Американская котловина (с вулканическим поднятием Бермудских островов); III—Ответвление Пуэрто-Рико; *4*—котловина Гвианы; IV—порог Пара.

Европейско-Африканская котловина: 1—Западно-Европейская котловина; I—Бискайское ответвление; 2—Пиренейская котловина; II—порог Азорских островов (с поднятием острова Мадейры). *Котловина Канарских* островов; *3*—Северная котловина; III—Канарское ответвление; *4*—Южная котловина; IV—ответвление Зеленого мыса (и подводный полуостров Зеленого мыса); *5*—Котловина Зеленого мыса; V—ответвление Сьерра-Леоне.

Южная часть, экваториальная. Южно-Американский бассейн: Бразильская котловина: *5*—Северная котловина; V—ответвление острова Тринидад; *6*—Южная котловина; VI—ответвление Рио-Гранде; *7*—Аргентинская котловина; VII—островная дуга южных Сандвичевых островов (Андийская цепь); VII б—порог южных Сандвичевых островов.

Африканский бассейн: *6*—котловина Сьерра-Леоне; VI—ответвление Либерии; *7*—Гвинейская котловина; VII—Гвинейское ответвление; *8*—котловина Анголы (или Конго) (разрезанная надвое поднятием острова Св. Елены); VIII—Китовый хребет; *9*—Капская котловина; IX—Капское ответвление; *10*—Впадина мыса Игольный; 11—Антарктико-атлантико-индийская котловина.

(Срединно-Атлантический хребет дан штриховкой *1*)

Африки. Он отделяет котловину Конго (или Ангольскую) от Капской котловины. Возвышенность Ценкера, обнаруженная экспедицией «Метеор», повидимому, находится у подножья этого отрога.

Южнее острова Тристан-да-Кунья Срединно-Атлантического хребта как такового больше уже не существует [1].

Хотя черты подводного рельефа Атлантического океана, повидимому, отражают строение Южной Америки, они в какой-то мере связаны и с очертаниями Африки (например, банка Агульяс). Повидимому, к этой же цепи хребтов и котловин относятся также ложбина Мозамбикского пролива, Мадагаскарский хребет и меридиональная ложбина восточнее Мадагаскара.

Детали рельефа. Основные элементы рельефа дна Атлантического океана перечислены в легенде к рис. 88.

Изучение рельефа срединного хребта и его отдельных частей позволяет нам ориентироваться в продольно-вытянутых формах — западной и восточной части Атлантического океана. Срединный хребет делит Атлантический океан на две части: Европейско-Африканскую с одной стороны и Американскую — с другой. Кроме того, океан можно разделить на две части порогом Пара и гребнем Сьерра-Леоне, параллельно большому сдвигу впадина Романш — Гвинейский залив, отмечающему границу между двумя полушариями.

Европейско-Африканская половина Атлантического океана. Атлантический океан разветвляется к северу. К западу от оконечности Гренландии (мыс Фарвель) лежит Лабрадорское море с центральной овальной впадиной, достигающей глубины в 4 366 *м*. Здесь имеется незначительное сужение (называемое проливом Девиса) у оконечности горных цепей Баффиновой земли; оно соответствует очень сильному поднятию дна. Далее располагается вторая овальная сильно вытянутая впадина — Баффинов залив глубиной в 920 *м*, сообщающийся с Ледовитым океаном только через очень узкие проходы типа затоплен-

---

[1] Описание топографии южной части океана автор дает по явно устаревшим данным. Поэтому мы здесь даем свою краткую характеристику этой области, пользуясь Морским Атласом (лист 3). От пункта южнее острова Тристан-да-Кунья направляются к востоку три менее ясно выраженных хребта. Северный из них увенчан банками Шмидта Отто и Дисковери, на среднем имеется возвышенность Метеор (560 *м*), южный хребет, обозначаемый на наших картах как Африкано-Антарктическое поднятие, увенчан *островом Буве и протягивается до островов Марион и Крозе*, хотя он и прерван в одном месте меридиональным жолобом с глубинами более 5 500 м. На юго-восток продолжается также и Аргентинская котловина. Сравнительно узким проходом она соединяется с Африкано-Антарктической котловиной. Проход этот находится в месте наибольших глубин (8 252 *м*) Южно-Сандвичева жолоба, окаймляющего дугу Южно-Антильского островного хребта — продолжения цепи Анд. — *Прим. ред.*

ных фиордов [1]. Вегенер считает (рис. 89), что в этой области особенно наглядно выражено расчленение старого материка большими разломами, похожими на трещины во льду. Но

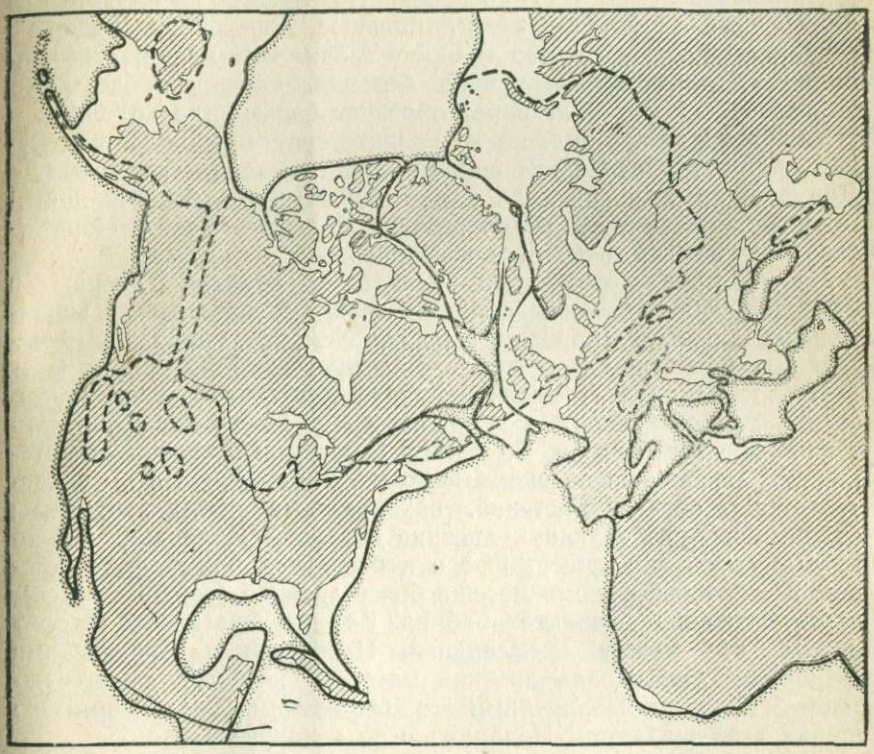


Рис. 89. Четвертичное оледенение согласно представлениям о древнем соединении Северной Америки и Европы (по Вегенеру).

топография дна противоречит такому представлению; она говорит скорее о существовании синклинальной складки между двумя антиклинальными сводами, из которых один идет от Земли Гранта к Лабрадору, а второй образован щитом Гренландии.

На восток от этого огромного острова, пересекая Атлантический океан в меридиональном направлении, проходит срединный хребет, несущий на себе Исландию и остров Яна-Майена.

[1] Лабрадорское море в советской литературе называется Девисовым проливом. Глубины его овальной котловины не превышают, по новейшим данным, 3 800 *м*. Баффинов залив называется морем Баффина. Его наибольшая глубина — 2 136 *м*. — *Прим. ред.*

Вторая, параллельная ему складка идет от Фарерских островов до банки Роколл. Таким образом, здесь образуются три пролива: Датский, между Гренландией и Исландией, Исландский пролив и Ирландское море (см. рис. 86). Но между Гренландией и Фарерскими островами лежит большое поперечное поднятие с волнистой поверхностью — порог Уайвилла-Томсона, отрезающий от Атлантического океана большой овальный бассейн — Норвежское море. Этот порог образует барьер для холодных и тяжелых полярных вод, но не препятствует прохождению легких и теплых атлантических вод «летней трансгрессии» (Ле Дануа [1]), которые, проходя вдоль норвежского берега, достигают Шпицбергена. С гидрологической точки зрения Норвежское море уже не относится к Атлантике [2].

Норвежское море достигает в двух пунктах глубины в 3 228 и 3 650 *м* и закрывается на севере другим, менее значительным порогом (порогом Нансена. — *Ред.*), проходящим между Шпицбергеном и северной оконечностью Гренландии.

Порог Уайвилла-Томсона в течение длительного времени выступал над поверхностью моря, вероятно, до верхнего палеолита, как думает Грегори. Во всяком случае, он был частью материковой массы еще во время верхнего миоцена. Об этом свидетельствуют остатки растений, находимые в бурых ленточных отложениях, разделяющих древние базальты Исландии. Аналогичные прослойки существуют и в базальтах Фарерских островов, а некоторые, возможно еще более древние (верхний эоцен), встречаются и в базальтах Гебрид. Все эти фрагменты говорят о том, что между Гренландией, Норвегией и Британскими островами существовал древний материк, который Вольф назвал Скандиком. Последними его обломками, уцелевшими до наших дней, являются Исландия и ее архипелаги.

Лавы всех вулканов, так же, как и извержения восточного берега Гренландии, принадлежат к единой магматической области, которую петрографы назвали областью Туле, по имени таинственного северного острова древних мореплавателей; в основном они состоят из базальтов. Вулканы, потухшие в северо-восточной Ирландии, на Гебридах и на Фарерских островах, еще продолжают действовать в Исландии, часто даже под ледяным покровом, и на острове Яна-Майена (гора Бэренберг). В действии находятся, несомненно, и вулканы подводного гребня Рейкьянеса, то есть расположенные по оси опустившейся суши.

---

[1] Ed. Le Danois, L'Atlantique, 1938.

[2] Атлантические воды заходят далеко в бассейн Северного Ледовитого океана и оттуда проникают в промежуточном слое в моря советской Арктики. Отважная четверка папанинцев показала в 1937 г., что атлантические воды проникают вплоть до Северного полюса. — *Прим. ред.*

Трудно предположить, чтобы материк мог осесть под действием собственного веса между двумя сбросами. Но и объяснение Вегенера, предполагавшего дизъюнкцию, расширение разрыва между Гренландией и Европой, не согласуется с тем, что́ нам теперь известно о подводном рельефе. Правда, Исландия сильно расчленена множеством сбросов северо-восточного простирания, но они обусловлены скорее чрезмерным сжатием, чем растяжением. Норвежское море, повидимому, окружено складчатыми цепями — Гренландской цепью и цепью, идущей от Норвегии к Западному Шпицбергену. Это море могло быть щитом, аналогичным Гренландскому.

В таком случае можно считать, что Скандик совсем недавно оказался защемленным между Скандинавским массивом и Гренландией и смялся в складки того же северо-восточного простирания. Порог же Уайвилла-Томсона представляет собой тогда поперечное поднятие в месте наибольшего сближения сжимаемых масс. Повидимому, первые движения относятся к концу третичного периода, но слияние океанов [1] в результате опускания произошло гораздо позднее, в четвертичном периоде.

Роколлская складка длиной от 500 до 600 *км*, шириной в 100 *км* и средней глубиной в 100 *м* представляет собой чрезвычайно любопытную область в этом комплексе. Она параллельна гребню Рейкьянес, и в одном месте над водой здесь возвышается совершенно изолированный утес 21 *м* высотой и 20 *м* в диаметре. Французскому исследовательскому судну «Пуркуа Па?» удалось переправить туда человека и, протянув канат с борта на скалу, взять с нее образцы породы, оказавшейся натриевым гранитом, содержащим очень редкие минералы, эквиваленты которых известны только на Корсике и Мадагаскаре. Следует ли рассматривать Роколл как обломок древнего материка или же как вулканическое образование, возникшее вследствие дифференциации базальтовой магмы? Драгировки исследовательского судна Шарко показали, что утес окружен обломками магмы, аналогичной тем легким и вязким интрузиям, которые образовались на островах Вознесения, Фернандо-де-Норонья, Фуэртевентура и Канарских. В пользу последнего положения говорит найденный поблизости обломок эгеринового трахита, типа трахита Канарских островов.

Но такая легкая магма могла сосредоточиться в одном месте только при условии существования здесь полого свода. Значит, Роколлское поднятие представляет собой несомненную антиклиналь, а по аналогии с ней антиклиналью должно быть и параллельное ей поднятие Рейкьянеса. В таком случае дно

[1] Очевидно, автор имеет в виду Атлантический и Северный Ледовитый океаны. — *Прим. ред.*

Атлантического океана между Гренландией и банкой Роколл представляет собой не глыбу, разбитую разломами на части, а зону, находящуюся в процессе складкообразования.

Глубокая корытообразная ложбина отделяет Роколлскую складку от Ирландии. К материковой отмели, окружающей Ирландию, примыкает банка Поркьюпайн (см. рис. 62), на которой также были найдены осколки базальта. Это поднятие напоминает Роколл, но без выступающего утеса.

Южнее Ирландии начинается большая котловина в виде сильно вогнутой ложбины, которая доходит до широты Биссагуша (Гвинея). От этой котловины отделяется Бискайский залив правильной треугольной формы. Мы уже видели, что его северо-восточный берег точно следует материковой флексуре, отделяющей на юго-западе арморикапский свод и поднятие Центрального Французского массива — первый от моря, а второй от третичного бассейна, который правильнее было бы назвать прогибом Аквитании. Линия флексуры относится к альпийскому возрасту. На гипсометрических картах Франции эта флексура очень отчетливо прослеживается в дуге Севеннских гор, которые поразительно четко простираются от горы Монтань-Нуар до Божоле. На обычных картах эта линия очень часто скрыта под гипсометрическими или геологическими заливками.

Другой берег образован горной цепью, которая тянется на протяжении 300 *км* от мыса Финистерра до мыса Креуса, от Галисии до Альбера, и на которую можно распространить название Пиренеев. Нужно ли напоминать о том, что материковая часть Аквитанского бассейна представляет собой большую синклиналь, где под покровом третичных отложений, преимущественно озерных, скрываются прекрасно выраженные вторичные складки, в которых была обнаружена нефть.

Автор считает, что этот вывод можно распространить на весь комплекс Бискайского залива, который, на его взгляд, является не разломом, а большой синклиналью, включающей и прогиб Роны.

Современная пиренейская материковая окраина отличается чрезвычайной неровностью рельефа. Здесь мы видим банки, расположенные параллельно цепи, далеко не единственный пример которых представляет покрытая щебнем банка Ле-Дануа.

В Бискайском заливе имеются глубокие каньоны, из которых Кап-Бретон расположен прямо по оси наибольших глубин залива.

К западу от лузитанского берега Пиренейского полуострова расположена океаническая депрессия треугольной формы, глубина которой превышает более 5 000 *м*. Топография ее чрезвычайно сложна (см. рис. 97). Здесь помимо продолжения пиренейской цепи можно, повидимому, различить и другие формы

рельефа, соответствующие основным чертам структуры Португалии. Например, здесь прослеживаются западный склон большой мезозойской синклинали, ограниченной выходом на поверхность гнейсов островов Берленгас, антиклиналь Цинтры, протягивающаяся с СВ на ЮЗ и ограниченная разломом Тежо, доходящим до банки Геттисбурга, и, наконец, складка, или дуга, того же направления, несущая вулканические острова Мадейру и Порто-Санто и банку Сен.

Чрезвычайно глубокая депрессия отделяет последнюю гряду от Канарских островов. Как уже указывал автор, отдельные острова этого архипелага имеют чисто вулканический характер и образуют гирлянды СВ-ЮЗ простирания, параллельные складкам африканского материка и, возможно, средиземноморским, как, например, острова Мадейры. Вопреки тому, что обычно говорится [1], у Канарских островов не обнаружено ни мелового (морской еж, *Dicoidea pulvinata* Desor, описанный Лемуаном и Котро, и встречающиеся от Вальверде до северо-восточной оконечности острова Ферро несомненно представляют собой африканскую «диковинку», привезенную канарскими моряками), ни кристаллического цоколя. Самыми древними образованиями являются здесь выветренные базальты (до миоцена), встречающиеся почти на всех островах Атлантического океана, возможно, излившиеся под водой. Здесь нет ни кристаллических сланцев, ни мезозойских известняков. Флора острова говорит о связи с Европой, существовавшей в нижний третичный период. Фауна бескрылых насекомых (по А. Реймонду — рукопись) позволяет предполагать, что отделение каждой группы островов происходило, по всей вероятности, после верхнего миоцена, прибрежного у Лас-Пальмас Гран-Канария, так же, как у Мадейры и у Азорских островов. Изучая историю наиболее молодой части Гран-Канария, автор обнаружил шестикратное чередование континентальных и морских отложений, разделенных потоками лавы. Это означает, что в четвертичном периоде этот остров в результате больших извержений поднимался и погружался не менее шести раз, подобно знаменитым колоннам храма Сераписа в Поццуоли.

Современные движения островов, в результате которых один из берегов всегда отвесен, а противоположный погружен, указывают и на антиклинальные дислокации.

Между Канарскими и Азорскими островами депрессия суживается и в Монакской впадине достигает глубины 6 292 *м*.

[1] E. Wolff, Der Vulcanismus II, 1 et 2, Die Neue Welt der Pazifische Ozean und seine Randgebiete, 1929; Die Welt: der Atlantische Ozean, 1931.

Другая впадина расположена вблизи плато островов Зеленого мыса. Симметричная ей впадина имеется и на американской стороне океана, по ту сторону срединного хребта [1].

Острова Зеленого мыса в противоположность Канарским являются не океаническими, а материковыми, хотя и отделены в настоящее время от Африки ложбиной глубиной более 3 500 *м*. Как было сказано выше, здесь были обнаружены складчатые титон и нижний мел, а судя по остаткам кремневых конкреций, можно предполагать присутствие и верхнемеловых отложений. Шевалье нашел здесь даже эоцен. Оба последних яруса тождественны с описанными Шотаром на материке у Зеленого мыса. Лавы на островах носят тот же характер и относятся к тем же эпохам, что и на материке. Но цоколь перекрыт комплексами, по возрасту и по типу аналогичными комплексам Канарских островов.

На 15-ой параллели, проходящей через южную часть архипелага, уклоны к океаническим глубинам значительно более круты, чем у побережья материка. Глубокая впадина Зеленого мыса представляет собой часть общей депрессии, которая, как уже говорилось, оканчивается примерно на широте островов Биссагуш — подводного мыса африканского материка.

Дальше следует Гвинейская котловина, тоже дугообразная, но выгнутая в обратную сторону. Один ее конец широтного направления параллелен берегу Гвинеи, другой — северо-восточный, простирается параллельно Гвинейскому подводному хребту. Этот хребет, открытый экспедицией «Метеор», соединяется со Срединно-Атлантическим хребтом и несет на себе остров Вознесения.

С образованием Гвинейской котловины сопоставляется исчезновение материковой отмели вдоль берега Африки, отмели, хорошо выраженной примерно до Монровии. Здесь мы снова имеем пример исчезновения или сужения отмели, связанного только со строением подводного рельефа, так как на суше не обнаруживается никаких признаков изменений, если не считать некоторого смещения внутрь континентальной флексуры.

Как уже указывалось, Гвинейский хребет, повидимому, связан с серией разломов Камеруна и возникновением вулканического архипелага Фернандо-По. Эту серию разломов можно проследить до озера Чад и далее до Тибести. Вероятно, ее следует рассматривать как одну из основных черт геологического строения Африки.

---

[1] Здесь нет впадин в геоморфологическом смысле слова, а имеются плоские понижения на дне глубоких котловин. Вблизи островов Зеленого мыса расположено два отдельных понижения с глубинами 6 051 *м* и 6 126 *м*. На американской стороне наибольшая глубина — 6 491 *м*. — *Прим. ред.*

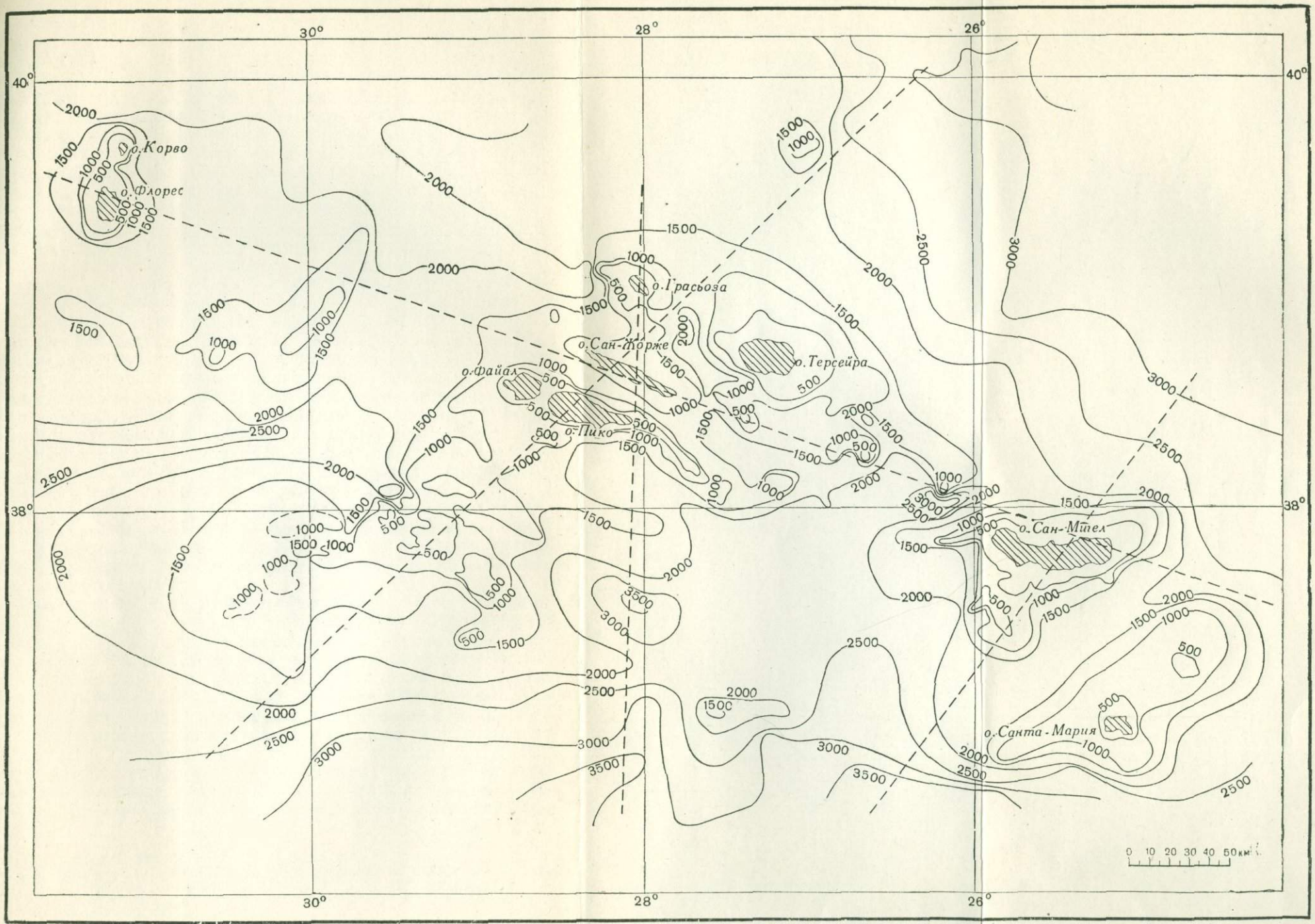


Рис. 90. Азорские острова.

Нельзя не обратить внимания на роль в геологическом строении Африки линий СВ-ЮЗ простирания; последние прослеживаются и в океане в вытянутой форме северо-африканской котловины, в поперечном пороге, соответствующем острову Сен-Поль, а также в Гвинейском и Китовом хребтах.

Между этими хребтами лежит большая Ангольская котловина, достигающая глубины в 5 600 *м*[1]. Она отделена от Капской котловины известным Китовым хребтом с глубинами менее 3 000 *м*. Дно обеих этих котловин, так же, впрочем, как Аргентинской и Бразильской, не настолько ровно, как это считали прежние океанографы. Наоборот, оно смято в складки, идущие в том же СВ-ЮЗ направлении, что и подводные хребты.

В западной части Ангольской котловины, в 900 *км* от оси Срединно-Атлантического хребта, над глубинами в 4 000 *м* поднимается знаменитый вулкан острова Св. Елены. Подводный цоколь острова имеет диаметр примерно в 130 *км*, то есть в двадцать раз больший, чем Этна; он круто поднимается над дном и примерно в 100 *м* от поверхности образует широкое плато, окружающее со всех сторон остров. Последний представляет собой сложный базальтовый вулкан, вероятно, дотретичного возраста с фонолитовыми дайками и некками. Согласно Вольфу, первоначальная магма очень близка по составу к магме острова Гомер в группе Канарских островов. Здесь не наблюдается ни малейших признаков кристаллического цоколя, хотя бы в виде включений в продуктах извержения.

От южной оконечности Африки направление основных черт рельефа океана изменяется довольно резко; котловины и хребты постепенно ориентируются в широтном направлении, параллельно элементам рельефа Антарктики. Здесь можно отметить несколько особенностей.

Прежде всего, южное продолжение Африки (и Мадагаскара) прослеживается под водой до глубины 500 *м*. Образующаяся отмель (банка Агульяс) подвергается воздействию очень сильных течений. Океанографические экспедиции, особенно «Челленджера», находили здесь фосфоритовые конкреции. Кайе[2] усматривал причинную связь между наличием этих конкреций и мощными течениями, проходящими по платформе. Но поскольку Колле[3] показал, что конкреции сейчас уже не формируются и, вероятно, образовались в третичном периоде, автор данной книги полагает, что течение только вымывает из рыхлого ила третичные образования и, в частности, те его элементы, которые ранее были более крепко сцементированы

[1] По новейшим данным — 5 743 *м*. — *Прим. ред.*

[2] A. Cailleux, Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, Paris, 1942.

[3] L. W. Collet, Les dépôts marins, 1908, p. 86—92, 234—237.

фосфатами. Под действием волн эти конкреции полируются и окатываются.

В открытом океане, против южной оконечности Африки, экспедиция «Метеора» открыла две изолированные банки — банку Шмидт-Отто и банку Метеор (рис. 91). Форма этих банок настолько неправильна, что трудно определить их происхождение.

Южной границей Атлантического океана можно считать большую и широкую депрессию, вытягивающуюся от берегов

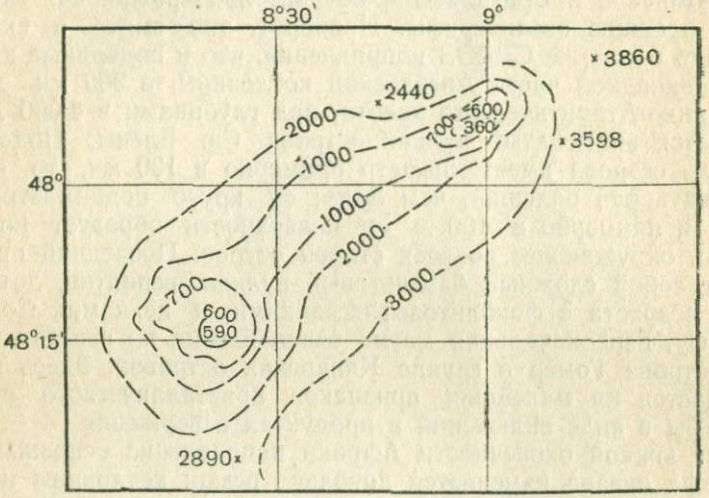


Рис. 91. Банка Метеора.

Аргентины до островов Херд и Кергуелен на протяжении 128°. Мы уже говорили, что вдоль ее северного края проходит Атлантико-Индийский хребет [1], очевидно, продолжение Срединно-Атлантического хребта. На этом хребте также расположены вулканические острова, прежде всего остров Буве и, ближе к восточной оконечности хребта, группа островов Марион и Крозе.

Направление Срединно-Атлантического хребта и всего ряда котловин следует параллельно побережью Африки. По размеру и по форме их можно уподобить отрицательным и положительным формам рельефа африканского запада — Мавританскому бассейну, отделенному на западе от океана только хребтом Зеленого мыса, бассейну Чада, среднего Нигера, бассейну Конго

[1] Автор, очевидно, имеет в виду Африкано-Антарктическое поднятие а выше — Африкано-Антарктическую котловину карт Морского Атласа. — *Прим. ред.*

и Калахари. Из них только один Мавританский бассейн подвергся вторжению моря в эоценовый и, частично, в четвертичный период.

Американская половина Атлантического океана. Обратимся теперь к американской стороне срединного хребта. Лабрадорская котловина кончается у выступа материка, образуемого банками Ньюфаундленда. В этой суженной части Атлантического океана располагаются «холмы» Фарадея и банка Поркьюпайн; здесь, возможно, проходит герцинская цепь.

Большая треугольная депрессия — Северо-Американская котловина — вклинивается между побережьем США и островной группой, образуемой Багамскими, а за ними Малыми Антильскими островами. Южной границей котловины является отрог, который отходит от срединного хребта у 12-й параллели и кончается почти у устья Амазонки. Этот большой бассейн отличается сравнительно сложной топографией дна. В нем можно различить несколько глубоких депрессий: ряд плоских впадин, в том числе впадина Нэрса и жолоб Пуэрто-Рико (9 526 *м*), который тянется по краю гирлянды Багамских и Малых Антильских островов, ограничивающей замкнутые моря антильской группы со стороны океана. В центральной части котловины расположено слегка приподнятое Бермудское плато. Оно увенчано гребнем, имеющим направление СВ-ЮЗ длиной в 145 *км* и шириной от 40 до 50 *км*. 200-метровая изобата ограничивает платформу длиной в 56 *км* и шириной в 26 *км*.

Чисто известняковые Бермудские острова сложены фораминиферовым илом и обломками кораллов [1]. Океанографические исследования показали, что эта местность находится сейчас в процессе опускания [2]. Произведенное бурение выявило тесную связь между Бермудскими островами и атоллами (Пирсон). До 76,20 *м* были пройдены четвертичные морские известняки, затем до 168 *м* галька и песок, происходящие из основных лав, и, наконец, до глубины в 390 *м* компактная лава (эквивалентная мончикитам или бермудито-мелилитовым базальтам). Пирсон пришел к заключению, что выветривание верхних, почти латеритизированных пород могло иметь место только на воздухе; очевидно, этот вулкан, ранее наземный, медленно оседал и, наконец, погрузился под воду.

Далее на юг следует котловина меньших размеров, глубиной до 5 000 *м*. Океанографы не дали ей никакого названия, но ее можно было бы назвать Гвианской или Амазонской. Она отделена от следующей за ней Бразильской котловины другой

[1] Эти коралловые сооружения описаны Кайе (L. Cayeux, Roches calcaires, Paris).

[2] См. высказывания Пирсона в работе Кайе (L. Cayeux, op. cit.).

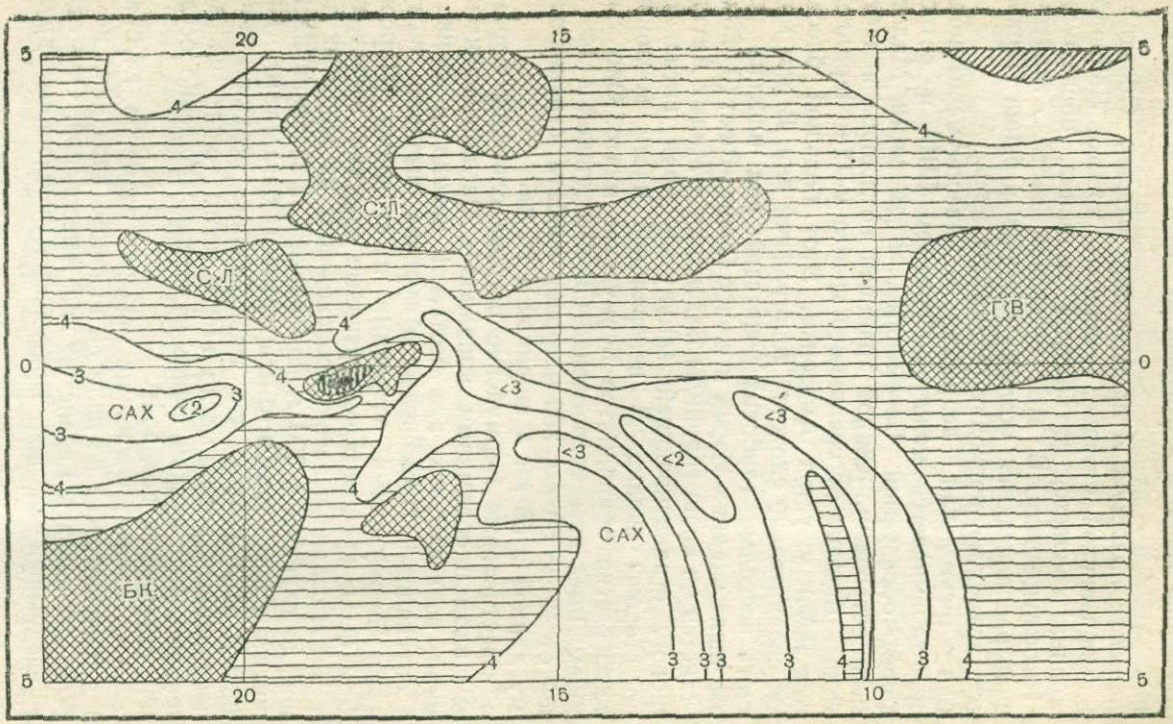


Рис. 92. Рельеф дна в районе впадины Романш.

БК – Бразильская котловина. *САХ* – Атлантический хребет. *СЛ* – впадина Сьерра-Леоне. *ГВ* – Гвинейская котловина (по Бенеке).

грядой, которая, пересекая весь океан, подходит почти к самому подводному мысу островов Биссагуш, следуя все в том же ЮЗ-СВ направлении. Это поперечное поднятие соответствует месту максимального сужения Атлантического океана: здесь его ширина составляет всего 1 600 *км* по сравнению с 3 600 *км* у экватора. На южном склоне гряды лежат вулканические сооружения: Фернандо-де-Норонья и одинокая скала — остров Св. Павла [1].

Уже старые драгировки «Гаусса» обнаружили около скалы Св. Павла отложения, совершенно неожиданные для местности, лежащей так далеко от материков и даже от зоны проникновения айсбергов, а именно грубый песок с кристаллическими (терригенными. — *Ред.*) элементами. К этому мы еще вернемся ниже.

Далее следует Бразильская котловина — самая большая депрессия Атлантического океана. Она начинается, вероятно, на участке прогиба впадины Романш, потом расширяется и принимает меридиональное направление. Наибольшая глубина этой котловины достигает 6 000 *м*, но в ней не было до сих пор обнаружено никаких желобов или впадин. Отрог срединного хребта, на этот раз имеющий направление СЗ-ЮВ, хребет Рио-Гранде отделяет Бразильскую котловину от Аргентинской, имеющей направление ЗСЗ-ВЮВ. Край упомянутого отрога, как мы уже видели, принимает направление, параллельное продолжению Анд, которое образует гирлянду Южных Антильских островов.

Здесь мы опять встречаемся с соответствием размера и формы рельефа дна океана с бассейнами американского материка, явный параллелизм континентальных и океанических структур.

Материковая окраина Атлантического океана. Таково общее строение Атлантического океана. Исключение составляет лишь внутреннее море Антильских островов, к которому мы еще вернемся. Укажем еще несколько подробностей. Начнем с характеристики материковой окраины всего океана. Для северной части Атлантического океана характерно, прежде всего, то большое значение, какое в нем приобретает материковая отмель между изобатами 0—200 *м*, особенно от 0 до 100 *м*. В ее пределах лежат прибрежные воды Скандинавского полуострова, вся совокупность Северного моря (за исключением узкой впадины, по-видимому, совсем недавнего происхождения, окружающей юг Норвегии и продолжаемую Скагерраком), Балтийское море, весь Ла-Манш (не достигающий и 100 *м* глубины). Да и вся эта область носит следы совсем недавнего субаэрального режима

[1] По новейшим данным (карты Морского Атласа), сплошной гряды здесь, в западной части океана, не существует. Остров Св. Павла и Фернандо-де-Норонья разделены глубинами более 4 700 *м*. — *Прим. ред.*



Рис. 93. Батиметрическая карта Антильского моря (по Т. Штоку).

1—200 *м* изобата; *2*—глубины 1 тыс. *м*.

в виде подводных долин, ледниковых борозд и моренных гряд (между Шотландией и Гебридами, а также в Северном море), торфяников с костями мамонтов и т. д. К числу наиболее любопытных образований принадлежат банки, вытянутые в направлении Ла-Манша, у его выхода в океан (см. рис. 37). Это банки Ла-Шапель, Грейт-Сол и Литл-Сол. Ле Дануа склонен считать, что этот рельеф ледникового происхождения, но автор усматривает здесь скорее результат воздействия приливных течений на большую конечную дельту древней Сены, что гораздо лучше согласуется с характером находимых здесь отложений.

Материковая отмель, чрезвычайно широкая на западе от Ирландии, в месте своего слияния с плато Поркьюпайн (несомненной поверхностью древнего материка) суживается и опускается по мере приближения к Бискайскому заливу. Но, как мы уже видели (гл. III), это сужение менее выражено, чем это кажется, так как часть шельфа можно обнаружить в Ландах Гаскони. Материковая окраина залива, описанная выше, постепенно сходит на нет и уже очень слабо выражена у мыса Сан-Висенте в Португалии.

В Африке большие глубины подходят близко к берегу. Материковая отмель больше нигде не расширяется вплоть до банки Агульяс у мыса Доброй Надежды.

Та же картина наблюдается и вдоль северного берега Америки, где широкое развитие получили огромные материковые отмели Новой Шотландии, Ньюфаундленда и Новой Англии. Здесь мы встречаем те же материковые формы, например многочисленные подводные долины. Джонсон приводит еще одно доказательство субаэрального происхождения рельефа материковой отмели. Банки залива Мэн ограничены со стороны моря куэстой, аналогичной куэстам Парижского бассейна [1]. Далее к югу материковая отмель суживается и, повидимому, понижается, образуя широкую платформу, расположенную между мысом Гаттерас и Флоридой, составляющую бо́льшую часть этого полуострова и восточный край Мексиканского залива (рис. 93).

У берегов Южной Америки отмель расширяется вплоть до депрессии Амазонки, но начиная отсюда и до мыса Сан-Роке снова сильно суживается. Между Сан-Сальвадором и Рио-де-Жанейро отмель расширяется, покрывается коралловым

[1] На внешней части залива Мэн, отгораживая его глубокую часть от моря, лежат подводные продолжения куэст береговой равнины США. Мерреем в 1947 г. («Bull. Geol. Soc. Am.», № 58, p. 153—196, 1947) было показано, что на дне залива прекрасно сохранились формы ледниковой топографии, что еще раз подтверждает длительное субаэральное развитие шельфа США. — *Прим. ред.*

панцырем и образует плато Аброльос, любопытнейшим образом изрезанное каналами. Дальше отмель продолжает расширяться вплоть до громадной Аргентинской платформы, полого спускающейся в юго-восточном направлении и достигающей глубины более 500 *м* у Фолклендских островов. Если принимать в расчет эту платформу, то вытянутая и заостренная оконечность американского материка приобретает гораздо бо́льшие размеры.

В том месте, где на севере кончается собственно Атлантический океан, то есть у порога, отделяющего Гренландию от Британских островов, на его дне преобладают континентальные черты, о чем уже упоминалось выше. Для предположения, что дно его сложено из вязкой симы, остывшей на поверхности, имеется не больше оснований, чем для дна Северного моря или Па-де-Калэ (геологическое сложение которого нам хорошо известно). Пожалуй, правильнее всего считать, что Северный Атлантический океан у самой его окраины представляет собой чашеобразную впадину, дно которой, постепенно опускаясь, обусловило вторжение морских вод.

Северное море и Ла-Манш сейчас являют нам картину синклинали, углублявшейся с течением времен. Но можно ли распространить это положение на весь Северный Атлантический океан, для которого Вегенер не смог привести ни одного прямого доказательства в подтверждение своей гипотезы разломов. Но в таком случае придется также признать, что дно этой синклинали было смято в складки (поднятие Рейкьянеса, где берет начало Срединно-Атлантический хребет, и поднятие Роколла).

Напомним, что подводные долины, подобные Каньону Гудзона, спускаются ниже изобаты 1 000 *м* и что весьма внушительные фиорды врезаются на глубине в 500 *м* в цоколь Исландии. На основании этих данных мы снова приходим к представлению о множественности материковых платформ. Но нам предстоит исследовать сначала при помощи пушки Пигго такие интересные черты подводного рельефа, как «каледонские» горы Минна или «герцинские» «холмы» Фарадея.

Интерпретация подводного рельефа. Существование единого Срединно-Атлантического хребта, проходящего вдоль всего океана параллельно очертаниям материков, заставляет нас искать единое объяснение происхождения этого хребта. Вегенеру так и не удалось дать удовлетворительное объяснение как этому хребту, так, впрочем, и остальным островным группам: Канарским островам, Мадейры и островам Зеленого мыса или Бермудским островам и острову Фернандо-де-Норонья. Вегенер рассматривал их как осколки сиаля, отставшие от дрейфующей Америки, но это объяснение приводится им только в последних изданиях его книги.

Гипотеза о «континентальных мостах», предложенная Иерингом, с геологической точки зрения никак неприемлема; она основана лишь на аналогиях, существующих между африканскими и американскими флорой и фауной.

Остается еще последнее объяснение, предложенное Огом и воскрешенное Броуером, согласно которому Атлантика представляет собой большую синклинальную складку, наметившуюся в юрском периоде и постепенно все более и более отчетливо оформляющуюся. Но такое углубление синклинали должно было бы привести к сближению Европы и Америки, что ни в какой мере не согласуется с поразительным сходством между материками, обнаруженным Вегенером, особенно между теми из них, которые подверглись наиболее раннему и полному разделению, то есть между Южной Америкой и Африкой.

Несомненно, глубокие аналогии существуют между атлантическим разломом и тем, что геологи называют тектонической впадиной, например Рейнской впадиной, Лиманью, впадиной Мертвого моря, африканскими впадинами, которые на востоке вытягиваются от Красного моря до Наталя. Первоначально эти впадины принимались за осевшие между двумя сбросами участки земной коры. Позднее возникла мысль, что эти оседания появились в результате многих сбросов. В таком случае можно предполагать, что опускание произошло без нарушения сплошности покрова и было обусловлено лишь флексурами. Но часть земной коры может опуститься только в том случае, если она лишается опоры. Что касается Мертвого моря и африканских впадин, то часто высказывалось предположение, что они оседают в результате излияния поддерживающей их магмы на приподнятых краях впадины (края горстов), а иногда и в самих впадинах, что приводит к их отяжелению и способствует их оседанию в силу изостазии.

Мы уже пытались объяснить устройство дна центральной части Тихого океана аналогичным способом. Что касается африканских впадин, то боковые выходы магмы очень значительны (тоннаж лав, извергаемых в Абиссинии, огромен). Но приложимо ли это объяснение к Атлантическому океану, где на окраинах материков вообще нет вулканов?

Ни одна теория не может оставить без объяснения образование хребта, проходящего по всему океану. Для тех теорий, которые объясняют возникновение Атлантического океана провалом или растяжением (Вегенер), этот хребет не может быть не чем иным, как реликтом древнего наземного рельефа. Наоборот, при объяснениях, предполагающих сжатие и принимающих Атлантику за геосинклиналь, разделенную надвое центральным геоантиклинальным вздутием (Ог, Броуэр), этот хребет должен находиться в стадии непрерывного поднятия.

Результаты исследований поперечного профиля Галифакс-Фальмут, предпринятых Пигго при помощи его трубки-пушки, не согласуются ни с той, ни с другой группой теорий.

Колонки (рис. 94), очевидно, не достигли основания древних четвертичных слоев (палеолитических). Трубка прошла через четыре мощных слоя ледниковых (терригенных отложений айсбергов) и межледниковых осадков (глобигериновый ил, разделенный прослойками вулканического пепла).

Верхний ледниковый слой покрыт глобигериновым илом. Надо заметить, что эти слои имеют очень небольшую мощность вдоль американских и европейских материковых платформ, а также над самими хребтами (так, колонка № 8 была длиной всего в 1,20 *м*).

Такое уменьшение мощности отложений, повидимому, вызвано размывом осадков быстрыми течениями, которые невозможны при теперешней глубине над хребтом в 1 300 *м*; оно свидетельствует о бóльшем поднятии хребта в четвертичный период [1]. *Надо полагать, что во время ледниковых фаз* хребет выступал над водой. Зато в Европейско-Африканской котловине слой осадков отличается такой мощностью, что вместо четырех ледниковых слоев был встречен только один.

Полярные течения, которые сейчас, отклоняемые вращением Земли, доходят до Ньюфаундлендских банок, в то время, повидимому, оканчивались восточнее, упираясь в Атлантический хребет, поднимавшийся над водой. Доказательством существования этих холодных течений ледниковых эпох может служить, например, проникновение в сицилийскую эпоху *Cyprina islandica* в Средиземное море.

Заметим, что эпохи поднятия хребта над водой могли повторяться несколько раз и сопровождались сильными вулканическими извержениями взрывного типа, о чем свидетельствуют отложения пепла всегда межледниковые.

Подобные колебания находят объяснение, повидимому, только в теории Джоли [2], согласно которой избыток тепла, сосредоточенного в относительно поверхностных слоях коры, вызывает расширение океанических бассейнов и накопление магмы в

---

[1] Новейшие теоретические работы (Н. Н. Зубов, Динамическая океанология, 1947) и фактические измерения придонных приливных течений (Шипард, Геология моря, Издательство иностранной литературы, 1951) показали, что они могут достигать значительных скоростей даже на очень больших глубинах, в особенности над подводными возвышенностями. Все, что мы знаем об отложениях Атлантического хребта, говорит о том, что в большинстве случаев они образованы в условиях подобных современным. Поэтому нет никакой необходимости предполагать, как это делает автор, поднятие хребта в четвертичное время. — *Прим. ред.*

[2] J. Joly, Surface history of the Earth, Oxford, 1926.

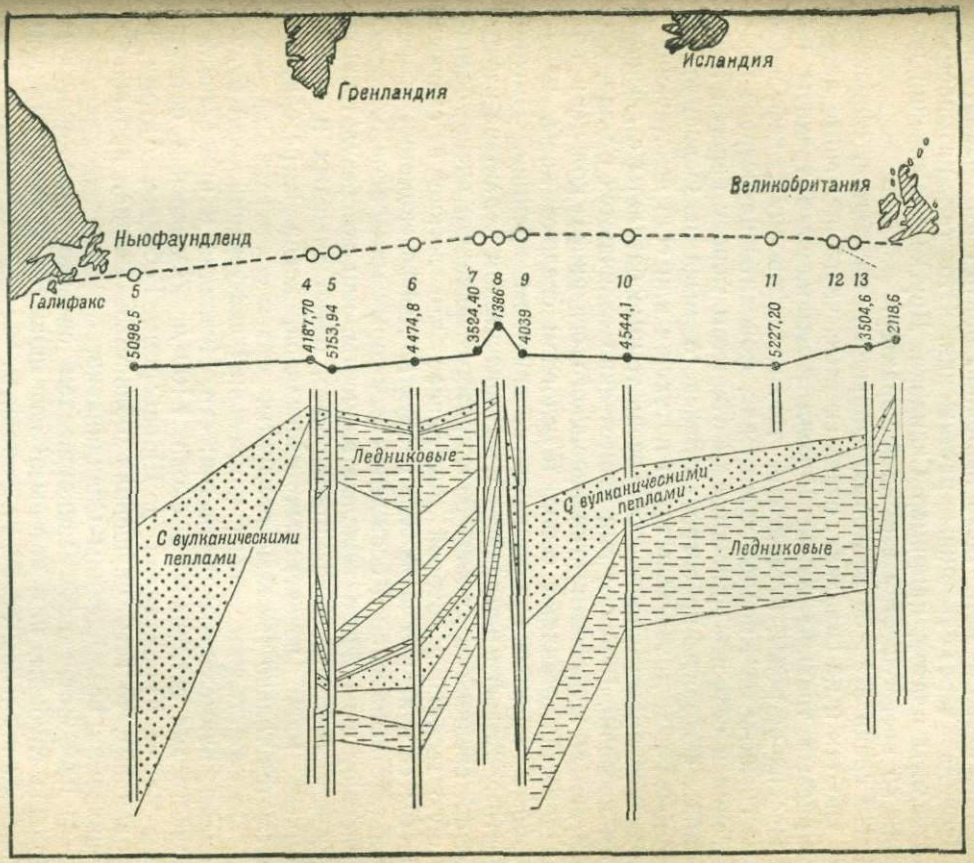


Рис. 94. Профили колонок, полученных пушкой Пигго в Атлантическом океане в 1936 г.

континентальных сводах. Эта магма может быть в конечном итоге извергнута вулканами.

Атлантические вулканы. Характерная особенность вулканов Атлантического океана заключается в том, что они, по преимуществу, базальтовые. Часть излияний, опять-таки базальтовых, выходила через трещины растяжения. Это так называемые «базальты плато», например Скандика. Другие извержения носили по преимуществу взрывной характер.

Но среди этих базальтовых излияний встречаются, особенно на хребтах и на складках, очень светлые, чисто щелочные лавы: натриевые трахиты банки Роколл и эгириновые трахиты на Азорских островах и Мадейре, трахиты, фонолиты, нефелиновые сиениты на Канарских островах, фонолиты на острове Вознесения и острове Тринидаде (в открытом море у берегов Бразилии), фонолиты на островах Зеленого мыса и Фернандо-де-Норонья и т. д. Лавы недавно потухших или еще действующих вулканов представляют собой очень темные базальты с дефицитом кремния. В целом они существенно отличаются от лав, извергаемых вулканами «тихоокеанского огненного кольца»; последние представляют собой в основном средние лавы, насыщенные кремнием или даже с избытком кремния. Именно поэтому Вольф и настаивает на атлантическом характере извержений срединного хребта. Этот автор выдвинул очень остроумную теорию, в которой доказывает, что легкие и светлые магмы есть не что иное, как продукты дифференциации в результате выпадения и осаждения некоторых минералов, которые увлекают вниз более тяжелые элементы, или же результат отделения, опять-таки гравитационного, очень тяжелых и очень темных магм, извергаемых напоследок, когда в резервуаре остаются только тяжелые продукты.

По этой теории зоны с наименьшей дифференциацией будут зонами наименьшего поднятия; это Исландия и прилегающие области дна с глубинами около 1 100 *м* (Фарерские острова Яна-Майен, Гренландия и Шпицберген, Гебриды, Антрим в Ирландии), то есть опущенная область Скандика, противопоставляемая возвышениям Скандинавии.

И наоборот, дифференциация тем сильнее выражена, чем больше глубины, над которыми возвышаются вулканы, причем крайним пределом ее будут фонолиты.

Но Вольфу не было известно одно весьма существенное исключение, противоречащее этой гипотезе, а именно: существование огромных покровов риолитов, чрезвычайно кислых и богатых кремнием пород, которые, как автору удалось установить, появляются в миоценовых и даже плиоценовых отложениях Канарских островов. Надо, однако, заметить, что за исключением содержащегося в них кремния, эти риолиты тождественны

с трахитами или фонолитами, слои которых чередуются, так что их не легко отделить друг от друга. Поэтому не исключена возможность того, что это накопление кварца обусловлено фумаролами и, следовательно, представляет собой вторичное явление.

Возраст, к которому Вольф относит атлантические извержения, целиком согласуется с фактами. Вулканизм, начинающийся с верхнего мела, повидимому, достигает первого пароксизма к концу эоцена (во всяком случае, до виндабонского яруса миоцена), второго — к концу миоцена и третьего — в четвертичном периоде.

Но можно ли, основываясь на одной лишь находке тахилита, считать, что и самое ложе бассейна выстлано лавой? Драгировки не принесли пока ни одной другой подобной пробы, поэтому аргументировать это предположение можно только исходя из исследований скорости волн, предвещающих землетрясения (P и P'), и скорости поперечных волн. Гутенберг, посвятивший себя этим исследованиям, заметил, что скорости разных сейсмических волн в Атлантическом океане имеют промежуточный характер между скоростью их на материке и той, с которой они пересекают Тихий океан, дно которого сложено, вероятно, симой, независимо от того, была ли эта сима исконной поверхностью коры или же, как мы предполагаем, покрыла его, проникнув через многочисленные разрывы и трещины растяжения.

Гутенберг считает, таким образом, что дно Атлантического океана сложено из утоншенного, растянутого сиаля. Следовательно, магма не могла здесь излиться через разломы, как в Тихом океане, но, как предполагает Вольф, должна была сначала скопиться под антиклинальными сводами, таким же образом, как гранитные магмы скапливались в антиклиналях герцинской цепи на материках.

Тем самым отпадает последнее положение Вегенера о дне, сложенном симой и только несущем остатки сиаля (Азорские острова, Канарские и др.).

Но прежде чем покинуть область геофизики, посмотрим, что представляют собой острова, затерянные в центре Атлантического океана, — остров Вознесения и остров Св. Елены. Если это действительно глыбы сиаля, плавающего на симе, то они должны находиться в состоянии строгого изостатического равновесия; между тем Дэли утверждает противное: по его данным, здесь господствует избыток массы. В таком случае эти острова являются составной частью земной коры, слагающей дно океана, а не обломками, оставленными дрейфующим американским материком.

Терригенные пески открытого моря. Работы немецких экспедиций «Газели», «Гаусса» и «Вальдивии» внесли новые данные

в дискуссию о происхождении Атлантического океана, обнаружив грубые пески в различных пунктах, расположенных далеко от суши. Терригенные пески, то есть пески, не состоящие по преимуществу из обломков ракуши и известковых остатков

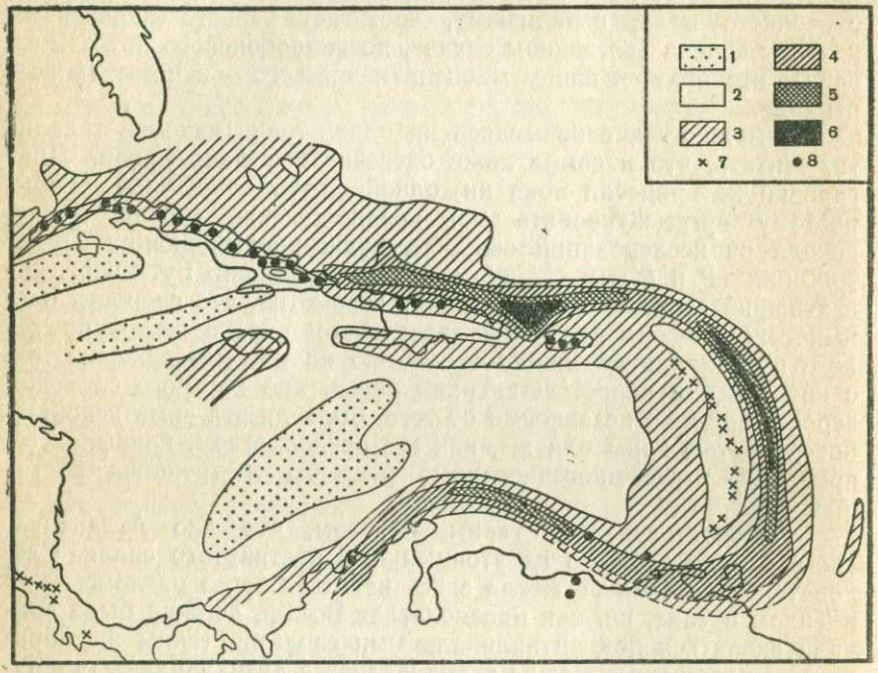


Рис. 95. Распределение аномалий силы тяжести в Антильском море. (по Хессу).

1—более 50 *мг*; *2*— от 50 до 0 *мг*; *3*—от 0 до —50 *мг*; *4*—от —50 до —100 *мг*; *5*— от —100 до —150 *мг*; *6*—150 *мг* и ниже

животных и водорослей или кристаллов вулканического происхождения, а образованные характерными минералами гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, из которых (за исключением осадочных пород, содержащих те же минералы в большем или меньшем количестве) сложены континенты (сиаль), были собраны «Газелью» и «Гауссом» у края Срединно-Атлантического хребта, рядом со впадиной Романш (имеющей глубину 7 230 *м*). Среди последних проб имеется колонка в 46 *см*, состоящая, считая сверху, из:

а) красной глины: 13 *см*;

б) коричневой глины с прослойками песка: 12 *см*;

в) серой глины без песка со светлыми и темными полосами: 7,7 *см*;

г) глины: 11 *см*;

д) глобигеринового ила с 47,2% $CaCO_3$: 1,8 *см*.

Слой (б) содержит следующие минералы: плагиоклазы, гиперстен, роговую обманку, авгит, биотит, хлорит, немного кварца, магнетит и т. д., то есть именно тот песок, который, как указывает Рейниш, образует гиперстеновый гнейс.

На западных склонах Китового хребта экспедиция «Гаусс» нашла кварцевый песок (одно зерно в 3 *мм*), биотит, плагиоклазы, микроклин, мусковит, ортоклаз, гранат, роговую обманку. Тот же состав имели и пробы, взятые между Мадагаскаром и Наталем, на полпути между островом и материком.

Меррей, подыскивая объяснение происхождению этих терригенных песков, сравнивает их с серыми глинами Антарктических вод, которые содержат породы и минералы Антарктического материка, перенесенные айсбергами. Но это объяснение здесь не применимо. Во-первых, в этих трех случаях минеральный состав песков сильно отличается от состава глин, имеющих частично ледниковое происхождение и взятых драгами около материка; во-вторых, мало вероятно, чтобы в ледниковые эпохи айсберги могли доходить до впадины Романш, которая расположена почти точно под экватором.

Крюммель признает возможность переноса частиц ветром, как это имеет место в зоне, расположенной между островами Зеленого мыса и Канарскими. В приведенных выше случаях речь идет об области, лежащей очень далеко от настоящей зоны пустынь, и, главное, размеры зерен гораздо больше, чем в осадках, отлагающихся ближе к материку, например в синих глинах.

Кроме того, Филиппи обратил внимание на то, что проба, взятая «Гауссом» поблизости от впадины Романш, состоит у нижнего конца из глобигеринового ила, соответствующего, примерно, глубинам от 2 000 до 4 000 *м*; в средней части она состоит из минералов, характерных для материковой отмели, и, наконец, в верхней части — из красной глины — обычного осадка глубин порядка 6 000 *м*, то есть той глубины, на которой была взята проба. Все это указывает на поднятие и последующее опускание Срединно-Атлантического хребта.

Разумеется, и в этом случае, так же как и в желобах Зондского архипелага, материковые осадки, происходящие с вершин очень крутых гребней, могли быть увлечены в глубокие впадины, расположенные рядом. Но если даже это и так, то все же приходится признать, что Атлантический хребет должен был выступать над поверхностью воды.

Очень жаль, что последующие экспедиции не получили проб этих песков.

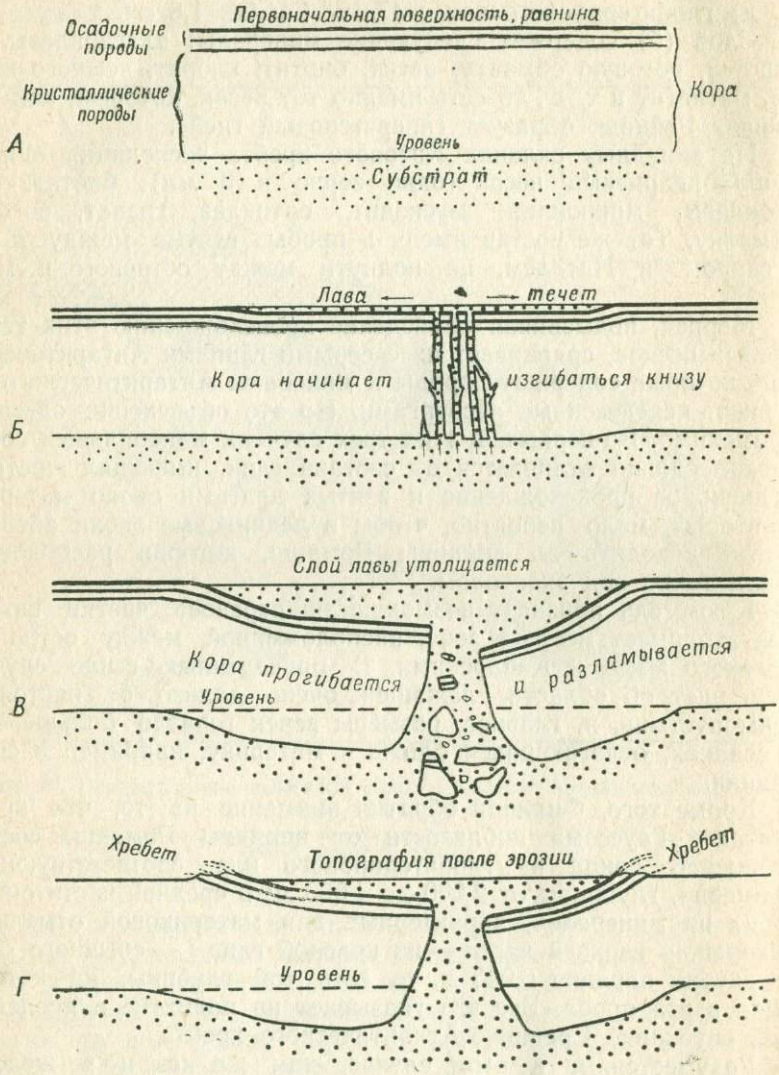


Рис. 96. Флексура коры и образование гор в Трансваале (по Дэли).

Среди проб, взятых различными океанографическими экспедициями, в частности «Гауссом», имеется много образцов, указывающих на изменение состава осадков (особенно содержания



Рис. 97 Строение дна океана около Португалии и Марокко.

1 — флексуры (на продолжении синклиналей); *2* — антиклинальные гряды; *3* — разломы.

извести), причем это изменение противоположно тому, которое могло быть вызвано изменениями климата. Объяснить его можно только движениями поднятия или опускания дна.

Исследование многочисленных колонок, взятых при помощи трубки-пушки Пигго, несомненно, даст нам более полное представление о развитии Атлантического океана.

Атлантический океан и «средиземные моря». Оба американских материка соединены весьма своеобразной зоной, соответствующей очень сильному сжатию, достигающему максимума в области перешейка. Но для океанографа граница Атлантического океана будет проходить восточнее островных групп, состоящих на севере из Багамских островов, лежащих на большом хребте, который опирается на широкое плато Флориды, а на юге — из выпуклой дуги Малых Антильских островов вплоть до Барбадоса и Гренады у берегов Венесуэлы. Пространства, заключенные между этой островной группой и Центральной Америкой, представляют собой замкнутые моря, в том же смысле, что и моря азиатской или австралийской областей Тихого океана и моря Индонезии. Это Мексиканский залив (чашеобразной формы, глубиной в 3 804 *м* с очень широкой материковой отмелью), Гондурасское море, перерезаемое надвое Кайманским гребнем ЗЮЗ-ВСВ направления (его продолжение следует искать в цепи Сьерра-Мадре на Кубе (I). От Мексиканского залива это море отделено полуостровом Юкатан и западной частью Кубы, а от Антильского моря — гребнем мыса Грасиос-а-Дьос — Ямайки — Гаити — Поуэрто-Рико (II).

Оно достигает глубины в 6 415 *м* в узкой впадине — ложбине Бартлетта, параллельной складке II [1]. Карибское море, по форме похожее на Мексиканский залив, но несколько более вытянутое, почти совершенно закрыто. В нем различают юго-западную относительно мелководную часть и северо-восточный бассейн, достигающий глубин в 4 257 и 5 202 *м*. Юго-западный берег образован горной цепью Панамского перешейка, а юго-восточный — горами Венесуэлы, которые находят продолжение в некоторых из Малых Антильских островов, от Кюрасо до Тобаго и Тринидада [2].

Если весь этот комплекс рассматривать как материковый, каким он и был до триаса, а также в верхнем миоцене и верхнем

[1] Гондурасское море автора не принято в СССР отделять от Карибского, так как оно является в сущности большим заливом последнего. Глубина впадины Бартлетт, по новейшим данным, достигает 7 119 *м*, и она вытянута параллельно первому, а не второму из выделенных автором подводных гребней. — *Прим. ред.*

[2] Глубины юго-западной «мелководной» части Карибского моря превышают местами 3 000 *м*, в восточной части моря расположена Венесуэлская впадина с глубиной 5 630 *м*. — *Прим. ред.*

плиоцене, то зона соединения обеих Америк окажется очень широкой. Строение этой области, отличающееся чрезвычайно сложной архитектоникой, пытались объяснить самым различным образом; наиболее известные из этих теорий принадлежат Зюссу и Вегенеру [1].

Мы ограничимся здесь наиболее простой схемой, основанной, главным образом, на морфологических соотношениях. История этой области такова: в конце карбона и в пермском периоде здесь образовались горные цепи, параллельные очертаниям обоих щитов — канадского и бразильского. В пермский период вся эта область была, вероятно, сушей. Море вторглось в нее в триасе. С этого времени часть Тихого океана превращается в большое Средиземное море, которое геологам удалось проследить по тождественности осадков от Центральной Америки до Зондского архипелага. Если придерживаться более старых теорий, а не теории дрейфа материков, то восточное продолжение этого моря будет обозначаться крутым изгибом Срединно-Атлантического хребта, соответствующим большому проливу у 15-й параллели, северо-африканской котловине до впадины Монако, областью Риффской и Бетской (Андалузской) горных цепей. Дальше это море окружает Африку, образуя здесь большой залив, продолжается на севере Аравии, в областях Анатолии, Сирии и Ирана (его ось проходит по Месопотамскому прогибу и Персидскому заливу), в Сеистане, Индо-Гангской депрессии и в Малайских странах. Мы снова встречаем его на севере Новой Гвинеи и у Новой Каледонии, где, возможно, его продолжением является Коралловый пояс.

В течение неоднократных орогенических фаз края или ложе этого моря были смяты в складки, образовавшиеся во время верхней юры и верхнего мела (андийская складчатость), в верхнем эоцене и верхнем олигоцене (складчатость Больших Антильских островов), в среднем миоцене и, вероятно, в верхнем миоцене, когда Антильское море целиком было сушей.

Все фазы складчатости проходили в экваториальном направлении, то есть в настоящее время почти с запада на восток. И, наоборот, в американской области, начиная с верхнего плиоцена, появляется направление С-Ю, соответствующее складчатости Береговых хребтов и Кордильер. Известен еще один орогенический кризис в палеолите (четвертичный период).

Складки I и II Больших Антильских островов, идущие параллельно более древним береговым горным цепям Венесуэлы

---

[1] История ее была недавно написана Шухертом и Штилле. Schuchert, Histor. Geology of the Antillan Caribbean region, New York, 1935. H. Stille Grundfragen der Vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924.

(так же как герцинский Анти-Атлас параллелен андийскому Атласу), принадлежат к средиземноморской складчатости.

Наоборот, островная группа Малых Антильских островов, по мнению автора, представляет собой элемент меридиональных структур, являющийся продолжением Багамских островов, а не горных цепей Венесуэлы. Это новая, атлантическая черта морфологии. Впадины располагаются соответственно складчатости: как впадина Бартлетта, так и депрессия Антильского моря соответствуют тыловым зонам (с избытком силы тяжести и вулканизмом) тихоокеанских или индонезийских островных дуг, то есть они, очевидно, эквивалентны, например, морю Банда, между тем как жолоб Пуэрто-Рико представляет собой передовой прогиб островной дуги (см. рис. 95).

Можно полагать, что вся антильская область, как и весь комплекс средиземного моря, деформировался и образовал очень большую геосинклиналь, причем пластические нижележащие массы были оттеснены под северные и южные материки и, вероятно, также и под Атлантический океан.

Поперечные дислокации имели место уже с самого начала истории Атлантического океана, то есть с верхнемелового периода, и затем возобновились только в плиоцене.

Если принять старые гипотезы, то при опускании отложений средиземноморской геосинклинали (максимум глубины приурочен к средней юре) в зоны с более высокими температурами осадочные слои расплавились и тяжелые магмы (зеленокаменные породы) проникли в кору. Зоны, претерпевшие подобный процесс, становились более пластичными и сминались в складки того же типа, что и на Больших Антильских островах.

Эта область и сейчас продолжает оставаться сейсмичной и характеризуется эксплозивным вулканизмом с тихоокеанскими лавами. Типичным примером может служить извержение Мон-Пеле.

Заключение. Немногочисленные факты, собранные нами из тех скудных сведений, какие имеются о морфологии и геологии Атлантического океана, сводятся к следующему: рельеф, характерный для древних цепей, как, например, горы Миниа или холмов Фарадея, Срединно-Атлантический Альпийский хребет, складчатость дна котловин Южного Атлантического океана, природа лав, извергаемых вулканами, и даже геофизические данные — все это говорит не в пользу простой и изящной гипотезы Вегенера.

Атлантический океан можно представить себе как большую геосинклиналь со складчатостью, вытягивающейся в двух направлениях: по меридиану и вдоль параллелей, но претерпевающую в известные периоды — в том числе и в наше время — растяжение, вызванное термическим расширением коры, которое, в свою очередь, обусловлено радиоактивным нагреванием подкоровых масс. Пределом последнего процесса является

образование трещин, сквозь которые может излиться магма (термический цикл Джоли).

Подобные излияния магмы, повидимому, сопровождаются большими изменениями в равновесии глубинных пластических слоев и приурочены к накоплению их тяжелых или легких составных частей под сводами.

От нас пока еще ускользают более глубокие причины этих дислокаций. Но совершенно очевидно, что их история не может быть написана без учета того, что происходило на дне океана. Такие прекрасные исследования, как, например, работы экспедиции «Метеор», заставляют нас отказаться от простых теорий, подобных вегенеровской, которые объясняют все на суше и не объясняют ничего под водой. Сейчас мы уже достаточно хорошо вооружены для работы в этом новом направлении, и надо надеяться, что через несколько лет возникнет новая, не менее ясная теория, которая заменит теорию, выдвинутую знаменитым геофизиком.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Индийский океан значительно меньше Атлантического и Тихого. Площадь его равняется 75 986 000 *кв. км*. Он отличается от этих двух океанов еще и тем, что не сообщается с Арктикой, а как бы упирается в самый большой массив суши мира — Азию — и самую высокую горную цепь мира — Гималаи. Общее же у них то, что Индийский океан, так же как Атлантический и как Тихий, неотделим от Южного океана, с которым он связан в гораздо большей степени, чем два других океана, так что некоторые ученые видят в нем только залив Южного океана.

Общие черты океана и его подразделения. Побережье Индийского океана не имеет никаких примечательных особенностей. Тихоокеанские черты ограничиваются окаймляющими его горными цепями и индо-малайскими островными дугами от Оманского залива до Торресова пролива и вдоль берегов Ирана и Белуджистана (Персидский и Оманский заливы). Во всех остальных местах Индийский океан сильно отличается от Атлантического. Горные цепи нигде круто не обрываются у берега. Нет здесь и риасовых берегов. Берега имеют простые очертания, они не изрезаны и иногда даже прямолинейны, как, например, у Индии. Во всей своей совокупности, за исключением областей Ирана и Малайского архипелага, где протягивается альпийская цепь, Индийский океан разделяет остатки большой континентальной массы — Гондваны, которая первоначально состояла из Бразильского щита, Африки, Индостана, Австралии и Антарктического материка. Как упоминалось выше, горные породы, слагающие все эти части, примерно одинакового состава. Первое отделение произошло, повидимому, в триасе. Большая геосин-

клиналь или, возможно, узкий прогиб, где морская фауна аналогична средиземноморской, так называемая геосинклиналь Мозамбика, разрезала в этот период материк Гондвану на два массива — африкано-бразильский, с одной стороны, и австралийско-малгашский — с другой. Последний позднее распался на четыре части. Время этого разделения приурочивают иногда к верхнему мелу, иногда к эоцену. Раньше авторы, как правило, умалчивали о механизме этого разрыва — очевидно, по их представлению, произошел провал всей области, ныне занятой океаном. Уоллес, изучавший фауну коралловых островов Индийского океана, ставит под сомнение существование материковой зоны там, где сейчас лежит центральная область океана. А между тем здесь встречаются чисто материковые породы — гранит, из которого сложен цоколь Сейшельских островов.

Вегенер считает, что разделение Гондваны обусловлено разрывами и дрейфом отделившихся частей. Но эта гипотеза не дает удовлетворительного объяснения происхождению гранитного цоколя Сейшельских островов. Вегенер рассматривает его как древнюю оболочку Мадагаскара, роль которой сейчас выполняют острова Провидения и Альдабаран [1].

Африканские тектонические впадины и строение дна океана. Западный берег океана соприкасается с чрезвычайно своеобразной зоной — зоной африканских тектонических впадин (больших рифтовых долин англичан), которая охватывает, кроме того, аналогичные структуры в Сирии (Бика), а также долину Иордана и Мертвое море (рис. 98).

Обычно считается, что эти впадины образовались в результате провала участков земной коры между двумя сбросами, но геологи-нефтяники и среди них Уэллингс отрицают самое существование сбросов в некоторых впадинах (Бика, Мертвое море, Красное море). Григори [2] считает, что даже и африканские впадины в действительности являются синклиналями. По мнению Дэли, здесь имели место оседания вдоль трещин под тяжестью излившейся магмы. Здесь приводится рисунок 96, заимствованный у этого автора; он интересен тем, что объясняет некоторые черты рельефа Тихого океана и даже Атлантического хребта (гипотеза термических циклов Джоли). Помимо выхода магм во впадинах по краям последних возникают крупные вулканические сооружения: Рувенцори, Эльгон, Кения, Килиманджаро и, главное, происходят колоссальные излияния лав без вулканов, сквозь трещины: в сирийском Хауране, в Джебель-Друзе,

[1] Во время дрейфа оболочка отделилась от ядра. Здесь объяснение также плохо согласуется с подводным рельефом. Вегенер считает, что сейчас Мадагаскар окружен новой оболочкой, состоящей из Фаркуарских островов.

[2] J. W. Gregory, A submarine trough near the strait of Gibraltar, «Georg. Journ.», vol. LXXIX, № 3, 1932, p. 219—220.

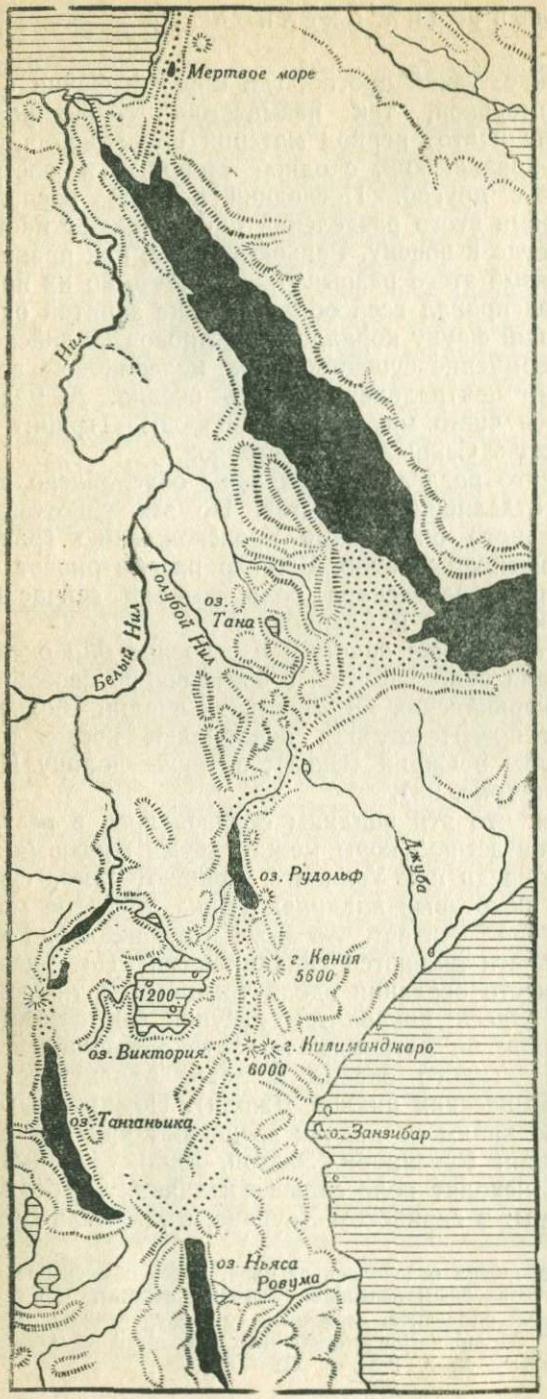


Рис. 98. Восточноафриканские тектонические впадины (по Зупану); черным показаны впадины; точками — заполненные части впадин.

на плато Эфиопии и на плато Иемен. Их можно уподобить большим излиянием траппов Индостана, впрочем, гораздо более древних. Не могли ли и сами впадины образоваться в результате оседаний, вызванных недостатком субстрата?

Возможно, что и Красное море, и Оманский залив (см. рис. 98) являются такими впадинами. Прекрасным примером образования подобных структур может служить равнина Лимани, пересекающая в меридиональном направлении Центральный Французский массив, вдоль которой располагаются большие области вулканизма: Канталь, Сезалье, Мон-Дор на западе и вулканическая зона Веле на юго-востоке. Здесь извержения следовали одно за другим с олигоцена до середины четвертичного периода. Периоды их максимальной интенсивности в большей или меньшей мере соответствовали пароксизмам альпийской складчатости. Сама впадина, вмещавшая в олигоцене большое закрытое море, типа современного Каспия, оседала в течение этих периодов вулканизма, края же ее оставались неподвижными. Здесь отложился слой осадков мощностью более тысячи метров. Позднее извержения имели место и в самой впадине; это означает, что скопления магмы находились поблизости. Надо заметить, что все подобные впадины характеризуются гравитационными аномалиями, вызываемыми избытком массы.

Рейнская впадина и по возрасту и по виду тождественна впадине Лимани. В ней также скопился мощный слой осадков (более 1 400 *м*): саннуазонские отложения, содержащие нефть или калий, морские стампийские осадки и т. д. По краям Рейнской впадины поверхностный вулканизм не проявлялся, и только в ее середине возвышается одиночный вулкан — Кайзерштуль. Опускание Эльзасской впадины, повидимому, продолжается и поныне (на что указывают 200-метровый слой четвертичных отложений, невозможность слияния реки Иль с Рейном до Страсбурга, изменения продольного профиля Рейна).

Хотя эти впадины и походят ныне на настоящие геосинклинали, вызванные сжатием, но своему возникновению они, наоборот, видимо, обязаны растяжению коры (Вегенер). Это растяжение должно было повести к образованию разломов, через которые излилась магма (сима). Но чем, в таком случае, объяснить мощный слой заключенных в них осадков, который указывает скорее на медленное и непрерывное оседание дна, начавшееся даже еще до появления лав?

Дэли, как мы уже видели, усматривает причины такого оседания в тяжести излившихся лав, но это объяснение не приложимо ни к Рейнской впадине, ни к Лимани, ни к сирийской Бики. Автору кажется более вероятным, что эти впадины были первоначально обычными синклиналями, дно которых опустилось

в такую глубокую зону, что оно расплавилось во время термического цикла нагрева. Надо заметить, что и сам Дэли выдвигает подобную же теорию для других впадин (рис. 99).

Возникновение боковых вулканов относится к эпохе, когда складка была еще не нарушенной. Что же касается внутренних вулканов или излияний, то их следует рассматривать как следствие натяжения в силу расширения и отчасти расплавления дна синклинали, достигшей зоны высоких температур. Это расширение должно было вызвать разломы. Подобное объяснение возвращает нас, в конечном итоге, к теории Вегенера. Оно позволяет согласовать две из основных черт строения океанов, напоминающие классические, тектонические формы сжатия, как Срединно-Атлантическая цепь вместе с окаймляющими их депрессиями и многочисленными гребнями СВ-ЮЗ простирания и те черты, которые как будто бы указывают на растяжение океана в ходе геологического времени.

Чрезвычайно интересный пример подобных депрессий можно найти у берегов Африки, где они, начиная с триаса, играют активную роль: это Мозамбикская депрессия, которую Ог называет геосинклиналью. И действительно, ее осадки очень близки к средиземноморским (включая Индостан), хотя они и лишены одной особенности геосинклинальных отложений (см. гл. II), а именно большой мощности и однородности слоев. Эти отложения сохранились в западной части Мадагаскара. Часть «геосинклинали» существует и сейчас в форме Мозамбикского пролива. Глубина его на широте центральной части острова не достигает 2 000 *м* [1], но один рукав глубокой впадины, охватывающей южный берег острова (5 000 *м*), заходит в пролив. Южный конец другой впадины глубиной более 5 000 *м*, также вытянутой в направлении ЮЮВ-ССЗ от Сейшельских островов до острова Сокотра, проходит в северной части депрессии. Остров Сокотра, лежащий на продолжении мыса Гвардафуй, принадлежит, таким образом, к африканскому цоколю. Далее депрессия подходит к Аденскому заливу с многочисленными гребнями и глубокими ложбинами (максимальная глубина 5 029 *м*), представляющему собой, по всей вероятности, поперечный разлом недавнего происхождения.

Разрезы, произведенные в Мозамбикском проливе, обнаружили в нем конусообразный холм, быть может, вулкан, подобный цоколю Коморских островов, расположенному дальше на север. Эти вулканы соответствуют вулкану Кайзерштуль на дне Рейнской впадины.

---

[1] По новейшим данным, глубина пролива на всем протяжении превышает 2 000 *м* (см. лист 28 Морского Атласа). — *Прим. ред.*

Топография дна Индийского океана. Мадагаскар и Фаркуарские острова составляют часть большого хребта, тянущегося в том же направлении, что и Мозамбикская депрессия (рис. 100). На востоке другая депрессия отделяет Мадагаскар от хребта, несущего на себе Маскаренские и Сейшельские острова.

Западная часть Индийского океана ограничена на севере только Аденской ложбиной. Берег Аравийского моря есть просто

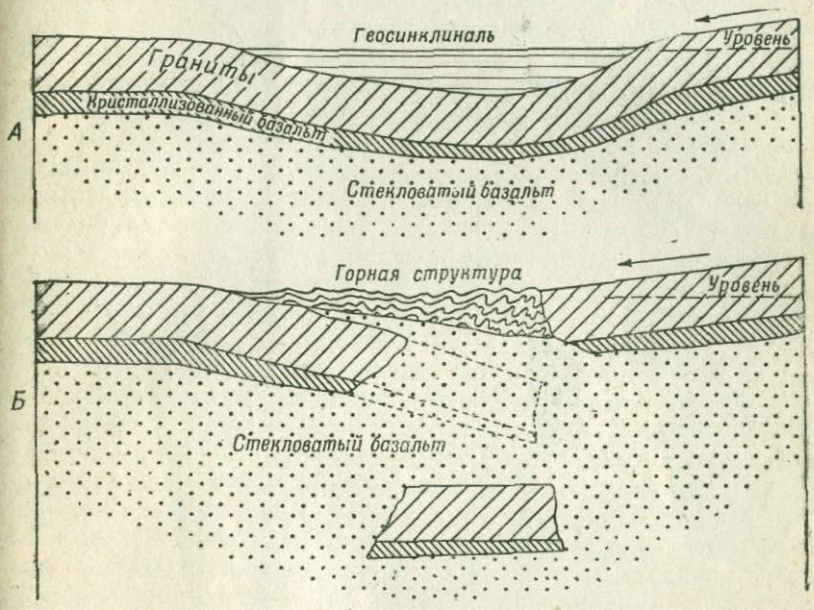


Рис. 99. Схема образования складок в геосинклинали под действием сползания материковых масс (по Дэли).

продолжение африканского берега, упирающегося в средиземноморские горные цепи. Сначала идет Оманская цепь — складчатый край африканского материка (Аравия по своему геологическому строению принадлежит к Африке), затем следует одноименный залив — предгорная впадина альпийской системы, продолжающаяся Персидским заливом и депрессией, где протекают нижние течения Тигра и Евфрата (древняя Месопотамия), которая в свою очередь оканчивается вблизи СВ угла Средиземного моря.

Персидский залив на всем протяжении имеет глубину менее 200 *м* (из чего отнюдь не следует, что он относится к материковой отмели); в том же направлении, вдоль берегов Ирана и Белуджистана, проходит другая большая депрессия.

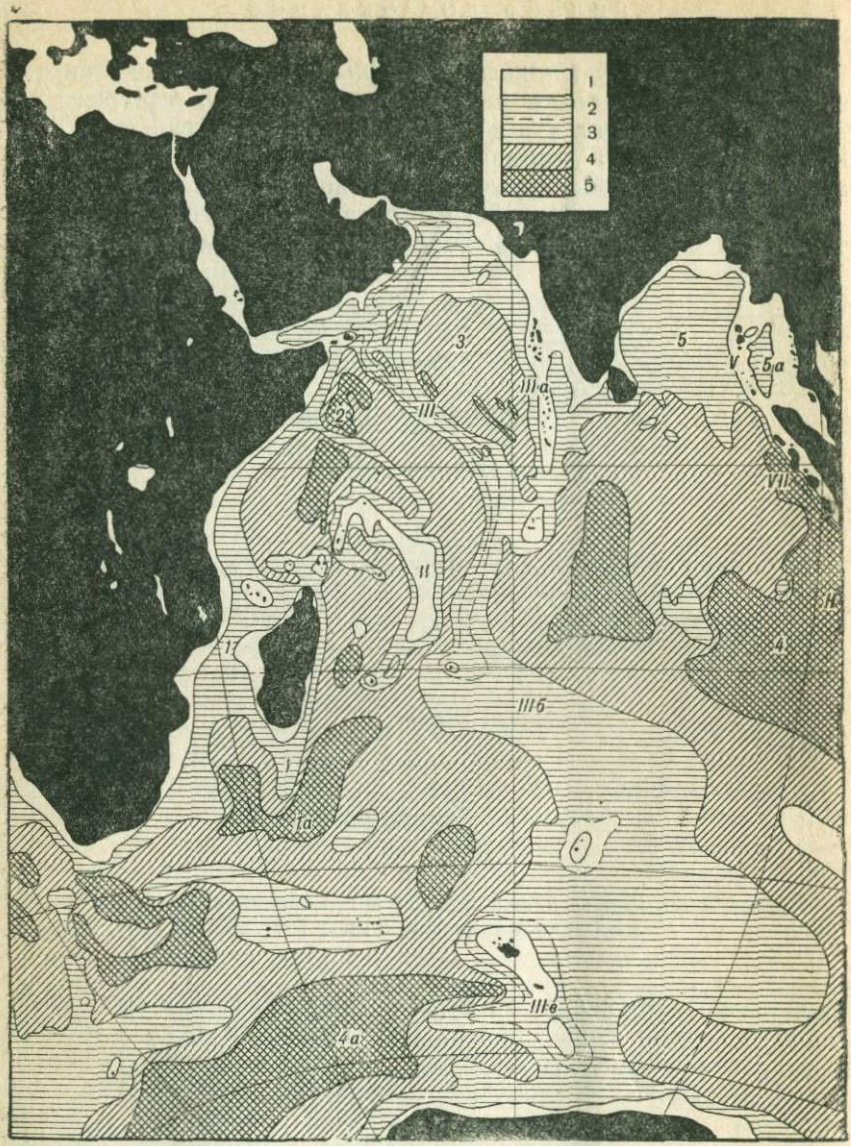


Рис. 100. Индийский океан.

Западная часть: I – поднятие Мадагаскар—Фаркуар; *1*—Мозамбикская депрессия (пролив); *1а*—Мадагаскарская котловина; II—поднятие Маскарено-Сейшельских островов; *2*—Сомалийская котловина; *2а*—Аденская ложбина; III—Карлсбергский хребет (Аравийско-Индийский); *3*—Аравийская ложбина; IIIа—поднятие островов Лаккадивских—Мальдивских—Родригес (Срединная гряда); IIIб—Центральный хребет; IIIв—хребет Кергелен.

Восточная часть: *4*—Индийско-Австралийская котловина; *4а*—Антарктико-Индийская котловина; *4б*—котловина Джеффриса (Южно-Австралийская); V—островные дуги Аракан-Андаманские (дуги тихоокеанского типа); *5*—Бенгальский залив; *5а*—Андаманское море (закрытое); VI—гребень подводных банок и мелких островков Зондского архипелага, Тимор и др.; *6*—Явский желоб; VII—хребет Ява-Суматра; *К*—Кокосовые острова.

Прямолинейный берег простого строения отделяет далее от океана депрессию Инда и область Кач, а затем приподнятый край столового плато Декан, где древний гондванский цоколь покрыт колоссальными излияниями лав (эоцен). Очень широкая материковая отмель окаймляет эту зону.

Южнее Бомбея отделяется меридиональный хребет, который естественно разделяет Индийский океан на две части. Это хребет островов Родригес, Чагос, Мальдивских и Лаккадивских. Его продолжает Центральный Индийский хребет, достигающий островов Кергелен и сливающийся с ними. На нем расположены вулканические острова Сен-Поль и Амстердам, изученные Веленом. Некоторые океанографы ставили под сомнение существование этого поднятия, почти параллельного хребтам Сейшельских островов и Мадагаскара, так как оно расчленено глубокими депрессиями часто более 4 000 *м* глубиной.

Мыс Коморин отделяет Аравийское море от Бенгальского залива, также имеющего треугольную форму. Аравийское море отличается чрезвычайно неровным рельефом. Судно «Карлсберг» обнаружило здесь хребет (отрог срединного хребта), простирающийся с севера на юг и названный по имени этого судна [1]. Бенгальский же залив представляет собой простую плоскую котловину, которая несмотря на свою глубину выполнена (терригенными. — *Ред.*) осадками.

Специфический характер имеет побережье Индостанского полуострова — «гондванской» земли, отделенной от материка Индо-Гангской депрессией [2], проходящей у подножья Гималаев. Вначале оно имеет сложные очертания, так как повторяет изгибы хребта восточных Гат. Материковая отмель здесь отсутствует, уклон берега очень крут (в одном месте 60,38%). Создается впечатление, что вся эта область находится в процессе горообразования. В «Наставлениях мореплавателям» имеются сведения о частых землетрясениях и внезапных сильных приливных волнах (тсунами). Далее к северу начинается гималайская предгорная впадина, в пределах которой лежат низовья Ганга и низкое плоское аллювиальное Бенгальское побережье.

К востоку отсюда располагается вытянутая структура хребтов Аракан-Йома и Андаманских и Никобарских островов, перед которой проходит другая, параллельная ей подводная складка. Это первая из индо-малайских островных дуг, описанных в гл. II и образующих, начиная отсюда, тихоокеанское побережье Индийского океана.

---

[1] На картах Морского Атласа хребет Карлсберг называется Аравийско-Индийским. — *Прим. ред.*

[2] Или Сиваликский прогиб. Это продолжение Месопотамского прогиба, который также, проходя вдоль альпийских цепей (Таврид и Иранид), отделяет Азию от Африки.

Замкнутое Андаманское море имеет чашеобразную форму; оно аналогично морю Банда и Южно-Китайскому и расположено уже позади дуги.

Остров Цейлон не отделим от материка. Он поднимается над поверхностью большого плато, вытянутого на ЮЮЗ и несколько изогнутого в том же направлении, как бы навстречу Австралии. Австралийскому материку предшествует большой четырехугольный так называемый Австралийско-Малайский бассейн. В нем расположены две глубокие впадины: впадина Уортона и впадина Кокосовых островов глубиной более 6 000 *м* и совершенные атоллы — Килинг — вероятнее всего, вершины вулканических конусов. По топографии и по расположению этот бассейн как бы соответствует большому северо-западному бассейну Тихого океана.

Австралийско-Малайский бассейн образует четыре лопасти. Обе северные образованы первым индонезийским жолобом (впадина Планет глубиной в 7 450 *м*), перед которым, возможно на первой подводной складке, лежит остров Рождества. Южные лопасти, гораздо менее изученные, идут от Цейлона до Австралии. На южном краю бассейна под 14° 30′ ю. ш. между 86° и 88° в. д. судно, прокладывавшее кабель от Кокосовых островов на Родригес, обнаружило среди глубин, превышающих 4 000 *м*, два поднятия, покрытые вулканическим песком, на глубине 1 737 и 1 820 *м*.

Известно, что западный мыс Новой Гвинеи вклинивается в самую середину островных дуг Индонезии. Область, заключенная между Новой Гвинеей и Австралией (Арафурское море) (см. рис. 45), целиком относится к материковой отмели, вначале очень широкой, но постепенно сужающейся в южном направлении до подводного мыса [1], вытянутого в направлении юго-западной лопасти Астралийско-Малайского бассейна. Дальше гористое побережье становится все круче до мыса Лиуин, откуда начинается южный берег Австралии. Вдоль этого берега на всем его протяжении тянется с запада на восток котловина Джеффриса, относящаяся уже к области антарктического рельефа.

Котловина Джеффриса на западе упирается в поднятие (глубиной менее 3 500 *м*), которое тянется от островов Херда, через острова Кергелен, до вулканических островов Сен-Поль и Амстердам [2].

Острова Кергелен, геология которых подробно изучена Рю [3], не являются только вулканическими, но представляют собой

[1] У залива Шарк. — *Прим. ред.*

[2] Под названием «котловина Джеффриса» автор объединяет две котловины карт Морского Атласа: Южно-Австралийскую и Австралийско-Антарктическую. — *Прим. ред.*

[3] Rev. de Géogr. et Géol. Dyn.», т. V, вып. 1 и 2, 1932.

осколок Гондваны, так же как Австралия и Антарктический материк.

Возможно, что Атлантико-Индийский подводный хребет, вытянутый в широтном направлении, отделен от меридионального кергеленского поднятия впадиной, хотя некоторые авторы допускают их соединение.

Итак, Индийский океан, ограниченный на юге крупными формами рельефа широтного простирания, относящимися уже к области Антарктического океана, мы разделяем на восточную, очень глубокую часть тихоокеанского типа без выраженного рельефа и без островов со дном, сложенным из симы, и на западную часть атлантического типа, характеризующуюся большими коралловыми плато, к описанию которых мы сейчас переходим.

Коралловые возвышенности Индийского океана. Западный хребет Индийского океана начинается у вулканических Маскаренских островов (Реюньон, Маврикий) и продолжается двумя банками — банкой Назарот и банкой Сайя-де-Малья, отделенных глубинами около 3 000 *м* от Сейшельских островов.

Если, как считает Вегенер, сюда же относятся и Амирантские острова, то надо предположить, что хребет имеет на севере загнутую оконечность. Очень глубокая ложбина, или жолоб (4 572 *м*), параллельный хребту и острову Мадагаскар, образует дугу у южного конца Амирантских островов, где недавние исследования обнаружили глубины более 5 000 *м*.

Склоны описываемого хребта очень круты. Выступающие банки представляют собой чисто коралловые образования (Гардинер), но известковые водоросли также играют большую роль в составе рифов, особенно на Сейшельских островах. Здесь очень часто встречаются погруженные коралловые рифы. Банка Сайя-де-Малья площадью 6 240 *кв. км.* и глубиной от 25 до 90 *м*[1] покрыта преимущественно вулканическим песком и известковыми водорослями. Амирантские острова представляют собой атоллы, дважды погружавшиеся под воду. Сейшельский архипелаг состоит из 19 очень низких островов с гранитным субстратом атлантического типа (Девис).

Что же касается островов, образующих «шапку» над Мадагаскаром (Фаркуар, Алдабра, остров Провиденс), то все они относятся к совершенным атоллам.

Другая широкая ложбина глубиной более 4 000 *м* отделяет этот хребет от центрального. Он несет на себе в направлении с севера на юг следующие рифы: остров Родригес, острова Чагос на отмели глубиной от 80 до 90 *м*, а также и Мальдивские

[1] Глубины банки Сайя-де-Малья, по данным карт Морского Атласа, превышают 120 *м*. — *Прим. ред.*

и Лаккадивские острова — ряд атоллов [1], сливающихся с северо-западной оконечностью Индостанского полуострова. Лучшим аналогом, какой можно подобрать для описанных рядов атоллов или банок и притом подобного размера, — это хребты, соединяющие Килиманджаро с плато Эфиопии. Это «горсты», оставшиеся на месте или приподнятые между двумя разломами, с насаженными на них вулканическими сооружениями. Таким образом, Индийский океан повторяет черты строения Восточной Африки. Но вся эта область должна, вероятно, медленно погружаться к востоку, где постепенно расширяется жолоб тихоокеанского типа. Легче представить себе, что Индостан был соединен с этой океанической гранитной массой, чем предположить, что он в результате продолжительного дрейфа остановился между Мадагаскаром и Австралией.

Восточная граница этой древней Африки должна была проходить через острова Чагос до Цейлона. Глубокие впадины между островом Сокотра и Сейшельскими островами и впадины на юге Мадагаскара будут, в таком случае, более поздними чертами этого погружения, близкими к впадинам внутренних морей Зондского архипелага.

То немногое, что нам известно об Индийском океане, позволяет думать, что рельеф его на западе очень несложен и образует ряд полос меридионального простирания; на востоке он очень однообразен и сглажен, как и в южной части Тихого океана. Вулканы здесь играют гораздо меньшую роль, чем в Тихом океане.

СРЕДИЗЕМНЫЕ МОРЯ

I. Южный океан [2]

Южный полярный круг почти точно «заполнен» антарктическим материком, который имеет форму сферического купола (Южный полюс находится на высоте более 2 765 *м*, тогда как Северный лежит ниже 2 743 *м*) [3]; цельность этого купола нарушают три неровности: море Росса — продолжение материковой отмели и место начала длинного антарктико-тихоокеанского

[1] Атоллы Мальдивских островов имеют очертания полумесяцев, выпуклость которых обращена в направлении муссонов. Именно здесь Гардинер сравнивал их генезис с генезисом барханов, дюн полулунной формы, выпуклая сторона которых обращена к ветру. Некоторые атоллы заключают в себе остроконечные рифы, аналогичные Индокитайским, описанным Кремпфом.

[2] Советскими географами, как уже указывалось, воды, окружающие Антарктику, не выделяются в виде отдельного океана, а составляют части океанов Атлантического, Индийского и Тихого. — *Прим. ред.*

[3] По промеру папанинцев в 1937 г., глубина вблизи Северного полюса составляет 4 290 *м*. — *Прим. ред.*

углубления Тихого океана, море Уэделла, лежащее против аргентинской котловины, и выступ материка — Земля Греэма [1]. Антарктида окружена океаном, открытым в сторону Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Африка и Австралия, не доходящие до 45-й параллели, находятся почти на одинаковом расстоянии от нее. И только Южная Америка, суживающаяся у оконечности гораздо больше, чем оба других материка, соединяется с южным материком подводной горной цепью, островной дугой Южных Сандвичевых островов, в изгибе которой расположен пролив Дрэка.

Южный океан имеет форму кольца. Основной особенностью этого океана являются очень крупные котловины, вытянутые в широтном направлении. Австралия и Тасмания отграничиваются котловиной Джеффриса. От южной депрессии Тихого океана отходят на широте Новой Зеландии два больших ответвления, также направленные на юг. Южную Африку окаймляют три депрессии, разделенные двумя поднятиями: главная из них — южная котловина [2] — продолжает аргентинскую котловину до островов Кергелен и заходит в Индийский океан. Сужение оконечности и общее понижение Америки, а также изгиб Южной Антильской дуги приходятся как раз на продолжение этой котловины. Здесь, так же как в Тихом и Индийском океанах или в зоне между обеими Америками, место опустившейся материковой области занимает типичная островная дуга. И действительно, геологические и биогеографические исследования подтверждают, что эта дуга еще совсем недавно была зоной континентального «моста». То, что здесь имеется много действующих вулканов (например, на Антильских островах), дает основание думать, что в настоящее время эта область подвергается сжатию, то есть складчатости. Островная дуга состоит из островов Южная Георгия, Южных Сандвичевых, Южных Оркнейских и Земли Греэма. В месте ее максимального изгиба проходит глубокий подводный жолоб (8 090 *м*). Параллельно ему располагаются складка и продолжение большой Атлантико-Индийской депрессии. Если оконечность Американского материка сильно суживается перед этой дугой, то зато материковая платформа, наоборот, сильно расширяется; она несет на себе Фолклендские острова — осколок андийских предгорий, сложенный из кристаллических сланцев. Банка Бёрдвуд продолжает Анды Огненной Земли.

---

[1] О происхождении андийской островной дуги Южных Сандвичевых островов, в которую входит земля Греэма, см. стр. 246.

[2] Африкано-Антарктическая котловина карт Морского Атласа. Относительно котловины Джеффриса, упомянутой выше, см. прим. на стр. 284. — *Прим. ред.*

С наружной стороны островной дуги в Антарктическом материке имеется глубокий вырез — здесь Атлантико-Индийская депрессия врезается в вогнутую горную цепь Земли Греэма. Глубина этого моря в одном месте превышает 5 000 *м*. Треугольный также очень глубокий залив вклинивается между горной цепью и Землей Котса. А по другую сторону диаметра, проходящего через Антарктический материк симметрично с морем Уэдделя, в берег врезается море Росса; создается впечатление, что здесь намечается отделение большой глыбы. Однако море Росса значительно менее глубоко; здесь проходит Великий ледяной барьер Росса. Берег, между этими двумя выемками, изученный частично благодаря экспедициям Герлаха на «Бельгике» и Шарко на «Пуркуа Па?», повсюду очень крут.

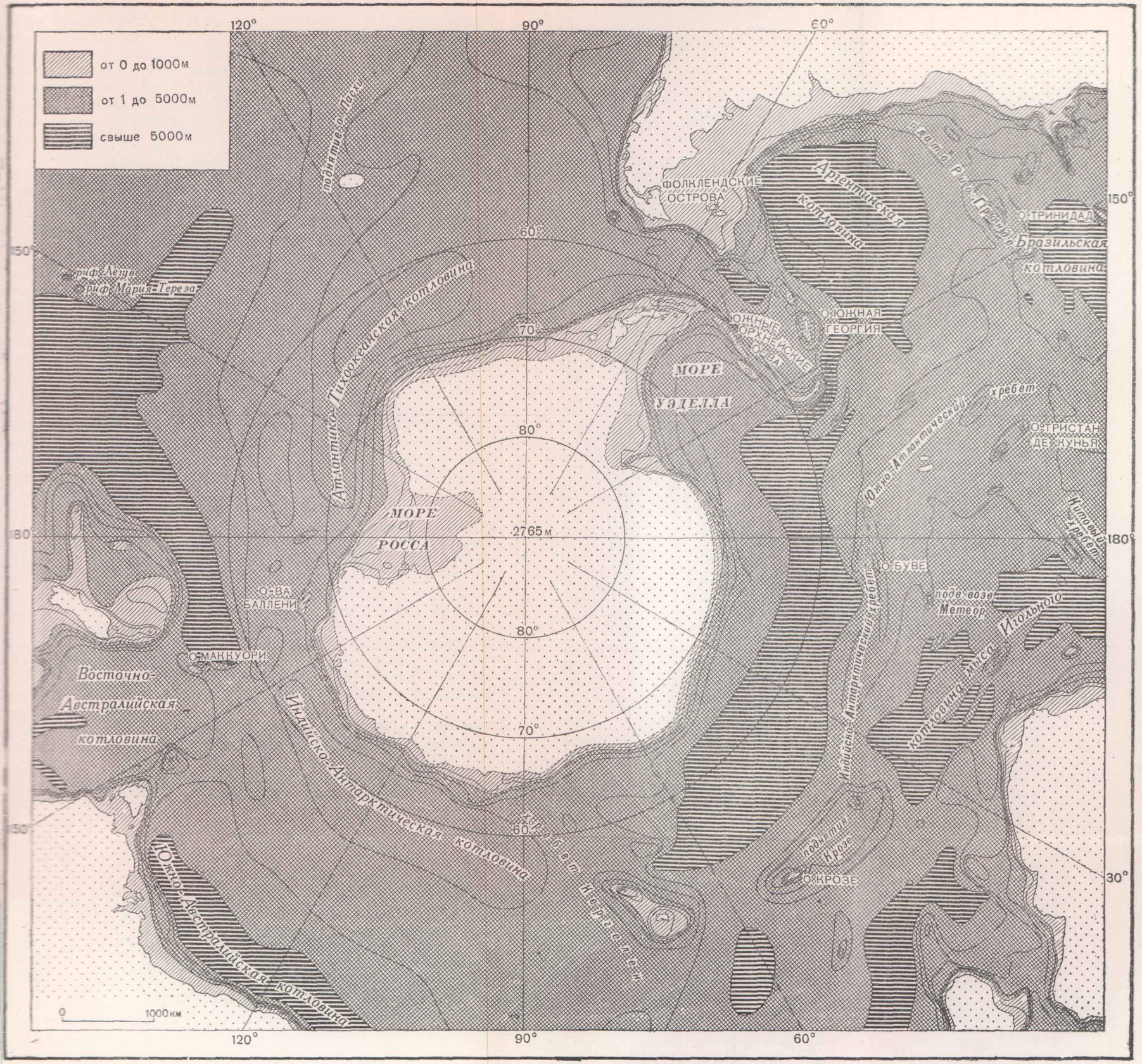
Надо отметить другую характерную особенность Антарктического материка, а именно отсутствие материковой отмели, по крайней мере в батиметрическом понимании этого термина. Для того чтобы найти окраину, цоколь, определяемый перегибом склона, надо спуститься примерно до 1 000 *м* изобаты. Но даже и тут этот цоколь достаточно выражен только близ моря Росса. Этому морю соответствует прогиб батиметрических кривых — большой подводный залив ВСВ-ЗЮЗ простирания, за которым следует поднятие, как бы продолжающее под водой Землю Виктории. Дальше от большой тихоокеанской депрессии отходит вытянутая котловина, опоясывающая всю правильную окружность Антарктического материка. Эта котловина, следуя вдоль 60-й параллели, переходила бы совершенно точно в Атлантико-Индийскую депрессию [1], если бы ее не прерывал порог, лежащий напротив Земли королевы Мэри и служащий основанием складки островов Кергелен. Этот подводный хребет идет сначала в меридиональном направлении, и продолжение его можно проследить в Индийском океане по островам Сен-Поль и Амстердам; кроме того, его отрог продолжается в виде большого хребта на восток, как бы навстречу Тасмании (складка Милля). К сожалению, эти морфологические черты Южного океана пока еще очень мало известны.

По другую сторону Кергеленского хребта (который, впрочем, тоже ограничен на западе впадиной почти меридионального направления, отделяющей его от Атлантико-Индийского хребта) [2] простираются большие котловины, вытянутые с востока на запад и соединяющие атлантический бассейн с индийским.

---

[1] Атлантико-Индийская депрессия на картах Морского Атласа именуется Австрало-Антарктической котловиной, а упомянутое в предыдущей фразе ее начало — Африкано-Антарктической котловиной. — *Прим. ред.*

[2] Атлантико-Индийский хребет обозначен на картах Морского Атласа как Африкано-Антарктическое поднятие. — *Прим. ред.*



Южный океан (Антарктика).

Мы имеем здесь прежде всего огромную Атлантико-Индийскую котловину, которая, как мы видели, служит продолжением Аргентинской котловины с глубинами порядка 6 000 *м*[1]. Атлантико-Индийский хребет, являющийся продолжением Срединно-Атлантического хребта, несет на себе острова Бувэ (у 0 меридиана) и острова Марион и Крозе у своей индийской оконечности, против депрессии островов Кергелен. Все эти острова представляют собой остатки древних вулканических сооружений, ныне погруженных. Две другие котловины и два хребта отделяют главную котловину от большой Капской платформы. На каждом из хребтов имеется по банке, ориентированной скорее на ЮЗ-СВ (атлантическое направление). Обе они были открыты экспедицией «Метеор». Это — банка Метеора (см. рис. 91) на первом хребте и банка Шмидт-Отто на втором. Первая образована двумя почти коническими возвышенностями, соединенными более низкой перемычкой, напоминающей остров Яна-Майера. Ее конусы достигают вышины в 590 и 560 *м*.

Перед Новой Зеландией возвышается конусообразный пик, остров Маккуори. Это огромный подводный вулкан с абсолютной высотой более 5 000 *м*, но едва выступающий из воды. Как известно, в этом направлении проходит вулканическая линия Земли Виктории с двумя действующими вулканами: Эребус и Террор.

Геологи, основываясь на третичной флоре острова Лорда Хоу, считают, что в эту эпоху должна была существовать связь между материковой массой Австралия — Новая Зеландия и полярной Землей Виктории. В настоящее же время эти земли разделены впадинами глубиной более 6 000 *м*: новозеландским ответвлением Южно-Тихоокеанской котловины и котловиной Джеффриса (которые в свою очередь отделены от Австралии глубокой меридиональной впадиной Томсона).

Судя по тому, что единственное дерево антарктических земель *Phylica nitida* встречается от островов Тристан-да-Кунья в Атлантическом океане до острова Амстердам в Индийском, можно предполагать что Атлантико-Индийский хребет еще недавно выступал над поверхностью моря. Фауна бескрылых насекомых и наземных ракообразных заставляет Бентама прийти к такому же заключению. Но зато связь между Антарктическим материком и Африкой была, повидимому, прервана в очень давние времена. И, наконец, уже с гораздо меньшей уверенностью можно говорить о сходстве диалектов туземцев Австралии и Огненной Земли, на котором упорно настаивает Мендец-Корреа.

Хотя все эти обстоятельства говорят в пользу того, что Антарктический материк имел когда-то гораздо бо́льшие размеры,

[1] Максимальная глубина составляет 5 870 *м*. — *Прим. ред.*

Валло в своей книге «Общая география морей» приходит к выводу об исконности Южного океана. Автору же кажется, что по крайней мере до третичного периода Южный океан состоял всего лишь из двух морей: Южного Тихого, с первичной формой моря Росса, и «Игольного моря» на юге Африки [1].

Чередования поднятий и опусканий дна, и особенно больших хребтов, так же, как и в Средиземном море, несколько раз меняли облик бассейна, который некогда омывал Антарктиду. Да и сейчас, по мере того как кривизна щита увеличивается, а следовательно, увеличивается и его высота, дно этих бассейнов, повидимому, опускается.

Вегенер рисует историю Южного океана совсем иначе. Он здесь допускает разломы, вслед за которыми последовал дрейф Гондваны. По его мнению, горные цепи Южных Сандвичевых, а также и тропических Антильских островов образовались в результате растяжения. Объяснение это остроумно, но оно наталкивается на два затруднения: если допустить правильность предложений Вегенера, то отделение Австралии должно было произойти в миоцене или, может быть, в эоцене. А между тем в это время существовали очень тесные связи между Новой Гвинеей, Новой Каледонией и соседними архипелагами, с одной стороны, и азиатской Индонезией — с другой. Да и другие связи должны были восстановиться во всей южной области в сравнительно недавнюю эпоху, например в верхнем плиоцене, для того чтобы одна и та же флора явнобрачных могла существовать в наше время на островах Огненной Земли и на островах Индийского океана.

Далее, в теории Вегенера не учитывается чрезвычайно простой рельеф Южного океана, который мог быть обусловлен только складчатостью меридионального направления. Но складки не могли бы образоваться при разрывах на вязком и гладком субстрате симы.

Южный океан представляет ту же картину больших складок, возможно, альпийского типа, что и Атлантический, но повернутую на 90° — картину геосинклинали, как ее дают классические труды [2]. Но и эта геосинклиналь не имеет сейчас признаков сужения. Антиклинальные складки (если бы сжатие продолжалось), которые должны были обозначаться все резче и выходить на поверхность, находятся, повидимому, в стадии опускания, так же как атлантические хребты и так же как крупные формы рельефа Тихого и Индийского океанов.

---

[1] Автор, вероятно, имеет в виду существование здесь котловины Игольного мыса с глубинами до 5 700 *м.* — *Прим. ред.*

[2] Автор, повидимому, имеет в виду концепцию Ога, о которой он много говорил в главе, посвященной Атлантическому океану. — *Прим. ред.*

Перед нами встает та же дилемма; дно океана в какой-то момент было смято в складки и возможно, что складкообразование продолжается и сейчас, доказательством чему служит активная вулканическая деятельность. Между тем хребты, рассматриваемые как антиклинали, продолжают непрерывно опускаться. Означает ли это, что цоколь, ранее устойчивый, постепенно становится тоньше и теряет свою твердость? Может ли быть, что древние гнейсы сиалевой коры, ранее непрерывной, переплавились и смешались с более тяжелой симой?

В таком случае можно было бы прийти к выводу, что материки в далеком прошлом были очень низки и почти всегда покрыты пленкой морской воды. На протяжении геологической истории они деформировались в своды, быть может, под напором магмы, но напором вертикальным, а не тангенциальным, как принято думать (стадия сжатия).

В то время как материки образуют своды, океаны уже углубляются. Если это так, то возникавшие в них складки могли быть обусловлены напором континентального свода на поддерживающую его океаническую синклиналь, постоянно утончавшуюся и терявшую свою твердость в результате плавления, которому она подвергалась, проникая в слои со все более и более высокими температурами.

И, наконец, должна была наступить такая стадия расширения, когда изгиб материковых сводов начинал уменьшаться, а океаны, под тем же воздействием, становились шире [1].

Остается еще одна довольно важная особенность рельефа: выгиб в восточном направлении дуги Южных Сандвичевых островов с ее передовым глубоким жолобом. Вегенер считал, что наиболее выпуклая часть дуги соответствует месту «прикрепления»; Южная же Америка и Земля Греэма вместе переместились на запад. Подобное же действие оказал бы гвоздь, вбитый посреди дуги.

Между тем положение передового прогиба указывает, наоборот, на напор к востоку, так же как и в дугах Индийского океана. Остроумная теория Дэли, приведенная выше, теория о давлении материков на океаны, не может объяснить этой дуги, ибо в том месте, где начинается островная группа, нет уже никаких материков. Наоборот, эта группа соответствует большой синклинальной (вогнутой) складке, одной из котловин, окружающих Антарктику со всех сторон.

Следует ли усматривать здесь, как и в Тихом океане, причину увеличения океана в процессе расширения океанических

[1] Повидимому, автор имеет здесь в виду процесс погружения окраин материков после прекращения вертикального напора. — *Прим. ред.*

котловин, как на это указывает возникновение нового гребня, образовавшегося восточнее желоба, или же это — действие вращения Земли, поскольку у всех островных дуг передовые прогибы обращены на восток? Вопрос этот, аналогичный вопросу о происхождении гипотетических сил, обусловливающих дрейф в теории Вегенера, остается пока неразрешенным.

II. Средиземное море

Рассмотрим теперь наше старое Средиземное море, столь тесно связанное не только с историей вообще, но и с историей Франции. Это море было известно людям с самых древних времен, раньше всех других морей. Оно видело зарождение геологии во времена Геродота и Страбона, Стенона и Леонардо да Винчи, оно видело возникновение океанографии при Марсильи и Эме. Но в наши дни оно заброшено и внимание исследователей перенесено на Атлантический океан. Как это ни странно, тем немногим, что мы знаем о жизни Средиземного моря, мы обязаны датской экспедиции Михаила Сарса.

В Средиземном море недавно было произведено несколько промеров глубин; в частности Марти испытывал здесь свой аппарат и свой метод работы, но мы не располагаем для изучения этого моря таким количеством эхограмм, какое собрал «Метеор». Что же касается деталей рельефа, то они почти совершенно неизвестны. А между тем подобные исследования могли бы представить большой интерес, что автор попытается показать на последующих страницах в свете того, что нам известно о геологии берегов этого моря.

История Средиземного моря. Трудно сказать, к какому моменту истории Земли следует приурочить начало истории Средиземного моря. В палеозое, кембрии, силуре, девоне и даже нижнем карбоне единственными землями, поднимавшимися над морем, были большие щиты; море было повсюду, и разные «моря», различаемые геологами, характеризуются только составом и обилием определенных осадков или фаун. Только с верхнего карбона начинает обрисовываться Средиземное море, сообщающееся с Уральским прогибом. Это море, имеющее преимущественно известковые осадки, и которое можно проследить до Индонезии и Японии, названо «фузулиновым» по тем фораминиферам, которые были в нем наиболее обильно представлены. Но где проходила его западная граница? Море, повидимому, широко сообщалось с Тихим океаном. Его главная ось соответствовала примерно современной оси Средиземного моря, но в те времена она представляла собой земной экватор.

Итак, Средиземное море появляется как следствие сужения великого изначального океана[1]. Это сужение сопровождается образованием на обоих его берегах горных цепей — герцинских цепей, которые в то время, весьма вероятно, были параллельны друг другу. Одновременно в нем образуются узкие и глубокие желобы (те, в которых отложились фузулиновые осадки) и возникают острова. На материке между антиклиналями появляются лагуны или озера, в которых откладываются угленосные свиты. Сужение достигает максимума в пермское время, кульминационной эпохи для всех горных сооружений, даже для американских, — эпохи по существу континентальной. Если средиземноморский разлом и опоясывает еще весь земной шар (или, по крайней мере, проходит от Антильских островов до Японии), то ширина его едва ли больше, чем в настоящее время между Европой и Африкой.

Эта первая, палеозойская, фаза отделена от следующей, мезозойской, мощной трансгрессией. Море, начиная главным образом с середины периода, открывающего эту фазу (с триаса), распространяется очень широко. Более глубокие зоны Средиземного моря, если они еще различимы, сообщаются с эпиконтинентальными морями, широко раскинувшимися по Европе. Но большие материковые щиты образуются в областях, ранее покрытых пластическими осадками, которые сильно гранитизировались: это Центральный Французский массив, весьма вероятно «Центральные массивы» Альп, остатки которых сохранились ввиде холмов Венгрии, Кроатии и Трансильвании; соответствующие им образования имеются и в Азии.

Цепи хребтов и понижений возникают в следующем, юрском периоде. Для альпийской области они подробно описаны Огом. В течение этого периода в области Юрских гор и Западных Альп простирались складки, аналогичные складкам современного Индийского океана. К этой же эпохе относятся первые вытянутые цепи Африки — Атласские горы, и это же время ознаменовано первым поднятием Анд. Одновременно по оси Средиземного моря выходят на поверхность огромные массы тяжелых изверженных пород (зеленокаменные породы); они окаймлены отложениями пелагического происхождения, но, повидимому, отложившимися на малых глубинах, — радиоляритами или известковыми глинами, аналогичными, впрочем, нашим океаническим радиоляриевым и глобигериновым илам. Весьма вероятно, что горообразовательная деятельность достигает максимума во время нижнего мела: происходят поднятия складок и массивов и углубление предгорных впадин. Впервые выявляются черты

[1] Перемещения материков к экватору неоднократно имели место в течение разных геологических эпох.

Пиренеев, Динарид, Атласа, и в эту же эпоху имеет место значительное увеличение суши.

Другая мощная трансгрессия приурочена к сеноманскому времени. На севере и в Африке море покрывает огромные пространства. Терригенные осадки крайне редки, так же, впрочем, как и глубоководные. Ни вулканизм, ни складчатость не проявляются до конца мелового периода, после чего, повидимому, начинается новое активное складкообразование.

В верхнем мелу море, вероятно, несколько сужается; вздымаются горы Атласа и Пиренеи, большая часть Динарских гор, Кавказский хребет, Киммерийская горная цепь [1]; к этому же периоду относится складчатость Скалистых гор и Анд. Одновременно происходят «океанографические» явления первостепенной важности, а именно «раскрытие» Атлантического океана по крайней мере до Северного моря, соединение обоих Американских материков и разобщение Средиземного моря с Тихим океаном. Весьма вероятно, что образование новых океанов лишило Средиземное море части его воды и обусловило сильную регрессию, которой отмечается конец этого периода и начало следующего. Каспийское море в это время изолируется.

Средиземное море продолжает оставаться еще очень широким в следующий период (палеоген, эоцен и олигоцен). На севере оно охватывает еще всю совокупность англо-франко-бельгийского бассейна, современную альпийскую цепь, Венгрию и Балканы, Малую Азию, края гималайского и малайского поднятий, до Новой Каледонии и Японию. На юге оно покрывает часть Северной Африки, сначала ввиде открытого моря, потом ввиде лагун, отделенных от него береговыми пересыпями. Оно очень широко открыто в направлении Атлантического океана, сообщающегося с Тихим океаном через широкий Панамский пролив. Возникают также и горные сооружения: Арморикан-ский массив, Богемский, Вогезы — Шварцвальд, Испания и другие. Складчатые сооружения образуются главным образом к концу периода, последняя стадия которого (аквитанская) ознаменована максимальным сужением Средиземного моря и поднятием материков.

В миоцене Средиземное море ограничено Аквитанским заливом, бассейном Роны, швейцарскими и баварскими заливами, а также внутренней частью Альп (см. рис. 29). Большая часть Динарских гор выступает над поверхностью моря. Адриатическое море имеет вид канала, параллельного другим каналам между островными группами. Здесь также максимальное сужение моря и максимальное поднятие гор приурочены к концу периода. Берега понтского Средиземного моря нам уже не известны.

[1] В настоящее время представленная в Крыму и Добрудже.

Очень может быть, что вследствие этого чередования сжатий и расширений хребты и складки, образовывавшиеся в каждом из периодов, не всегда располагались строго параллельно. Общий их узор, несомненно, усложнялся еще и тем, что в известные эпохи имели место большие оседания в цепях, аналогичные впадинам, существующим и поныне в самом ложе Средиземного моря: альпийское ответвление, складчатость которого идет с севера на юг, и сжатое между Апеннинами и Провансальскими цепями на всем своем протяжении до Средиземного моря, очевидно было обусловлено подобного рода оседанием.

Современные черты Средиземного моря, вероятно, восходят к нижнему плиоцену — периоду трансгрессии. Материковый рельеф сглаживается; море вторгается в большие долины Нила, Роны и даже в континентальные депрессии, отлагая в них синие илы, подобные тем, что и сейчас отлагаются в мелководных морях. Трансгрессия вследствие местного опускания? Нет, ибо на материке одновременно образуются большие озера: Бресс и Русильон во Франции, а на Балканском полуострове, на месте Эгейского архипелага и в Малой Азии — большие левантийские озера! Скорее речь может идти об общем опускании материков. Образуются новые связи: прежде всего сообщение с Атлантическим океаном, прерванное, вероятно, в верхнем миоцене, снова возобновляется в плиоцене, причем ширина пролива значительно превосходит ширину современного Гибралтара; затем сообщение с Адриатическим морем через Отрантский пролив. Это море в конце миоцена закрылось и опреснилось. Таким образом, плиоцен является эпохой растяжения, расширения.

Поднятие материков возобновляется к концу периода, с тем же чередованием сжатий и растяжений, которые, по мнению автора, порождают серию трансгрессий и регрессий, следы которых дошли до нас в виде поднятых берегов.

Средиземное море и альпийские цепи. «Общая структура моря согласуется, — говорит Валло, — с альпийской складчатостью в широком смысле этого слова»[1]. Эта фраза, быть может, и соответствовала истине в эпоху миоцена, когда берега Средиземного моря принадлежали к тихоокеанскому типу. Сейчас она справедлива только в отношении Адриатического моря.

Пиренейская цепь оканчивается перпендикулярно к побережью Средиземного моря так же, как и Альпы, не прослеживаясь в подводном рельефе. Риффские горы, Телль-Атлас, Бетские Кордильеры, правда, параллельны берегу, но расположение их элементов совершенно противоположно тому, что мы видим в Тихом океане: предгорная впадина у них материковая,

[1] К. Валло, Общая география морей. Перевод с французского. Учпедгиз, 1948, стр. 363. — *Прим. ред.*

а тыловая зона хребтов представляет собой глубокую морскую депрессию.

Бетские Кордильеры хотя и доходят до Балеарских островов, но сразу круто обрываются, и на дне моря нельзя обнаружить никакой связи этой горной цепи с Альпами или Апеннинами. Тунисский Атлас, повидимому, соединяется с Сицилией, но сейчас между ними лежит зона опускания; небольшие цепи южной Италии (Апулия и Гаргано) соединяли ее с Ионидами через Отрантский пролив. В Архипелаге расположение еще более интересно: здесь Динарские горы намечены как бы островным пунктиром перед переходом их в Таврические горы Азии.

Единственная чисто тихоокеанская складка находится на африканском материке и расположена точно перпендикулярно к альпийскому направлению: это тройная горная цепь Ливана.

Не приходится удивляться тому, что многие авторы отмечали эту «обращенность» средиземноморской структуры. Мишель-Леви пытался объяснить ее своей теорией «средиземноморских овалов оседания» таких зон, где древняя суша, ранее окруженная складками, погрузилась. После того как Арган выдвинул гипотезу о том, что причиной всех альпийских дислокаций является надвиг Африки на Евразию, теория Мишель-Леви была совершенно несправедливо дискредитирована.

А между тем Малая Азия и вся Центральная и Восточная Европа до Альп являют именно такую картину. Здесь не трудно обнаружить с одной стороны целый ряд цепей: Кавказскую, Киммерийскую, Понтическую и Балканскую, Карпаты, Баварские и Австрийские Альпы с предгорными впадинами, обращенными на север, а с другой стороны Динариды и Тавриды (и продолжение их иранскими цепями), у которых предгорная впадина обращена на юг. Пространство между двумя противоположными цепями заполняются то сплющенными массивами (внутренние массивы Кобера), то опустившимися равнинами с древним основанием, как равнины Анатолийская, или Венгерская; последние к тому же характеризуются значительным вулканизмом.

Если складки и хребты, преобразованные или непреобразованные в надвинутые структуры, покровы или пачки пластов были вначале параллельны берегу, то сейчас от этого расположения ничего не осталось. Многие из них обрезаются берегом, особенно в западной части Средиземного моря. При попытках реконструировать их продолжение исходили, преимущественно, из тектонических признаков, то есть руководствовались главным образом направлением складок, а также фациями и возрастом складчатости. К числу подобных попыток принадлежат наиболее близкие к нам по времени работы Штауба (рис. 101). Балканская дуга, по его мнению, находит продолжение в Карпат-

ской дуге, а Карпатская — на Корсике. Динарские горы примыкают к Альпам, к которым дальше на юг примыкают также Пиренеи, а Бетские Кордильеры замыкаются цепями Риффских гор. Но эта схема скорее орографическая, чем тектоническая. Балканские геологи показали, что сербские Карпаты не продолжаются в Балканах, но суживаются и сходят на нет, параллельно долине Моравы, то есть в направлении с севера на

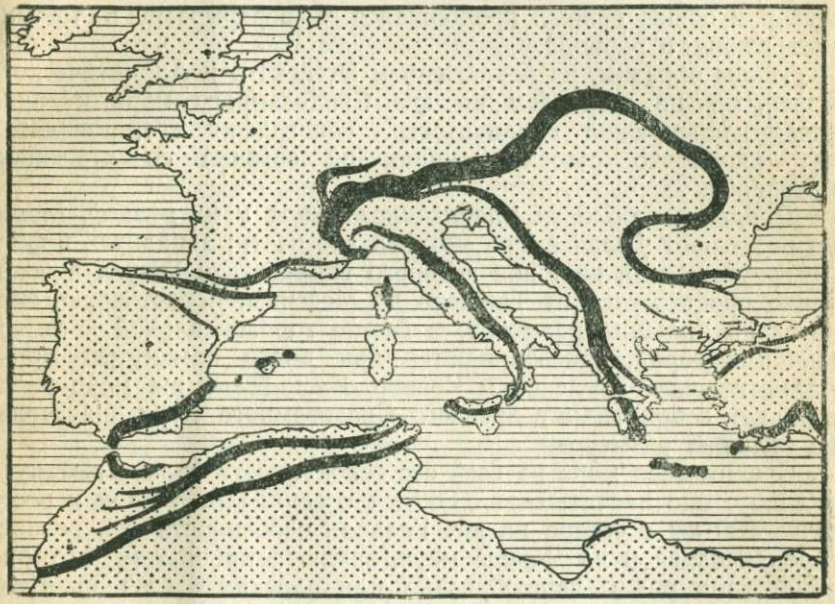


Рис. 101. Осевые направления Альпийских цепей в Европе (по Штаубу).

юг. Что же касается Карпатской дуги, то она образована двумя цепями весьма различного строения. Окончание этих гор на западе в долине Дуная не соответствует точно началу Альпийской дуги, которая, в свою очередь, орографически неотделима от ряда складок пиренейского, то есть широтного простирания. С точки зрения орографической, естественное продолжение Альп, несмотря на разницу в направлении складок, несмотря на различия в возрасте главных структурных несогласий, следует искать в Пиренеях. Прекрасной иллюстрацией этого может служить непрерывность склона Севеннских гор от Лиона до Монтань-Нуар. Сдвиг этих двух цепей обусловлен, вероятнее всего, очень большим разломом, проходящим по долинам Соны и

Роны и, несомненно, продолжающимся под водой до Пиренейской цепи. Повидимому, другая линия того же характера определяет контуры большой впадины Лионского залива. Подобные особенности рельефа можно, пожалуй, проследить до Венеции и дальше до Кракова, где разъединяются Альпы и Карпаты.

Что касается разницы в возрасте этих складчатых сооружений, то с точки зрения дислокации, определившей горный рельеф, она значения не имеет. Рельеф в целом образовался во время верхнего плиоцена; и этот процесс в части, относящейся к обеим цепям, продолжался с перерывами в течение четвертичного периода.

Таким образом, за исключением Эгейского и Адриатического морей, мы не встречаем на дне Средиземного моря никаких следов альпийской складчатости. Топография его, повидимому, достаточно сложная, никак не связана со строением материков.

Природные области Средиземного моря и их рельеф. Моряки разделяют Средиземное море на две части: западную, в форме треугольника, вершина которого упирается в Геную, а основание простирается от Танжера до Мессины, и восточную, значительно больших размеров, в форме горизонтальной восьмерки, к которой присоединяются три почти замкнутых моря: Адриатическое, Эгейское и Черное. Каспийское же море представляет собой реликт древнего Средиземного моря значительно бо́льших размеров.

Средиземное море во всей его совокупности сильно вытянуто в длину: оно насчитывает 3 800 *км* с запада на восток и всего лишь 900 *км* с севера на юг. Главная особенность его, распространяющаяся и на Черное море, заключается в том, что оно образовано рядом чашеобразных или плоских бассейнов, с отдельными впадинами, но, повидимому, без хребтов, гряд или гребней. Повсюду, за исключением Адриатического, Ионического и Эгейского морей, острова здесь материкового происхождения, очень малочисленны и велики. Балеарские острова, как указывалось выше, представляют собой вершины подводного продолжения Андалузской (Бетской) цепи, резко обрывающейся на северо-востоке от острова Минорки. Ионические острова играют ту же роль в отношении Динарид. Вулканические острова расположены вблизи побережья: это острова Альборан, Липарские, Пантеллерия и другие. Материковая отмель повсюду, кроме Лионского залива, очень узка особенно в районе Ривьеры и у берегов Орана. Районы малых глубин, такие, как тунисское плато, северная Адриатика, Эгейское море, нельзя считать настоящими материковыми отмелями. Но зато материковая отмель Лионского залива очень типична: в ней даже имеются подводные долины. Это доказывает, что материковая отмель может

существовать даже в морях без приливов, а следовательно, и без заметной абразии [1].

Западное Средиземное море разделяется на две части островами Корсикой и Сардинией (соединяемые мелководьями между собой и с побережьем Туниса). Западная часть, или Балеарское море, в свою очередь разделено, правда не полностью, подводной грядой, несущей Балеарские острова. Очень узкий жолоб севернее хребта продолжает собой предгорную впадину Андалузской (Бетской) цепи (депрессию Гвадалкивира); далее расположена крупная линия разлома, которая переходит на морское дно и ограничивает собственно Лионский залив, оканчивавшийся всюду крутым обрывом. На юге находится Оранское море [2], врезанное между Сьеррой-Невадой, Телль-Атласом и Риффскими горами. Это глубоководная зона со впадинами, доходящими до самого Гибралтарского пролива.

Берег Алжира очень крут на всем протяжении до выступа, которым Сардиния соединена с тунисским подводным плато. Цоколь Корсики и Сардинии также отличается очень крутыми склонами. Корсику обычно относят к альпийским образованиям (Арган считает, что она отделилась от них в плиоцене и переместилась в море); что же касается Сардинии, то она, скорее, относится к Африке; здесь наряду с палеозоем, напоминающим палеозой марокканского Анти-Атласа, встречаются известняковые миоценовые отложения и огромные излияния базальта.

Средняя глубина Балеарского моря превышает 2 000 *м*, достигая 2 648 *м* в открытом море у Марселя, 2 878 *м* в одной из впадин и 2 907 *м* у берегов Орана [3].

Сицилия соединена с Африканским материком большим подводным перешейком, глубина которого не превышает 400 *м*. Рельеф здесь очень сложен, подводные вулканы многочисленны. Именно на этом перешейке расположено полностью вулканическое плато Грахама. Одна из его вершин и есть тот остров-призрак Юлия, который появлялся дважды: в 1831 и в 1863 гг.

Таким образом, Балеарское море состоит из двух областей: собственно Балеарского моря, ограниченного на севере разломом, проходящим вдоль края шельфа Лионского залива, и Оранского моря, вдоль которого от Гибралтара до островов Липари, повидимому, тянется линия разлома такого же типа. Система разломов, направленных с севера на юг, — депрессия

---

[1] Это положение автора (то есть отсутствие абразии в морях без приливов) совершенно неправильно. Мы уже указывали на это в ряде примечаний к IV главе. — *Прим. ред.*

[2] Названия «Балеарское море», «Оранское море» в нашей литературе не употребляется. — *Прим. ред.*

[3] На запад от Сардинии, по новейшим данным, глубины достигают 3 332 *м*. — *Прим. ред.*

Ронской долины, прослеживаемая на дне моря до Минорки, крутой разлом или флексура вдоль берега Корсики — повидимому, разрезает оба широтных разлома, упомянутых выше. Но существование разломов не объясняет процесса опускания бассейна; с такой же проблемой мы сталкиваемся и при рассмотрении бассейна Тирренского моря.

Тирренское море. Тирренское море, имеющее форму треугольника, расположено между блоком Корсика — Сардиния, и берегами Италии, Сицилии и Туниса. Северный его конец значительно менее глубок, чем весь остальной бассейн, вмещающийся в треугольнике и имеющий дугообразно изогнутый северный край (максимальная глубина 3 838 *м*) [1]. Материковая отмель хорошо развита у тосканского берега, где на ней расположено несколько островов, в том числе остров Эльба, очевидно осколок альпийской цепи, и остров Пианоза — поднятый участок дна мелководного плиоценового моря.

Весь этот край бассейна очень богат вулканами (вулканы Тосканы, Лацио, области Неаполя, островов Липари). Многие из них находятся еще в сольфаторной стадии и выделяют горячую воду и пары; два вулкана, Везувий и Стромболи, являются действующими.

Вулканический цоколь, несущий Липарские острова, параллелен гипотетическому африканскому разлому.

Северо-восточный край Тирренского моря представляет собой внутреннюю зону Апеннин. Эти горы образованы складчатостью, направленной в сторону Адриатического моря, но сейчас ее можно рассматривать как отдельный свод, древний подводный хребет, увенчанный вулканом Вюльтюр. Большая флексура, а возможно, и разлом, проходит вдоль ее морского края. Что же касается Калабрии, то этот полуостров тектонически никак не связан с Апеннинами; это древний хребет, который поднялся из воды, вероятно, в конце плиоцена или в начале четвертичного периода.

Восточная часть Средиземного моря. Глубокий Мессинский пролив — зона исключительной сейсмической активности — ведет в восточное Средиземное море. Этот пролив, вероятно, обусловлен разломом, отмеченным вулканом Этна. Разлом образует западный берег Сицилии, проходя в открытом море мимо острова Мальты. Та же линия обрезает большое сицило-тунисское подводное плато и определяет существование залива Сидра, недавно занятого водами моря.

Очертания горизонтальной восьмерки, которую имеет восточное Средиземное море, определяются выступами двух хребтов:

---

[1] По новейшим данным, максимальная глубина Тирренского моря составляет 3 730 *м*. — *Прим. ред.*

крайней оконечности тавро-динарской дуги у острова Крита и поднятием Джебел-Эль-Акдара в Киренаике.

Тавро-динарская дуга отмечена глубокими впадинами (4 080 *м* у мыса Матапан, по данным Итальянской Гидрографической службы, и 4 404 *м*, согласно промеру, произведенному исследовательным судном «Пола»). Критская впадина к югу от острова достигает 3 310 *м*; в открытом же море у острова Кипр глубина равняется 2 263 *м*. Это передовые прогибы, аналогичные желобам Зондских островов. Они имеются у всех тавро-динарских складок Эгейского моря, о чем еще будет сказано ниже.

Но две другие впадины плохо согласуются с общими структурными чертами. Одна из них достигает глубины 4 058 *м* в центральной части Ионического моря, а вторая — 3 200 *м* перед заливом Саллум, в центре восточного бассейна.

На востоке море упирается в прямолинейный берег, вытягивающийся от залива Искендерон до дельты Нила и отмеченный очень крутой флексурой, которая прерывает сперва связи между Кипром и Анамуром — областью, принадлежащей еще к Евразии, а затем между ним и чисто Африканскими меридиональными хребтами Ливана и Палестины, которые продолжаются до Синайского полуострова.

Эти горные сооружения проходят почти точно с севера на юг и сопровождаются очень глубокими синклиналями, дно которых значительно ниже уровня моря (Мертвое море и Иордан); последние представляют собой одну из самых непонятных особенностей геологии Средиземного моря. Надо, однако, заметить, что до сих пор не уделялось достаточного внимания тому обстоятельству, что перед Ливаном, на самом берегу, существуют складки гораздо более позднего происхождения, а именно складки Джебель-Терболя и островов Триполи. Таким образом, самое существование ливанских цепей, повидимому, связано с опусканием морского дна у их подножья. Напомним, что и здесь имеется вулканизм очень недавнего происхождения, и очень значительный (вулканы Северной Сирии, Джебель-Алауит и Джебель-Друза).

Южнее Крита, как указывалось, проходит передовой прогиб — граница тавро-динарской (альпийской) складчатости. Она соединяется с Месопотамией и Персидским заливом через депрессию, по которой сейчас протекают Нар и Кебир, между Латакией и Алепом. Таким образом, эта долина отделяет Евразию от Африки.

В восточный бассейн Средиземного моря открываются два самостоятельных моря. Первое из них — Адриатическое — представляет собой древний залив геосинклинали Динарских гор, непрерывно образующий в результате сжатия новые складки и

ложбины, о чем уже говорилось в главе III. Его продолжение, прослеживаемое в ионической зоне, западнее Пинда, очевидно, проходит к Азии через современный Коринфский залив. Большие разломы, вытянутые с севера на юг параллельно побережью Албании, соединили его в конце плиоцена с Ионическим морем, тогда еще совсем юным. Следы одного из таких разломов можно проследить в рельефе на западе от Кефалонии и Занте, а также, возможно, на отрезке долины Дуная, идущем в необычном направлении с севера на юг.

Побережье Адриатического моря с его островными гирляндами было описано в главе III. Эти гирлянды образуют две группы: выпуклые складки Кварнеро, сливающиеся в массиве Истрии, и вогнутый веер Рагузы (см. рис. 41), развертывающийся на широте большой поперечной впадины, направленной с ЗЮЗ на ВСВ, которую обычно забывают обозначить на батиметрических картах и которая проходит на север от острова Лисса. Другая, почти меридиональная ложбина, достигающая глубины в 1 240 *м*, имеет более обычную форму: она располагается параллельно берегу Далмации и, повидимому, примыкает к побережью Албании.

Северная половина Адриатического моря глубиной менее 200 *м* поднимается отлогим склоном и выходит на поверхность в низовьях долины По, между Альпами и Апеннинами. Русло этой реки очень отчетливо обрисовано и в своей подводной части. Вся эта область находится в процессе непрерывного опускания.

Мелководное Эгейское море разделяет горы Тавра и Динарские — фрагменты одной цепи. Цепи островов обрисовывают здесь подводные хребты, а глубокие продольные впадины — ложбины. (Одна из них, расположенная севернее острова Крита, имеет глубину 2 194 *м*.) Другие впадины, как, например, впадина Салоник, ориентированная с ЮЗ на СВ параллельно жолобу Дарданелл, образовались совсем недавно. Это древние долины, погрузившиеся в четвертичном периоде; Босфор представляет собой разрыв столь же недавнего происхождения, образованный растяжением [1].

С конца миоцена цепь Динарских гор отрезала от Средиземья большое море, простиравшееся от Вены до Каспия и непрерывно уменьшавшееся и опреснявшееся. В среднем плиоцене площадь Эгейского моря была частью материка, на которой располагались большие Левантийские озера.

---

[1] Еще по исследованиям Макарова и Андрусова известно, что Босфор имеет все характерные черты погруженной долины, по которой осуществлялся сток вод из Черного моря. Возможно, что за четвертичное время он несколько раз испытывал вертикальные колебания. — *Прим. ред.*

Древние морские четвертичные отложения (тирренские), столь распространенные вдоль всего Средиземного моря, исчезают к западу от Моравии в Европе и у Кессабы в Малой Азии. Древний средиземноморский плиоцен проник до Родоса. Плиоцен Черного моря (замкнутое море), носящий совершенно иной характер, доходит на юге до Салоник. Вторжение моря в проливы, повидимому, приурочено к самому концу палеолита и продолжается и поныне: море захватывает у Салоник места поселений доисторического человека.

Архипелаг продолжает оставаться областью сейсмической (коринфское землетрясение) и вулканической активности (на острове Санторин, взорванном в доисторическое время; несколько лет тому назад снова было извержение).

Что касается Черного моря, то это лишь остаток большого миоценового Средиземного моря, побережье которого находилось в Баварии. Оно было отрезано в конце миоцена и плиоцена и превратилось сначала в большое озеро, а потом в целый ряд озер. В своем современном виде Черное море образовалось в результате опускания, захватившего участки Киммерийской цепи (Добруджа, Крым, Кавказ), которое происходило, вероятно, в плиоцене. Оно отличается правильной чашеобразной формой с большой материковой отмелью у берегов Бессарабии, Румынии и Болгарии и обрывистыми берегами вдоль понтийских горных цепей и Кавказа [1].

Итак, Средиземное море, бывшее сначала большой геосинклиналью, окаймленной островными дугами, нагромоздившимися друг на друга и образовавшими альпийские горные сооружения, своим современным рельефом обязано провалам, не пощадившим общего тектонического рисунка. За исключением Адриатического моря и, пожалуй, области, примыкающей к Сирии, в нем нигде не образовалось ни подводных хребтов, ни ложбин; только местами над водой поднимаются редкие вулканические острова. Это море, состоящее из отдельных бассейнов, слабо сообщающихся между собой, чрезвычайно своеобразно и напоминает только внутренние моря Тихого и Индийского океанов или области Антилл, но без их островных дуг. Оседания, происходившие в Средиземном море, уничтожили все расчлененные ими цепи, и только самые недавние из них, как опускание Эгейского моря, оставили небольшие обломки. Вдоль окраин бассейнов проходят вулканические зоны (правда, менее значительные, чем в Антиллах или Тихом океане); однако они

[1] Автор ни словом не упоминает о трудах советских ученых (главным образом А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова), в которых плиоценовая и четвертичная история Черного моря восстановлена с такой полнотой и детальностью и настолько обоснована фактическим материалом, как это не было сделано ни для одного другого моря в мире. — *Прим. ред.*

совершенно отсутствуют в областях, находящихся в процессе складкообразования, как в Адриатическом море. В Средиземном море более чем где-либо создается впечатление, что опускание обусловлено недостатком субстрата, который, вероятно, был втянут в своды, образовавшиеся под большими цепями.

Дно больших впадин, вероятно, покрыто базальтом, излившимся через большие трещины в самих впадинах или проходящие вдоль них. Эти депрессии так же, как и межгорные альпийские котловины суши, характеризуются избытком массы.

Будучи очень древним морем, быть может, уцелевшей частью первичного океана, современное Средиземное море по облику моложе Тихого и особенно Атлантического океанов. Большие альпийские цепи вышли из его недр, но современное море им совершенно чуждо.

III. Северный Ледовитый океан

На картах Северный Ледовитый океан имеет почти круглую, чашеобразную форму (вклейка II), батиметрически же он состоит из двух различных частей — океанического бассейна в форме треугольника, основание которого проходит от Шпицбергена до полуострова Таймыр (самая северная точка материка Азии), а вершина упирается в Аляску (или море Бофорта), очень глубоководного (средняя глубина его превышает 3 000 *м*) [1] и очень широкой материковой отмели, окаймляющей евразийское побережье от Шпицбергена до Берингова пролива.

Промерные точки океанического бассейна до сих пор еще очень немногочисленны. До плаванья «Фрама» их не было совсем и считалось, что Северный Ледовитый океан очень мелководен. Хотя толщина льда, покрывающего весь бассейн, не превышает 15 *м*, [2] вырубание прорубей для каждого измерения требовало большой затраты труда. Появление эхолота сильно облегчило работу океанографов. Наибольшие глубины, измеренные до сих пор, достигают: 5 440 *м* против острова Врангеля, 3 400 *м* против Новой Сибири, 3 350 *м* против острова Северной Земли, 3 280 *м* у Норвежского моря и 3 750 *м* на севере Гренландии. Лот, опущенный у самого полюса, не достал дна на глубине 2 743 *м* [3].

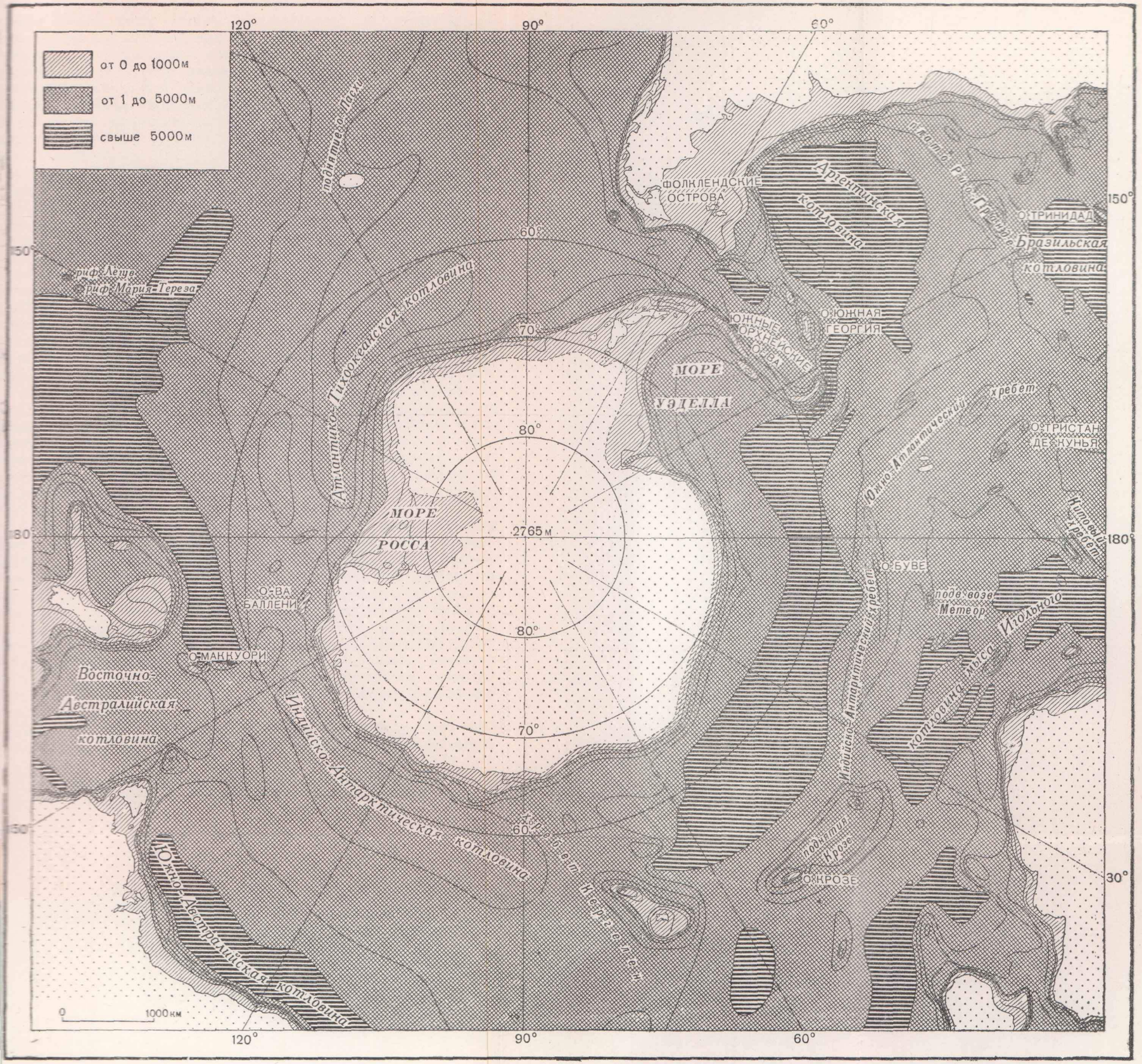
Американское побережье начинается северным берегом Гренландского щита, соединенного со Шпицбергеном подводным

---

[1] Цифра эта явно преуменьшена, так как работы советских исследователей сильно раздвинули область глубин, превышающих 4 000 *м*. — *Прим. ред.*

[2] Явная ошибка — толщина таких льдов не превышает 6—7 *м*. — *Прим. ред.*

[3] Отважная четверка папанинцев в 1937 г. измеряла вблизи полюса глубину 4 290 *м*. — *Прим. ред.*



Южный океан (Антарктика).

порогом. Этот порог, представляющий собой, по мнению Коха, продолжение каледонских цепей, замыкает Норвежское море, хотя и не столь полно, как порог Уайвилла-Томсона, отделяющий это море от Атлантического океана.

Норвежское море, вытянутое в том же направлении, что и глубоководный бассейн Ледовитого океана, уже описано выше, в разделе об Атлантическом океане, с которым оно морфологически связано. С океанографической же точки зрения его следовало бы скорее отнести к Ледовитому океану.

За Гренландией следует берег американского арктического архипелага, изрезанный многочисленными бухтами и проливами, среди которых раньше пытались найти «северо-западный проход». В противоположность Гренландии, которая, несмотря на тяжесть мощного ледникового покрова, повидимому, находится в стадии поднятия, эта зона (так же как и норвежский архипелаг и чилийский берег Араукании), по нашему мнению, находится в процессе опускания и характеризуется более широкой материковой отмелью (преимущественно от 200 до 500 *м*). Берег Аляски, наоборот, массивен и по своей структуре напоминает берег Гренландии. Большое сибирское плато сходного с ней здесь строения почти соединяется с Аляской на небольшом протяжении у Берингова пролива.

Глубины обширного евразийского шельфа весьма различны, но в общем он наклонен к западу, в направлении Баренцова моря. Никакого батиметрического определения ему дать нельзя. Перегиб склона материковой платформы на западе, в Баренцовом море, начинается с 400 *м*, у берегов Сибири со 100 *м*, но повсюду он одинаково отчетливо выражен. Архипелаги, ограничивающие отдельные моря, на которые географы подразделяют эту чрезвычайно однообразную платформу, представляют собой продолжение материковых цепей, обрывающихся перпендикулярно к берегу: Шпицберген (каледонская складчатость) и Земля Франца-Иосифа продолжают норвежские хребты (?), Новая Земля продолжает Урал, Северная Земля продолжает полуостров Таймыр, Ново-Сибирские острова (Ляхова, Анжу и Де Лонга) продолжают Верхоянскую дугу (альпийскую), а остров Врангеля — дугу Станового хребта [1].

Русские авторы показали, что эти цепи, независимо от возраста их складчатости, подверглись недавно некоторому поднятию относительно сибирской низменности.

Указанные острова ограничивают моря, которым географы давали различные названия. Это, во-первых, Баренцово море (и его дополнение, или залив, — Белое море); оно сообщается с Норвежским морем между Нордкапом и Медвежьим островом.

[1] Последнее сопоставление автора совершенно произвольно. — *Прим. ред.*

Материковая отмель опускается здесь до 400 *м*, а большой подводный фиорд, расположенный в самой середине этого прохода, достигает глубины 605 *м*. Посреди пролива, отделяющего Шпицберген от Земли Франца-Иосифа, расположена депрессия, повидимому, аналогичного происхождения. Вероятно, мы имеем здесь дело с обширной континентальной равниной, опустившейся одновременно по направлению к северу и к западу. Карское море между Новой Землей, полуостровом Ямал и Северной Землей, представляет собой такую же депрессию, но менее опущенную; большой фиорд проходит вдоль Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Две впадины глубиной одна 414, другая — 440 *м* (у Югорского шара), повидимому, принадлежат к той же депрессии [1]. Море Лаптевых между Северной Землей и полуостровом Таймыр и Ново-Сибирскими островами. Восточно-Сибирское море до острова Врангеля лежат на неглубоком плато с резким перегибом. Русские геологи обнаружили здесь под морем материковые отложения, содержащие ископаемый пресноводный лед. Чукотское море, преддверие Берингова моря, расположенное на восток от острова Врангеля, также мелководно, но топография его гораздо более разнообразна.

Перечисленные выше острова отличаются любопытной особенностью: чрезвычайно многочисленными террасами, расположенными ярусами, причем последние из них, покрытые плавником, как на Шпицбергене, образовались, повидимому, совсем недавно. Не есть ли это упругая реакция на уменьшение нагрузки при таянии ледников? Но чем в таком случае объяснить прерывность этих поднятий? То, что Сибирь с полюсом холода не претерпела никакого оледенения, объясняют иногда недавним смещением полюса. Но не правильнее ли предположить, что она непрерывно опускалась, увлекаемая движением все углубляющейся арктической депрессии?

Остается упомянуть о последней форме подводного рельефа — большом подводном пороге, соединяющем Шпицберген с Мурманским побережьем и играющим в отношении полярных вод ту же роль, какую порог Уайвилла-Томсона играет для холодных вод Норвежского моря (Валло) [2].

Таким образом, Северный Ледовитый океан представляет собой депрессию, повидимому, совершенно недавнего происхождения. Склоны его гораздо круче на гренландском или американском

---

[1] По новейшим данным, в Карском море нет сплошной депрессии, протягивающейся вдоль всей Новой Земли до Югорского шара, а есть ряд котловин с максимальной глубиной 540 *м*. — *Прим. ред.*

[2] Автор, очевидно, имеет в виду Шпицбергенскую банку, включающую в себя остров Медвежий, но она отделена от Мурмана глубоким проливом. — *Прим. ред.*

побережье, чем на побережье Сибири, а ось проходит примерно по меридиану от моря Бофорта до Норвежского моря. Депрессия, повидимому, продолжает углубляться и поныне и одновременно расширяется благодаря растяжению. Острова же и архипелаги продолжают, тем не менее, подниматься.

Любопытно отметить, что описанная картина напоминает центральную часть Тихого океана. Вегенер объясняет механизм подобного движения отходом материков от полюса к экватору, но сущность этого движения столь же трудно объяснить, как и самый процесс образования океанов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая наше долгое описание, мы остановимся на двух важных вопросах, а именно: на характере очертаний ложа разных океанов и на том, какие из этого можно сделать выводы об эволюции этих океанов в ходе времени, если признать их исконность, или о времени их возникновения, если рассматривать их как новые черты географии нашей планеты. Формы рельефа дна океанов можно разделить на две группы: рельеф материковой окраины и чисто океанический.

Во всех океанах материковая окраина являет нам формы, носящие почти неизменные следы субаэральной эрозии. Если еще не удалось получить вогнутых профилей для погруженного рельефа из-за малочисленности промерных точек, то зато повсюду обнаружены группы подводных долин, затопленные ледниковые фиорды, как в Исландии, Норвегии или на берегах Араукании. Мы имеем доказательства того, что в ходе геологического времени сети этих долин сохранялись, когда море захватывало материки. Лаффит описывает подобные долины, законсервированные неритическими осадками под поверхностью трансгрессии миоценового моря в Оресе (Сев. Африка. — *Ред.*).

В областях с побережьем тихоокеанского типа материковая окраина подверглась дислокациям, и здесь образовались новые формы рельефа: островные антиклинали и синклинальные предгорные впадины — подводные желоба. Глубже всего черты материкового рельефа встречаются во внутренней зоне островных дуг — на 1 000 *м* у острова Богослова. Но на берегах Атлантического океана побережье также претерпело очень сильные дислокации. Материковые окраины атлантического типа и окраины дна замкнутых морей тихоокеанского типа можно уподобить тем зонам, где области оседания захватили складчатые материковые сооружения, независимо от их простирания, как, например, в Эгейском море. Когда материки (берега Араукании, арктический архипелаг Америки) опускаются, то и берега их начинают расчленяться. Однако молодого подводного вулканизма

на материковой окраине, повидимому, не существует, за исключением области островных дуг.

Ввиду малочисленности промерных точек невозможно установить, сохранилась ли субаэральная топография в чисто океанических зонах или нет. Судя по крутизне вторичных гребней Срединно-Атлантического хребта, в том виде, как нам ее показывают в Южном Атлантическом океане промеры «Метеора», наличие подобной топографии представляется вполне вероятным. В пользу этого говорят и терригенные пески, обнаруженные на склонах узких хребтов, на глубине примерно 4 000 *м*, в слишком большом отдалении от берега, чтобы искать их источники на современных материках, и слишком близко к экватору, чтобы их могли принести плавучие льды. Многочисленные ущелья, расчленяющие эти гребни, также указывают на действие субаэральной эрозии.

До сих пор только один Атлантический океан, несомненно обязанный своим существованием дислокациям, происходившим начиная с верхнего мела, раскрыл перед нами большое количество хребтов, гребней и гряд. Одни из них составляют часть срединной цепи и напоминают геологам «Метеора» альпийские хребты или, вернее было бы сказать, пиренейские или динарские, ибо они состоят из кулисно расположенных складок, разделенных ложбинами. Остальные гребни, преимущественно протяжением СЗ-ЮВ, пересекают большие синклинальные котловины, параллельные срединному хребту.

На этих последних гребнях, как общее правило, располагаются подводные вулканы. Повидимому, единственным исключением является высокий конус, несущий Бермудские острова, возвышающийся посреди большой американской депрессии Северного Атлантического океана. Все эти вулканы извергали или очень темные тяжелые базальтовые лавы, или же светлые и легкие трахитовые лавы, но не средние лавы тихоокеанского (андезитового) типа.

Вероятно, следует отказаться от представления о магме с недостатком кремния, как основного элемента атлантических лав; риолиты, породы чрезвычайно богатые кремнием, играют довольно важную роль на Канарских островах. Щелочные же типы, преимущественно натриевые, очень распространены по всему этому океану.

Извержения носят спокойный характер. На острове Вознесения на Канарских островах последние поднятия магмы даже не смогли выйти на поверхность: они кристаллизовались внутри купола, образованного более древними лавами и затем приподнятого ими.

Подобные интрузии геологи обычно принимают за древний цоколь этих островов, тогда как они, в действительности, более

молодого возраста. Предположения Буха, отвергавшиеся в течение целого столетия, оказались правильными.

Антильские вулканы, наоборот, принадлежат к типу, ранее называвшемуся тихоокеанским. Магмы их являются средними, то есть не разделены на тяжелую и легкую фракцию, характерные для атлантических магм, а извержения чаще всего принадлежат к эксплозивному типу.

Конусы подводных вулканов чрезвычайно круты, гораздо круче, чем их материковые аналоги.

Отрицательные формы рельефа расположены параллельно Срединно-Атлантическому хребту, в виде ряда очень крупных котловин, широко сообщающихся между собой в американской части и четко отграниченных в африканской.

Рельеф Южного океана напоминает рельеф Атлантического: за вытянутыми хребтами располагаются депрессии. Но этот рельеф, повидимому, подвергся менее длительной эволюции: хребты здесь шире и ниже и, повидимому, менее расчленены. Надо, однако, заметить, что в этой области имеется очень мало промеров.

В антарктических водах отсутствует система складчатости СВ-ЮЗ простирания, столь характерная для Атлантического океана.

В Индийском океане хорошо выраженные черты рельефа встречаются только в части, расположенной к западу от меридиана, проходящего через мыс Коморин. Здесь можно различить хребты, из которых наиболее отчетливый проходит от острова Родригес до Мальдивских островов. Но эти хребты расчленены глубокими проливами и больше походят на наземный рельеф Восточной Африки, чем на складчатую цепь.

Рельефа подобного типа мы не встречаем ни в восточной части Индийского океана, ни в Тихом, где поднятие острова Пасхи имеет материковые размеры, но не похоже на складчатую систему.

Центральная часть Тихого океана за пределами островных дуг представляет собой большой бассейн, буквально исчерченный грядами СЗ-ЮВ, или широтного простирания, на которых поднимаются многочисленные вулканические конусы. Эта область напоминает скорее шероховатую поверхность остывшей лавы, чем наземный рельеф.

В то время как атлантический и антарктический подводный рельеф точно параллелен берегам материков Африки, Америки и Антарктики, тихоокеанский рельеф не связан ни с каким континентальным направлением.

В Средиземном море и в Северном Ледовитом океане рельеф дна, повидимому, чрезвычайно сглажен. Острова Средиземного моря представляют собой либо вулканы, либо обломки материка (Корсика, Балеарские острова, остров Кипер), что же

касается Ледовитого океана, еще мало изученного, то это, повидимому, правильной формы бассейн с ровным дном, напоминающий, в большем масштабе, замкнутые моря Тихого океана.

Другую чисто океаническую черту представляют депрессии и впадины неправильной формы, встречающиеся на дне больших бассейнов Атлантического, центральной части Тихого и Восточного Индийского океана. Только одна из них, соответствующая сдвигу Срединно-Атлантического хребта, а именно впадина Романш, представляется нам легко объяснимой. Остальные же воспроизводят в огромном масштабе картину воронок при растворении пород или, лучше, просадки шоссейной дороги, когда из-под нее вымывается грунт.

Но все же первое место по глубине занимают не эти депрессии, а желобы, проходящие перед островными дугами (передовые прогибы). Прекрасный, строго закономерный рельеф такого рода встречается только в четырех областях земного шара: у восточного края Индийского океана и вдоль азиатской части Тихого океана, на восток от Австралии, в Антильском море и у оконечности Южной Америки. Во внутренней зоне всех этих дуг почти всегда лежат материковые, ныне погруженные и продолжающие погружаться участки земной коры; во внешней же зоне располагаются большие прогибы (желобы) дна океана. Повидимому, островные дуги — гомологи горным цепям материков. Когда последние поднимались над водами моря, то они состояли из таких же дуг, но более сжатых, надвинутых одна на другую.

Происхождение и тех и других составляет одну из важнейших проблем геологии.

Большинство авторов — Зюсс, Моленграаф, Гоббс — считает образование островных дуг и горных хребтов результатом бокового давления материков на морское дно, или дна на материки, Тейлор и Дэли — результатом сползания материков под влиянием собственной тяжести. И только Вегенер, исходя из гипотезы о дрейфе всех материков (в направлении, обратном вращению Земли), считал, что островные дуги (передовой прогиб которых всегда обращен на восток, за исключением островной группы Индийского океана) представляют собой части материков, «увязшие» в симе и оторвавшиеся при дрейфе материков на запад.

Мы уже видели, что исследования голландских ученых показали, что 1) давление в верхних слоях земной коры происходит от материка (или, что приводит к одинаковому результату, в глубоких слоях коры давление идет со дна моря); 2) что антиклинальные складки дислоцируются и имеют тенденцию опрокидываться в направлении к морю, под влиянием сжатия.

Трудно предположить, чтобы противонапор исходил от Австралийского материка или его цоколя, ибо этим нельзя

объяснить ни азиатские островные дуги Тихого океана, ни островные дуги Австралии.

Мы знаем, кроме того, что 1) спереди дуги располагаются большие прогибы дна океана, прогибы синклинальные, оканчивающиеся у самой дуги передовым жолобом, и 2) что внутренняя зона островных дуг всегда находится в процессе опускания и, кроме того, всегда обладает избытком массы, который не может быть вызван ничем иным, как только подъемом глубинной магмы.

В таком случае можно предположить, что во время оседания цоколь внутренней зоны и островных дуг утоньшился вследствие расплавления. То же происходит при образовании впадин, пересекающих складчатые сооружения, как, например, в Эгейском море, или в материковых областях, находящихся в процессе расчленения (Анды Араукании и Огненной Земли или американский арктический архипелаг).

Под действием нагревания кора становилась тоньше, и, следовательно, ее сминаемость должна была увеличиться.

Таким образом, континентальный напор мог играть лишь второстепенную роль; определяющим, действенным началом было образование океанических депрессий. Но, спрашивается, как возникли эти депрессии?

С теми же трудностями мы сталкиваемся при попытке объяснить происхождение океанической складчатости: хребтов, гребней, желобов и ложбин. Их сходство с рельефом альпийских цепей воскрешает в памяти старую картину, данную Огом: Атлантический океан со срединным поднятием — геосинклиналь, находящаяся в процессе складкообразования. Но в таком случае океан должен был бы суживаться под действием напора, идущего с обоих его берегов, и неизбежным следствием явилось бы поднятие хребта — центральной антиклинальной складки.

Между тем, судя по тому, что мы знаем о хребтах всех океанов, по грубым осадкам, покрывающим их, по тем связям, которые хребты могли прежде образовывать между материками, а также по движениям, создающим атоллы, — судя по всему этому можно прийти к заключению, что хребты и гребни, наоборот, в современную эпоху опускаются и что океаническое пространство увеличивается.

Вегенер разрешает все эти трудности, предполагая образование разлома между Европой и Африкой, с одной стороны, и обеими Америками — с другой, и дрейфа этих двух половин единой массы. По первому варианту теории этого автора, атлантический хребет возник в результате подъема магмы вдоль этого большого разлома. Незадолго до своей кончины Вегенер ознакомился с первыми результатами работ экспедиции

«Метеора» и в последнем издании своей книги допускает, что фрагменты материков могут плавать посреди океанов. Сейчас, после опубликования результатов промеров в Южном Атлантическом океане, можно констатировать, что если и имеются большие аналогии в геологическом строении обоих материков, если наземные связи безусловно и существовали между ними до верхнего мела в Южном полушарии и до четвертичного периода в приарктической зоне Северного полушария, то все же сведения, полученные о топографии дна этого океана, говорят не в пользу теории дрейфа материков. И, наоборот, все находит себе объяснение при наличии складчатости на дне океана, образовавшейся в прошлом, а быть может, даже продолжающей образовываться и сейчас. Но все же, несмотря на большие достижения последних лет и особенно на результаты экспедиции «Метеора», остается проделать еще очень большую работу, прежде чем можно будет, основываясь на топографии и особенно на геологии океанов, построить общую теорию дислокаций земного шара. А пока что можно только констатировать, что невозможно объяснить черты надводного рельефа без учета черт рельефа морского дна.

Какие же положения можно извлечь из фактов, изложенных в этой главе, для того чтобы попытаться понять происхождение океанов?

На заре геологии существовали две школы: одни ученые во главе с Чарльзом Лайеллем утверждали, что океаны меняли свое местоположение, другие, принадлежавшие к школе Дэна, настаивали на их исконности. Последняя теория, по мнению Шухерта, приобретает все больше и больше сторонников. Изменения очертаний материков и морей, которые геологи отражают на своих палеогеографических картах, — трансгрессии и регрессии — есть не что иное, как ритмические колебания дна океанов, нечто вроде дыхания, вызывающего чередование наступлений и отступлений моря в одной лишь материковой окраине.

Эта странная теория основана на том представлении, что морские отложения, которые мы встречаем в виде осадочных пород на поверхности материков, как правило, отлагались на малых глубинах. Исключение составляют только некоторые породы, например радиоляриты, долгое время являвшиеся предметом споров и представляющие собой эквиваленты радиоляриевых илов дна океана [1], а также некоторые известняки или сложные мраморы — эквиваленты глабигеринового ила [2]. И те

[1] Подобно радиоляриевому илу и глубоководной красной глине, карпатские радиоляриты (Польша) содержат марганцевые конкреции.

[2] Эти примеры не убедительны, так как седиментация в древних морях могла происходить совершенно иначе, чем в современных. Советские ученые показали, что условия, а следовательно, и продукты седиментации направленно изменялись за время геологической истории Земли. — *Прим. ред.*



Атлантический и Индийский океаны

от 0 до 200 м

„ 200 „ 1000 м

„ 1000 „ 5000 м

более 5000 м

Тихий океан.

и другие любопытным образом связаны с очень темными и очень тяжелыми эффузивными породами: перидотитами и пироксенитами, чаще всего превращенными в серпентины. Эти зеленокаменные породы и сопутствующие им глубоководные осадки встречаются в Альпах, Апеннинах, Динарских и Крымских горах, Иранской дуге, в Гималаях, а также и в антильской дуге, причем они происходят из первоначально наиболее глубоких частей древнего моря.

Биогеографам, когда они пытаются найти причины древнего или современного распределения наземных флор и фаун, приходится, наоборот, соединять материки. Их не может удовлетворить даже концепция Вегенера. Они склонны признать существование большого антарктического материка и даже воскрешают «тихоокеанский материк» Ога, отвергаемый всеми геологами.

Итак, все приводит нас к заключению, что Северный Ледовитый, Атлантический и, по крайней мере, часть Индийского океана возникли совсем недавно (разумеется, в геологическом значении этого слова) и все время, даже и по сей день, продолжают расширять свои размеры.

Древнее всех, несомненно, Тихий океан, но только в его центральной части, как уже указывалось выше. Зоны островных дуг и даже плато Каролинских островов представляют собой древние континентальные области. То же, вероятно, относится и к поднятию острова Пасхи. Но и центральная часть Тихого океана, повидимому, продолжает сейчас расширяться и углубляться.

Подводная география Средиземного моря, отдаленного потомка чрезвычайно древнего моря Тетис, совершенно не зависит от структуры соседних материков. Арган объясняет происхождение альпийских цепей, окаймляющих это море на севере, приближением к Европе африканского цоколя: фазы напоров и сжатий чередовались с фазами ослаблений, характеризующимися дизъюнктивными процессами, то есть, если правильно понимать мысль автора, раздроблением материковых блоков в результате разломов. Так возникло современное Средиземное море в эпоху нижнего плиоцена.

Но морфология этого моря не позволяет нам принять объяснение Аргана. Здесь, как бы случайно, разбросаны океанические желобы и впадины, всем, кроме размеров, напоминающие тихоокеанские. Обломки материков, как Эгеида, обрушиваются в воду так, как будто из-под них внезапно ушло основание.

Можно предположить, что при образовании континентальных сводов или горных цепей часть вязкой симы втягивается под материк, где преобладают пониженные давления.

Повидимому, имеется только одна теория, могущая объяснить увеличение поверхности или растяжение океанического

дна — это теория расширения Земли, быть может и не постоянного, как полагал Мантовани, но ритмического: за периодами растяжения коры следуют периоды ее сжатия. Первыми можно объяснить утончение сиалической коры, устанавливаемое по скорости распространения сейсмических волн, выход на поверхность тяжелых лав и покрытие ими коры, как это имеет место на дне Тихого океана и окраинных морей, и образование желобов, передовых прогибов, которые, вероятно, обязаны своим происхождением растяжению, а не сжатию. А периодами сжатия можно объяснить возникновение хребтов (складок), правда, позднее исчезающих под водой.

О подобном чередовании движений говорит и Джоли в своей книге «История поверхности Земли». Дублинский геолог пытался найти в цикле распада и превращений радиоактивных металлов причины извечного ритма движений, колеблющих материки и океаны. Но тут мы касаемся глубин еще менее изведанных, чем даже глубины самих океанов.

Глава VI

ВЛИЯНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Подводный рельеф влияет на режим океанических вод, во-первых, высотой своих отдельных элементов, во-вторых, создаваемым этим рельефом уклоном и, в-третьих, препятствиями, которые он оказывает соединениям отдельных океанических бассейнов. К этому надо добавить образование каналов или проливов, с одной стороны, и порогов — с другой.

ВЛИЯНИЕ ГЛУБИНЫ

Высота отдельных участков океанического ложа или, как обычно говорят моряки и океанографы, глубина, обусловливает очень сильные различия химических и физических условий и даже движений водных масс.

Первое вертикальное расслоение, обусловленное глубиной, — образование термических зон — определяется, с одной стороны, возможностями проникновения (или выхода) теплых радиаций света (красные и инфракрасные лучи) и, с другой стороны, переносом тепла в результате теплопроводности и конвекции.

Предел проникновения световых лучей очень невелик. Инфракрасные лучи, вероятно, поглощаются, пройдя всего несколько сантиметров. Что же касается видимых лучей, то проникновение их подвержено очень большим колебаниям; оно может достигать максимума 200 *м* в Средиземном море (в синей и фиолетовой, то есть холодной части спектра). Оно зависит также и от содержания тонких взвесей в воде. Таким образом, освещение и нагревание воды будут колебаться в зависимости от широты, от времени года, а также от ночной радиации, которой благоприятствует безоблачное небо.

Вблизи полюсов или в умеренных зонах в суровые зимы температура поверхностных слоев может падать до нуля и даже несколько ниже. И, наоборот, в экваториальных областях она обычно составляет 25° или более (29° в восточной части Индийского океана). Но в последнем случае температура воды все же гораздо ниже температуры воздуха, и только в заливах, где слой воды очень тонок, она может почти равняться температуре

воздуха. Во всех остальных местах бо́льшая часть тепла, сообщаемого воде радиацией, передается в более глубокие слои теплопроводностью, но главным образом конвекцией. В Атлантическом океане, у экватора, температура на глубине 300 *м* не превышает 10°.

Таким образом, зона, в которую проникает свет и где циркулируют нагретые слои воды, охватывает очень тонкий слой; ниже нее проходит зона, где наблюдается постоянное расслоение вод по температуре: в приведенном выше примере температура на глубине 700 *м* достигает 5°, а на глубине 2 500 *м* — 3°. Как общее правило, океанографы принимают за нижнюю границу верхней зоны изотерму в 8°; на атлантическом побережье Франции она проходит примерно на глубине 1 000 *м*, а у экватора — на глубине 400 *м*.

Ниже простирается океаническая водная масса, расслоенная, но холодная, вязкость которой замедляет течения. Лежандр называет эту зону абиссальной (см. рис. 63). Автор же предпочитает оставить это название для больших впадин глубиной более 4 000 *м*, где колебания температуры зависят только от колебаний давления (адиабатическое увеличение температуры от 2, 4° до 2,5° на 1 000 *м*), как, например, в Гвинейской впадине, а для первой принять термин «океаническая зона» (что соответствует батипелагической зоне биологов).

Зону, лежащую выше изотермы 8°, Лежандр называет мезопелагической; эта зона характеризуется уже не правильным расслоением температуры, но турбулентными движениями воды. Дефант уподобляет ее слою атмосферы, лежащему ниже 9 000 *м*, и являющему те же признаки, но в обратном порядке, и называет ее вместе со следующей зоной «океанической тропосферой»; океанические же и абиссальные зоны он уподобляет стратосфере [1].

Над 200 *м* изобатой проходит эпипелагическая зона, чрезвычайно турбулентная, с температурами, меняющимися в зависимости от местоположения и от времени года. В тех областях и в те времена года, когда воздух теплее моря, температура достигает максимума у поверхности, в противоположном случае — на небольшой глубине.

Распределение солености очень походит на распределение температуры: соленость выше у поверхности в зонах, где преобладает теплый и сухой климат, и повышается по мере увеличения расстояния от берега; она падает до минимума близ берегов в дождливых местностях и на периферии полярных областей. Именно эти колебания солености и температуры, а следователь-

[1] Эпипелагическая зона будет в таком случае соответствовать той атмосферной зоне, которая граничит с Землей и имеет максимум турбулентности.

но, плотности морской воды, обусловливают ту медленную океаническую циркуляцию, которую уточнили исследования экспедиции «Метеора» (рис. 102 и 103). Очень соленые (34,9‰), но теплые (свыше 5°), а следовательно, легкие экваториальные воды, расстилающиеся по обе стороны экватора между 40° ю. ш. и 45° с. ш. занимают эпипелагическую зону и половину мезопелагической. Вследствие малой вязкости воды это также область больших поверхностных течений, отклоняемых ветрами и вращением Земли.

Холодные, но мало соленые субполярные воды проходят под этими водами между 1 000 и 1 500 *м* и поднимаются у экватора; это воды промежуточного течения (соленость 34,5‰, температура от 1 до 3°).

В противоположном направлении на глубине проходят к полюсу экваториальные воды: это глубинное течение (соленость 34,7‰ — 34,9‰, температура от 3 до 5°).

Очень холодные и мало соленые полярные воды (1°, соленость от 34,5 до 34,7‰) опускаются на самую большую глубину и выстилают дно впадин, сообщающихся с полярными океанами. Такие барьеры, как, например, порог Уайвилла-Томсона в Северном Атлантическом океане и Китовый хребет в Южном Атлантическом, преграждают путь этому придонному течению.

Ле Дануа показал, что границы, или, пользуясь выражением динамической метеорологии, фронты этих полярных и экваториальных вод (или атлантических, по Ле Дануа) не постоянны, но ежегодно то наступают (трансгрессия), то оттягиваются (регрессия). В результате этих движений, теплые тропические воды поднимаются до Ла-Манша и Северного моря, а иногда и дальше на север. Благодаря этому берега Норвегии и даже Шпицбергена отличаются климатом весьма умеренным по сравнению с областями, лежащими на той же широте у берегов Америки. Эту мягкость климата приписывали раньше Гольфстриму, который, по утверждению Ле Дануа, не проникает далее банок Ньюфаундленда [1].

Амплитуда наступаний и оттягиваний фронта очень изменчива. Ле Дануа обнаружил в ней вековую периодичность, связанную, по его мнению, с астрономическими явлениями (период мутаций лунной орбиты и цикл солнечных пятен). От этой амплитуды зависят миграции некоторых рыб, поддающиеся, таким образом, прогнозу (миграции сельди, скумбрии и др.).

Глубина регулирует также и волнение водных масс: по данным Эме и по наблюдениям многих подводников, движения воды,

[1] Выводы Ле Дануа оказались впоследствии не обоснованными, и они были подвергнуты критике не только советскими (Н. Книпович), но и французскими авторами (Валло). — *Прим. ред.*

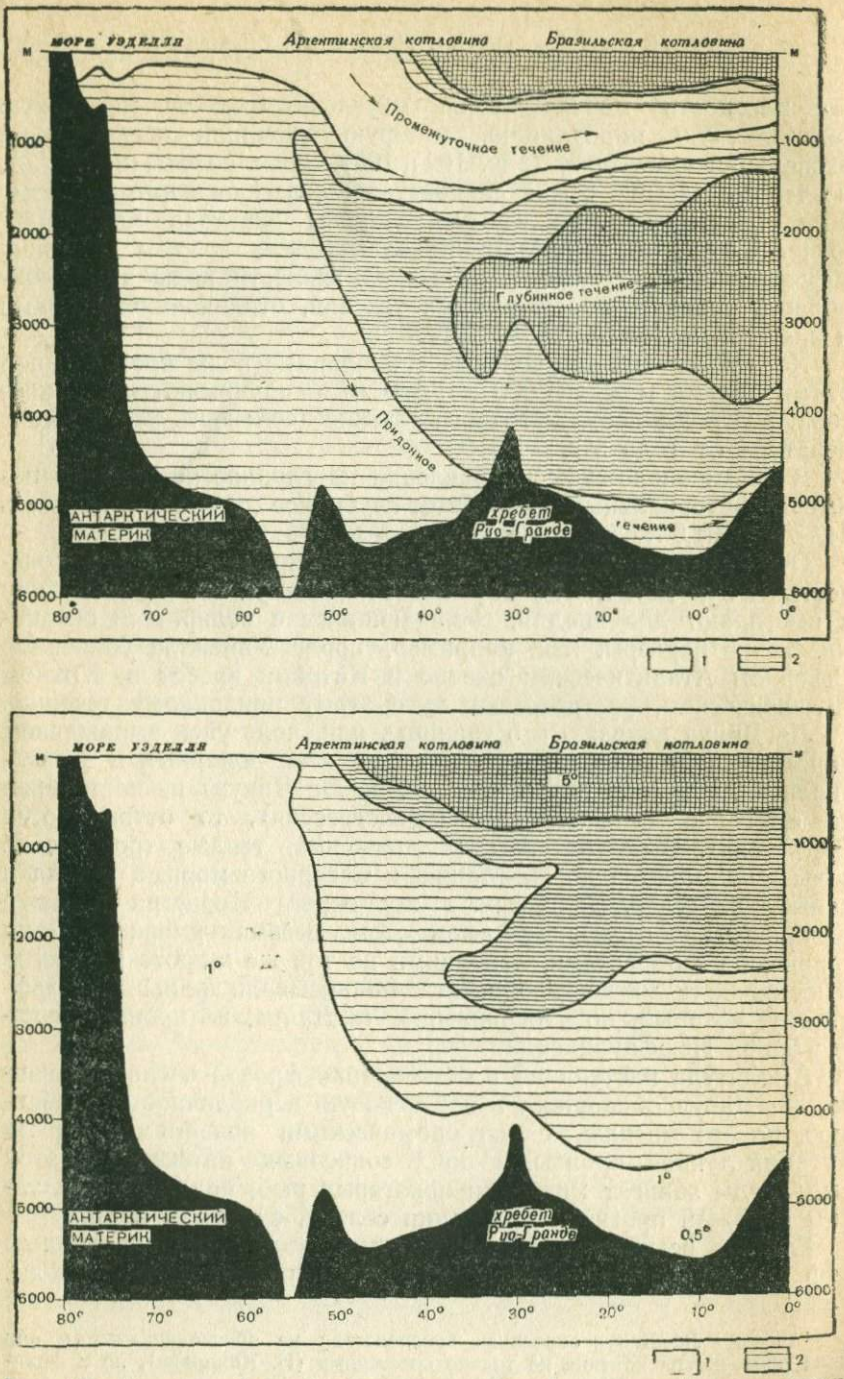
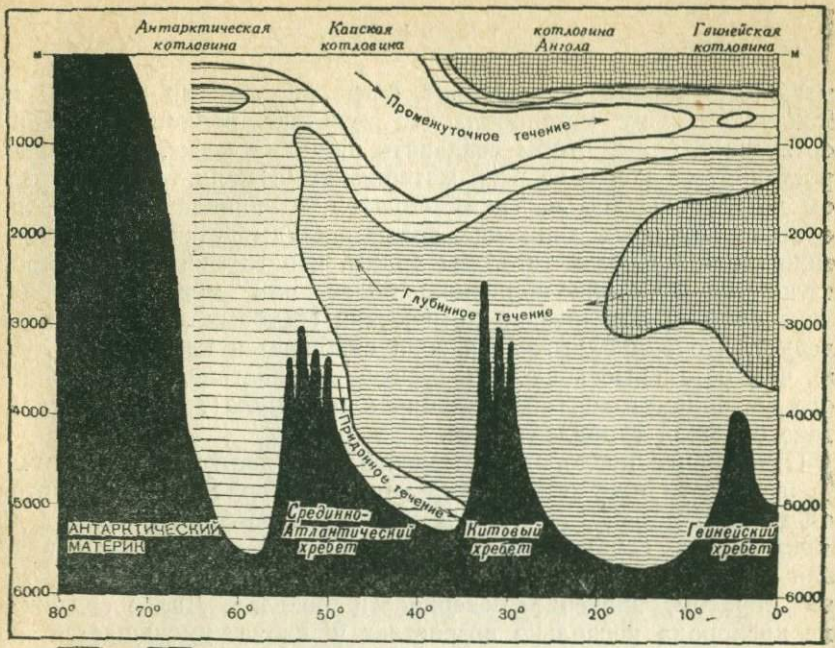


Рис. 102. Продольный профиль западного бассейна в южной части Атлантического океана (по Вюсту).

Сверху—соленость; (*1*—менее 34,5‰; *2*—от 35,5 до 34,7‰); внизу—температура (*1*—менее 1°; 2—от 1 до 3°).



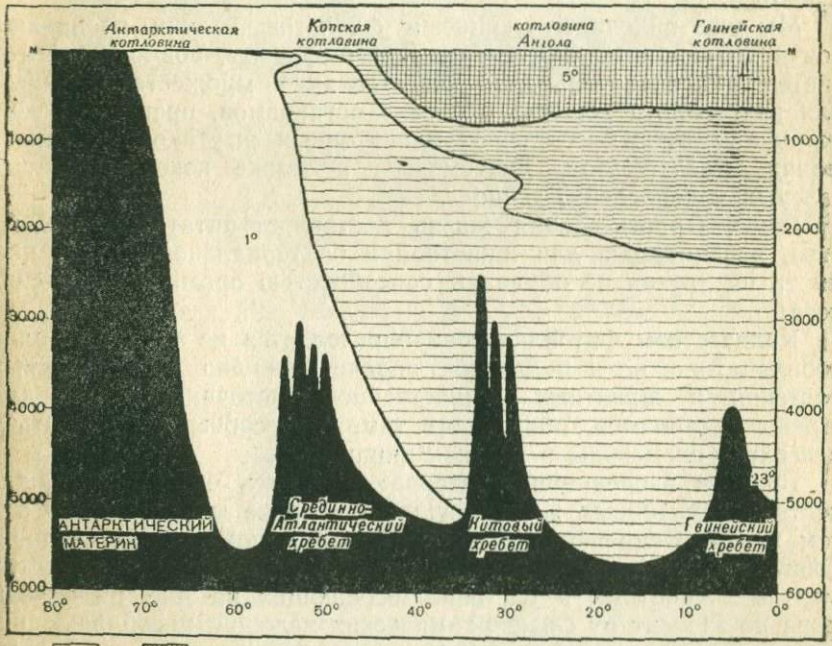


Рис. 103. Продольный профиль восточного бассейна в южной части Атлантического океана (по Вюсту).

Сверху—соленость (*1*—от 34,7 до 34,9‰; *2*—более 34,9‰); внизу—температура (*1*—от 3 до 5°; *2*—более 5°).

вызванные волнами, перестают быть ощутимыми ниже 40 *м*. Между тем, Сиу установил, что действие волновых течений достаточной силы, чтобы создавать ряби на песке, может распространяться почти по всей материковой отмели, то есть в среднем до глубины 200 *м*. Таким образом, в эпипелагической зоне действие волновых движений воды накладывается на действие теплообмена. Кроме того, мы видим, что глубина, до которой ощущается действие волнений, более или менее совпадает с пределом проникновения химических световых лучей. Отсюда следует, что эпипелагическая зона снабжается кислородом лучше, чем остальные зоны, как благодаря действию пигментованного фитопланктона (ассимиляция хлорофилла), так и вследствие большой турбулентности.

Содержание кислорода в морской воде достигает максимума у поверхности или чуть ниже, когда фитопланктон держится под поверхностью, где температура менее высока, и падает до минимума на глубине, часто совпадающей с изотермой в 8° (или с границей промежуточного течения), приобретающей, таким образом, значение поверхности раздела. Далее содержание кислорода несколько возрастает и снова уменьшается по мере приближения ко дну. Полярные воды богаты кислородом и азотом.

Мы уже видели, что синие и фиолетовые лучи проникают почти до глубины 200 *м*, где, таким образом, возможен фотосинтез, а следовательно, и существование множества важных для круговорота веществ в океане организмов, преимущественно одноклеточных — зеленых планктонных жгутиковых, хризомонад, *Pheocystidae*, диатомовых, а также некоторых синезеленых водорослей *Trichodesmium*.

Вся эта растительная жизнь доставляет питательные вещества, необходимые для животной и бактериальной жизни, ибо ни та ни другая не обладают способностью органического синтеза.

Количеством фитопланктона определяется не только обилие зоопланктона, но и медленное падение на дно моря мертвых растений и животных — единственного источника пищи для живых организмов, обитающих там, неспособных подниматься в верхние слои воды в поисках пищи.

Биологи экспедиции «Метеора» пытались определить количество планктонных живых существ в литре морской воды путем центрифугирования проб, взятых при помощи батометров. Оказалось, что это количество, а следовательно, и количество мертвых животных и растений, оседающих на дне, ни в коей мере не зависит от физико-химических условий, преобладающих в этих водах, но определяется исключительно только обилием планктона в эпипелагической зоне (рис. 104).

Отсюда можно сделать два вывода: во-первых, что богатство жизни и веществ, используемых этой жизнью, обратно пропорционально глубине. Поэтому бо́льшая часть глубоководных рыб откладывает икру у поверхности, где личинки находят

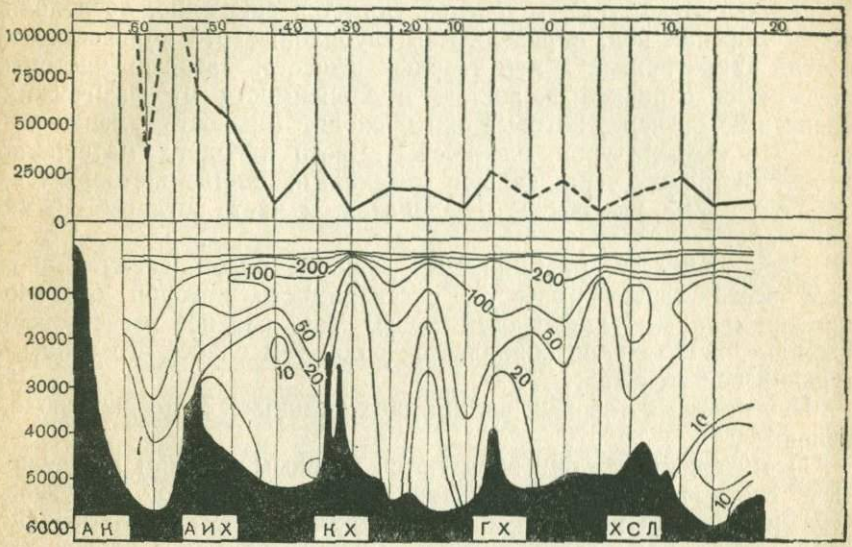


Рис. 104. Распределение планктона в восточной части Атлантического океана.
(по Хентшелю).

Сверху—количество организмов в 1000 *куб. см* на поверхности; снизу—на разных глубинах. *АК*—Антарктический континент; *АИХ*—Атлантико-Индийский хребет; *КХ*—Китовый хребет; *ГХ*—Гвинейский хребет; *ХСЛ*—хребет Сьерра-Леоне.

обильную пищу. Мы увидим далее, что обилие жизни определяется также и близостью берега. Течения, направленные в открытое море, широко разносят минеральные вещества — фосфаты, нитраты, силикаты, карбонаты, — необходимые живым организмам. Значительные концентрации этих веществ встречаются только там, где течения не рассеиваются в слишком большой водной массе, то есть на материковой отмели.

Во-вторых, интенсивность растительной жизни способствует образованию свободного кислорода в количестве, превосходящем обычную концентрацию растворенного кислорода в морской воде при определенных условиях температуры и давления (перенасыщенность). А отсюда следует, что обилие зоопланктона, а также и всех хищников, в свою очередь, зависит от обилия фитопланктона.

Кислород, как и все газы, лучше растворяется при низких температурах, и поэтому полярные течения увлекают его в глубину, вследствие чего между холодной глубинной зоной, богатой кислородом, и поверхностной зоной образуется зона, бедная кислородом.

Донные отложения и грунты. Остается еще одна, последняя черта морских вод, определяемая глубиной, — это количество и состав заключенных в ней твердых веществ. Твердые частицы опускаются с разной скоростью в зависимости от физических свойств воды, через которые они проходят (вязкость, уменьшающаяся с температурой, плотность). Часть твердого материала может быть увлечена дальше течениями, часть растворяется, образуя новые химические соединения, и часть отлагается на дне моря.

Среди веществ, растворяемых морской водой, следует прежде всего назвать известь, растворимость которой обратно пропорциональна щелочности воды. Чем сильнее известковый «дождь», чем меньше обновляется вода, тем слабее его относительная растворимость.

Источниками твердых частиц, содержащихся в морской воде, являются:

1) материки, где они образуются главным образом в результате субаэрального выветривания и переноса его продуктов реками. Материал, переносимый ветром, имеет значение лишь поблизости от больших пустынь (например, в зоне побережья Африки — Канарские острова, острова Зеленого мыса). По сравнению с массой твердых веществ, приносимых реками, количество материала, возникающего в результате абразии берегов, ничтожно; это подтверждают и исследования песков пляжей, где неизменно преобладает кварц. Перенос обломков пород айсбергами и плавающими водорослями может иметь существенное значение в некоторых областях [1].

2) Твердые частицы растительного и животного происхождения: известковые водоросли, кораллы, мшанки, губки, моллюски, фораминиферы и другие организмы, обычно живущие на дне, могут быть увлечены дальше в открытое море. Их раковины или скелеты иногда сохраняются ненарушенными, чаще же бывают измельчены, так что можно, например, говорить о коралловом гравии, песке и иле. Повидимому, преобладающее большинство подобных животных живет близ материков, главным образом на материковой отмели. Как мы уже видели, речные воды приносят сюда минеральные вещества, необходимые для органической жизни (фосфаты, нитраты, известь, кремний), и

[1] Немаловажным источником является также размыв волнами на дне древних наземных отложений, затопленных при последней трансгрессии.

здесь наблюдается особенное обилие планктона. Твердые остатки накапливаются на самой отмели или у подножья склона.

3) Продукты вулканического происхождения: лапилли и пески, разбросанные вокруг вулканов. Извергающие их вулканы находятся или на материке, или насажены на подводных хребтах. Рыхлые продукты и пепел наземных вулканов часто выносятся в высокие слои атмосферы силою извержения и оттуда падают на поверхность океанов, смешанные с мельчайшей пылью пустынь, уносимой вихрями, и даже с частицами космического происхождения — мельчайшими метеоритными шариками. Они встречаются во всех морских осадках, но особенно в красной глине, выстилающей большие глубины, большая часть которой состоит из материала вулканического происхождения [1].

Терригенный материал разносится сначала волновыми и приливно-отливными, а затем большими океаническими течениями. При этом происходит некоторая сортировка материала, гораздо более сложная, чем принято думать.

Прежде всего значительная часть тонких частиц образует хлопья (как и пыль) при соединении с коллоидальными веществами поверхностных слоев воды, особенно альгоном [2], продуктом разложения водорослей, или с продуктами, близкими гумусу. Хлопья частью выпадают в полосе осушки, частью, вместе с остатками первых хлопьев, размытых волнами, соединяются с коллоидами того же происхождения и осаждаются главным образом в спокойных областях материковой отмели: это синий, бурый, зеленый или красный ил, природа которого зависит от состава содержащихся в нем минеральных частиц, количества гумуса и условий окисления. Часто илы выходят за пределы материкового склона и осаждаются далеко в открытом море, в зависимости главным образом от силы и направления океанических течений. Течения, направленные в море, как, например, на атлантическом побережье Африки, близ котловины Анголы, способствуют заполнению больших глубин синими илами. Если же, как это наблюдается на берегах Бразилии и Венесуэлы, течения имеют направление к берегу, то распространение терригенных осадков бывает очень ограниченным.

4) Кремневые или известковые остатки (например, иногда, клеточные оболочки перидиней) организмов, живущих у поверхности воды среди планктона, падают на дно и образуют еще один вид отложений — планктоногенные осадки. В этом случае преобладают известковые организмы и среди них фораминиферы и зеленые жгутиковые водоросли с известковой оболочкой

[1] По последним исследованиям, в глубоководной «красной» глине преобладает чрезвычайно измельченный терригенный материал. — *Прим. ред.*

[2] Коллоидная кислота — продукт распада целлюлозы.

(например, кокколитофориды) и большим количеством микроскопических осколков ракушек, просверленных водорослями и разрушающими грибками. Некоторые планктонные моллюски, птероподы, бывают иногда настолько обильны, что океанографы различают особый вид отложений — птероподовый ил. По существу это тот же глобигериновый ил, но с большой примесью этих ракушек.

Кремневые организмы, сетчатые скелеты радиолярий, или силикофлагеллат (и оболочки диатомовых), также оседают на дне. Радиолярии особенно распространены в тропических водах, очевидно, в связи с обилием тончайших вулканических частиц, не встречаются обычно вместе с известковыми организмами. Диатомеи изобилуют главным образом в приполярных водах, но играют столь же важную роль и у некоторых островов Тихого океана. Они образуют особый тип осадков — диатомовый ил.

Осаждение этих организмов, чрезвычайно легких и имеющих большую поверхность, происходит крайне медленно и притом непрерывно нарушается вертикальной компонентой турбулентности, вследствие чего они долгое время подвергаются растворению морской водой, содержащей много углекислоты. Скорость их растворения, как мы знаем, зависит от щелочности морской воды, то есть, во-первых, от содержания в ней свободной углекислоты, что, в свою очередь, связано с источниками происхождения и процессами поглощения этого газа (атмосферный воздух, хлорофильная ассимиляция, дыхание зоопланктона, разложение живого вещества и вулканические выделения) и с температурой, ибо углекислота, как и все газы, более растворима в холодной воде. Во-вторых, как уже было сказано выше, скорость растворения определяется также и обилием самих объектов растворения, известковых скелетов или раковин.

Кремневые оболочки также растворяются во время опускания, но в гораздо меньшей степени, чем известковые. Очень длительное осаждение, иначе говоря, осаждение на больших глубинах, будет иметь следствием обогащение осадка кремневыми организмами, которые вместе с терригенами, вулканическими и космическими частицами будут иметь большой перевес над известковыми.

На карте донных отложений океана, составленной по данным различных океанографических экспедиций (схема ее, по Фрэнсис-Бефу, приведена на рис. 105), показана приполярная полоса диатомового ила в Северном и Южном полушариях. В большей части Атлантического и Индийского океанов и восточной половине Тихого океана (поднятие острова Пасхи и коралловый пояс) дно покрыто глобигериновым илом. В двух первых океанах исключение составляют только глубокие впадины: в Атлантическом они выстланы красной глиной, а в

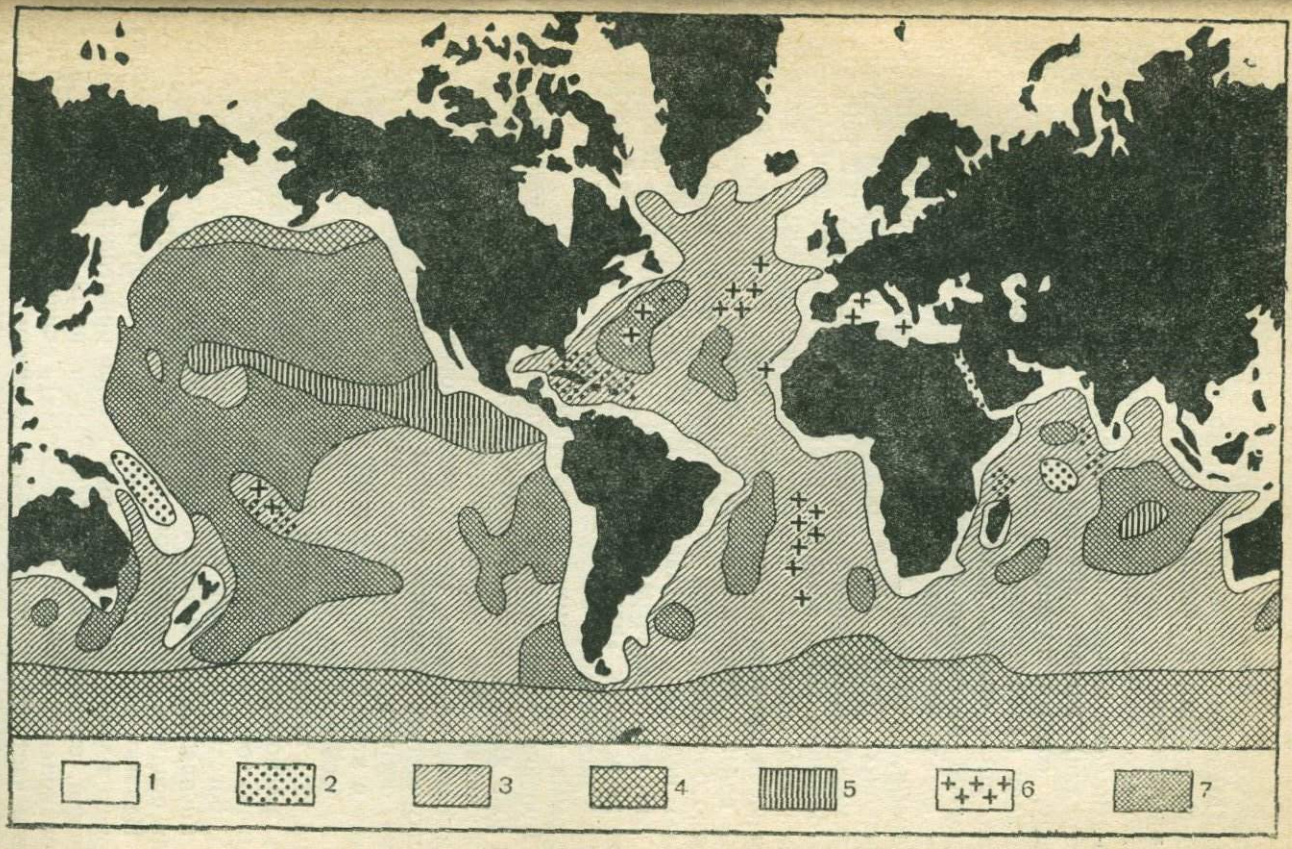


Рис. 105. Схематическое распределение морских отложений.

1—литоральные отложения и терригенные илы; *2*—коралловый ил и песок; *3*—глобигериновые илы; *4*—диатомовый ил; *5*—радиоляриевые илы; *6*—птероподовый ил; *7*—красная глина.
по Фрэнсис-Бефу).

Индийском — красной же глиной, с примесью радиоляриевого ила. Подобное распределение легко поддается объяснению: дна впадин достигают частицы, не успевающие раствориться за время падения.

Но дно большей части Тихого океана (весь север его и вся юго-западная область за исключением почти замкнутых морей Австралии) покрыто красной глиной, среди которой широкую полосу, соответствующую примерно экваториальной области, занимает радиоляриевый ил. Чем же объяснить то, что Тихий океан столь сильно отличается от других океанов? Возможно, что одной из причин является его большая глубина, но одним этим нельзя объяснить значение, приобретаемое радиоляриевыми осадками, которые в Атлантическом распылены среди фораминиферовых. Тихий океан обладает еще некоторыми особенностями, определяющими малый сток с суши. Дело в том, что все большие реки Америки впадают в Атлантический океан, а все сколько-нибудь значительное поступление речных вод и наносов приходится на северную Азию. Количество известковых солей, получаемых Тихим океаном, определяется площадью бассейнов стока его больших рек, очень малой по сравнению, например, с Атлантическим. Надо, однако, заметить, что до сих пор океанографы никогда не упоминали о недостатке извести в водах Тихого океана; наоборот, этот океан особенно богат животными, выделяющими известь, — кораллами и известковыми водорослями — строителями рифов.

Бурения, произведенные на атолле Фунафути показали, как мы уже видели, какую важную роль играют фораминиферы в сооружении этих рифов. Остается одно только объяснение, а именно, что воды Тихого океана отличаются более высокой кислотностью, большим обилием углекислоты, а это обилие, в свою очередь, определяется тем огромным значением, какое имеет в этом океане подводный вулканизм. Этим же объясняется и необычайное богатство кремневых организмов там, где продукты извержений этих вулканов достигают эпипелагических зон: радиолярии и даже диатомовые имеют в вулканических пеплах, состоящих из стекла, легко разъедаемого морской водой, богатый источник кремния, необходимого для их скелетов.

Распределение морских осадков. Карты распределения морских осадков примерно совпадают с картами глубин.

Пелагические осадки, то есть осадки чисто органического происхождения (правда, к ним всегда примешивается немного эоловой, вулканической и космической пыли, образующей примесь красной глины в этих осадках), смешиваются с мельчайшими частицами, приносимыми течениями с материков. Так, Андре различает полупелагические осадки — результат смешения планктонного материала с очень тонким терригенным.

В действительности, подобное смешение характерно уже для эстуарных илов, которые, по мнению автора, ничем, кроме своего положения, не отличаются от синих илов, представляющих собой основу этих полупелагических образований, все же остальные отличаются от них большей или меньшей примесью ледниковых, вулканических или латеритовых продуктов.

Единственные сколько-нибудь своеобразные осадки, относящиеся к этой зоне, занимающие главным образом область материковой отмели или океанических бассейнов, близких к материковому склону, — это «зеленые» илы и пески, богатые глауконитом. Глауконит представляет собой железисто-калиевый силикат красивого зеленого цвета, первоначально коллоидальный, но включенный в осадках в виде крупинок или рассеянного пигмента. Составные части его существуют и в синем иле, но для образования этого минерала необходимо, чтобы среда была богата кислородом. В синих же илах присутствие сероводорода H_2S, по крайней мере под поверхностным слоем, указывает на отсутствие кислорода.

Географическое распределение глауконитовых осадков очень интересно. Они обильно представлены на атлантическом побережье Испании и Португалии, на южном берегу Австралии, в желобах Индонезии, на севере Калифорнии и на севере Флориды [1]. Особенно типично распределение их в Южной Африке в зоне, омываемой большими течениями и, следовательно, вероятно очень богатой кислородом. Да и у берегов Калифорнии воды также очень неспокойны. Проблему образования глауконитовых осадков можно разрешить только путем физико-химического анализа содержащихся в них вод и вод, расположенных непосредственно над ними.

В остальном ничто не оправдывает выделения полупелагических осадков в виде особого класса. Все морские отложения, за исключением важного участия в них продуктов морского вулканизма (особенно в образовании красной глины), представляют собой смесь планктонных и терригенных компонентов, состав которой определяется интенсивностью сноса с материков и физико-географическими условиями океана. Таким образом, пелагические осадки будут тем дальше заходить на материковую отмель, чем меньше на ней будет отлагаться терригенных осадков [2]. В каждой отдельной местности в каждый момент ее истории интенсивность отложения терригенного материала

[1] В последние годы глауконитовые осадки были обнаружены советскими учеными вблизи Курильской гряды. — *Прим. ред.*

[2] К подобному выводу некоторые океанографы приходят относительно красной глины, вещество которой в виде примеси входит, по их мнению, во все пелагические отложения. В чистом виде красная глина образуется в тех местах дна, куда не попадают другие, не измененные частицы.

будет зависеть от 1) количества атмосферных осадков — дождя и снега (что, в свою очередь, зависит от широты, но главным образом от высоты); 2) интенсивности процессов денудации; их разрушительное действие бывает особенно сильным при возникновении новых условий климата (или уклонов), в отношении которых не установилось равновесия, и 3) от крутизны уклонов, а следовательно, наличия горного рельефа и близости берега от него.

Поэтому при изучении геологической серии не следует непременно относить всякое изменение состава осадка за счет простого изменения глубины; чаще всего оно бывает связано с изменениями, претерпеваемыми в это время ближайшим материком. Лафит в своей работе об Ориссе приводит чрезвычайно характерные примеры смен осадков, имевших место в течение истории моря, находившегося на месте расположения этой горной цепи, — смен, обусловленных видоизменениями рельефа Сахары. Некоторые эпохи, как, например, меловой период во Франции, повидимому, отличаются крайней бедностью терригенного материала. Даже на материковой отмели в это время отлагались почти исключительно планктонные осадки, как, например, мел.

Таким образом, характер осадков не является, в принципе, функцией глубины, но зависит от расстояния, на котором находится материк, и притом расстояния, так сказать, практического, то есть вычисленного с учетом направления и скорости морских течений.

Географическое распространение подводной жизни и океанический рельеф. Вся подводная жизнь, за исключением бактериальной, зависит от зеленого и бурого фитопланктона поверхностных вод, единственно обладающего способностью органического синтеза. Поэтому, если не считать влияния течений в любом вертикальном слое воды, масса живого вещества и органических остатков будет примерно одинакова независимо от глубины и будет определяться только количеством фитопланктона у поверхности.

Имеется еще особая причина необычайного богатства жизни в водах материковой отмели — это, как уже было сказано выше, хорошее снабжение минеральными солями. Существование широкой платформы, как, например, на европейском и американском побережьях Северного Атлантического океана, благоприятствует обильному развитию жизни, а следовательно, и изобилию рыбы.

В этом отношении рельеф, образуемый материковой отмелью, играет преобладающую роль. С этой зоной связаны не только большое обилие терригенного материала, большое волнение вод и большое разнообразие морских «климатов», но и со-

вершенно исключительная интенсивность как планктонной, так и донной жизни (бентоса), для которой первая служит главным источником питания; это отличительные признаки неритической зоны геологов.

В Атлантическом океане имеется своеобразный центр пелагической жизни — Саргассово море, нечто вроде плавучего материка с чрезвычайно богатой прибрежной фауной (включающей даже один вид насекомых). Саргассы — это бурые водоросли, которые, возможно, были в далеком прошлом прикрепленными и обитали вдоль побережья. Сейчас они образуют как бы огромные плоты и размножаются в море в зонах почти вечного штиля в центре Северного Атлантического океана. Множество рыб, особенно угри, как показал Шмидт в своих известных работах, приходят сюда метать икру и здесь же выклевываются их личинки-лептоцефалусы. Превращение этих личинок в следующую личиночную стадию, совершенно непохожую по внешнему виду на лептоцефалуса и ведущую придонный образ жизни, происходит только по достижении ими материковой отмели.

Личинки проходят вдоль материковой отмели, поднимаются по подводным долинам, достигают, наконец, эстуариев и рек, где превращаются в материковых угрей. У американского угря личиночная стадия менее длительна, чем у европейского. И тот и другой нерестуют в Саргассовом море, но только личинки европейского вида успевают достичь более отдаленной европейской отмели, где и происходит их дальнейшее развитие. Американские же проходят метаморфоз гораздо раньше, как только они попадают в неглубокие воды более близкой американской материковой отмели. Работы Фажа доказали, насколько важно знать географические условия для изучения развития всех костистых рыб.

Другой, чрезвычайно любопытный пример представляет сифонофора *Velella spirans*. Ее взрослые темносиние особи уносятся от берега ветром. Метаморфоз их личинок может происходить только в глубоких водах, следовательно, за пределами материковой отмели.

Пределы, в которых может жить большинство морских животных, устанавливаются, прежде всего, температурой, а затем соленостью. Подводная топография, как мы уже видели, полностью определяет эти пределы, но они могут варьировать для каждого отдельного вида в зависимости от стадии жизни. Так как каждая морская зона характеризуется своим, особым климатом, то живые существа могут размножаться лишь при том условии, если смежные климаты допускают возможность необходимых миграций.

И, наконец, последнее условие, зависящее от глубины и определяющее пределы распространения живых существ, особенно

рыб, — это давление. Именно давление устанавливает нижнюю границу вертикального распределения организмов. Ниже 6 000 *м*, то есть в очень глубоких впадинах, вероятно, возможна только бактериальная жизнь, ибо на такой глубине все коллоиды, образующие живые существа, повидимому, коагулируются [1].

Мигрирующие глубоководные рыбы все же способны более или менее медленно проникать сквозь плотные перегородки, воздвигаемые давлением, и переходить из одного бассейна в другой. Но, как общее правило, огромное большинство абиссальных рыб не имеет повсеместного распространения, как это считалось до сих пор, и, наоборот, придерживается определенных бассейнов (Бертен). Отдельные роды часто бывают распространены по всему океану, но в каждой депрессии, в каждом бассейне водятся специальные виды, характерные именно для этой области, особенно в таких местах, как, например, восточная часть Атлантического океана, где благодаря высоким «перегородкам» в каждой котловине поддерживается свой, особый режим.

Подобное распределение жизни можно сравнить с распространением птиц в атмосфере. Некоторые виды строго ограничены областями, окруженными высокими горными барьерами, между тем как другие, способные перелетать через эти препятствия, имеют гораздо более широкое распространение, меняющееся только с ходом сезонов.

Морские «почвы» и их плодородие. Сравнение, заимствованное из наземной жизни, позволяет нам назвать грунты «подводными почвами», которые в некоторых отношениях можно сопоставлять с почвами суши.

Поверхностная зона морских осадков и тонкий слой воды непосредственно над нею являются созидателями жизни. Как совокупность растительного планктона в поверхностных слоях воды, здесь живет богатая бактериальная флора, состоящая почти исключительно из автотрофных бактерий, то есть бактерий, способных синтетически вырабатывать жизненно необходимые углеродистые вещества за счет воды и углекислоты, так же как их вырабатывают одноклеточные и многоклеточные растения, пользующиеся для синтеза энергией солнечного света. Бактерии, лишенные катализирующего пигмента и погруженные в темноту, черпают нужную энергию из различных химических реакций: окисления серы (серные бактерии), железа (железобактерии), нитратов (нитробактерии); существуют бактерии,

[1] Советским ученым в последние годы удалось провести успешные тралирования на глубинах более 8 000 *м* в районе Курильских островов и доказать обилие и разнообразие там форм жизни. В тралы были пойманы представители нескольких типов морских животных — рыбы, моллюски, иглокожие, ракообразные, черви и др. — *Прим. ред.*

фиксирующие атмосферный азот (азотобактерии). Весьма вероятно, что концентрация фосфатов, а может быть, даже и образование глауконита, связаны с деятельностью подобного рода бактерий.

Вся эта жизнь строго аэробна и, следовательно, связана или с самой поверхностной пленкой «почвы», или со слоем воды, непосредственно покрывающим ее и содержащим твердые частицы, которые, опускаясь, поддерживаются еще некоторое время во взвешенном состоянии пузырьками газа, выделяющимися из «почвы».

Отсюда можно сделать два вывода: во-первых, что подводная почва будет тем плодороднее, чем богаче кислородом соприкасающиеся с нею воды, как, например, холодные полярные воды промежуточного течения, и чем чаще эти воды возобновляются. Если, с другой стороны, через плодородную зону проходят течения, то они разносят в другие части водной массы океана продукты, необходимые для жизни, — нитраты и фосфаты, которыми питается планктон.

В наземных условиях сахар и крахмал вырабатываются листьями растений под действием света; в океане же их вырабатывает зеленый планктон поверхностных слоев воды, а минеральные соли, которые наземные растения черпают корнями из почвы, в океане также доставляются почвой, аналогичной обрабатываемой почве суши. Это сравнение можно продолжить: под окисленной пленкой чаще всего лежит слой почвы, представляющий собой перегнойно-аккумулятивный горизонт. Здесь изобилуют анаэробные бактерии, которые разлагают белковые вещества и превращают их в аммиак, превращают целлюлозу в гумус, аналогичный гумусу наших полей, превращают сульфаты в сульфиды и так далее. Это — горизонт разложения органического вещества, не успевшего разложиться во время падения на дно. Он находится в постоянном сообщении с зоной окисления и доставляет ей материал для переработки.

Надо полагать, что во многих областях, например в замкнутых бассейнах, там, где в воде содержится мало кислорода или где органическое вещество осаждается чрезмерно обильно, существует только перегнойно-аккумулятивный горизонт. В таком случае морская почва будет столь же неплодородной, как на суше почвы болот.

И, наоборот, смешение этих продуктов почвы с песчаным материалом способствует увеличению водопроницаемых пород — как и на суше, где песчаные почвы отличаются легкостью; в таких случаях мощность горизонта окисления возрастает. В пробах, или колонках, этот горизонт можно узнать по изменению окраски осадка: сверху он становится желтоватым или бурым. Горизонт окисления характеризуется также отложением

окиси железа и марганца на разных предметах: ракуше, зубах акулы, слуховых косточках китообразных, гальке и т. п. Эти железистые и марганцевые налеты (или глауконитовая «лакировка») со временем превращаются в настоящие конкреции.

Из-за обилия карбонатов подводные почвы (за очень редким исключением) являются щелочными.

Нахождение подобных плодородных почв имеет большое практическое значение в областях, доступных для рыбного промысла. Некоторые виды креветок, например пандануc, строго приурочены к определенным типам подводной почвы.

ЗНАЧЕНИЕ УКЛОНОВ ДНА

Подводный рельеф определяет существование уклонов дна различной крутизны. Очень крутые уклоны, так же, как и в атмосфере, вызывают резкое отклонение вверх горизонтальных потоков, в первом случае ветровых, во втором — водных. Там, где берега обрывисты и не имеют материковой отмели, как это наблюдается на большей части американского побережья Тихого океана, у южного берега Австралии и у оконечности банки Агульяс, являющейся южным продолжением африканского материка, могут возникать вертикальные течения; они выносят наверх холодные воды, богатые веществами, необходимыми для жизни: кислородом, нитратами, фосфатами. Как пример, можно привести течение Гумбольта у берегов Чили и Перу, которому впервые дал объяснение Бьюкенен. В этих холодных зеленых водах кишат диатомовые, доставляющие обильную пищу рыбам [1]. Подобные условия наблюдаются и у берегов Калифорнии.

Мы говорили здесь об отклонении течения, то есть о пассивном влиянии уклона, но оно может быть и активным. Если течение проходит у самого дна, то резкое понижение последнего несомненно вызовет сильное ускорение течения. Это увеличение скорости приобретает особое значение, если дело идет не о простом токе воды, но о суспензионном течении, несущем твердые вещества. Мы видели, что Дэли приписывает этим тяжелым водам первостепенную роль в формировании материкового склона и в образовании подводных каньонов. Но мы не можем согласиться с этим остроумным объяснением, ибо подводные каньоны бывают врезаны в коренной породе, и невероятно, чтобы подобные течения могли размыть ее. Так, например, в Бискайском заливе неоднократные зондировки установили, что

[1] От обилия рыбы (меняющегося в зависимости от того, насколько течение приближается к берегу) зависит и интенсивность обмена веществ бакланов, а следовательно, и толщина годового слоя гуано, этого неисчислимого богатства пустынных областей Чили и Перу.

материковый склон сложен из коренной породы, не покрытой осадками. Некоторая степень размыва, безусловно, может иметь место в слое осадков, покрывающем всегда очень крутой материковый склон и, таким образом, обнажать коренные породы. Работы Паркера Д. Треска по гранулометрии многочисленных океанических осадков ясно показали, что средний размер осадков увеличивается в бороздах и подводных проливах (а также на подводных хребтах). При размыве глобигеринового ила накапливаются остатки птеропод или гетеропод или образуется глобигериновый песок.

Мы уже говорили, что некоторые авторы, в том числе Гейм и Терсье, полагают, что на значительных уклонах осадочный покров может отделиться от коренного дна. При неслишком сильном уклоне и достаточной вязкости осадков этот покров оползает и сминается в мелкие складки. На очень сильных уклонах происходит обвал всех осадков и скопление их в прогибе у подножья откоса. Таким путем могли возникнуть те мощные серии осадков, которые характерны для некоторых, так называемых батиальных зон, окаймляющих материковую отмель[1].

В других случаях образуются оползни с цирками отрыва верхних слоев; вероятно, такое происхождение имеют некоторые углубления в верхней части материкового склона Калифорнии. В возникновении оползней значительную роль играют землетрясения. Не исключено также влияние выходов подземных вод, описанных в области материкового склона.

Лаппаран описал в известняковом флише Хиндей чередование брекчии, то есть породы из сцементированных угловатых обломков и отложений, состоящих исключительно из планктона.

Меррей и Филиппи объясняют влиянием уклона нахождение больших валунов и глыб на относительно больших глубинах у крутого восточного берега Африки. Почти полное отсутствие материковой отмели, большая сила прибоя, вызываемого муссонами, обусловливают сильное донное противотечение, скорость которого усиливается с крутизной склона.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ТЕЧЕНИЯ

Мы видели, какую роль играют поверхностные течения в распределении на дне осадков и планктона; роль эта настолько велика, что, по выражению Крюммеля, состав грунта представляет собой как бы проекцию поверхностных течений.

В данном случае главное действие течений заключается в том, что они увлекают с собой твердые частицы. Агассиц иссле-

[1] Современные подводные оползни детально описаны в работах А. Д. Архангельского по Черному морю. Здесь оползание констатировано даже на уклонах порядка двух градусов. — *Прим. ред.*

довал морское дно под Флоридским течением, скорость которого в самом узком месте, между скалами Фаруэй на материковом берегу и Гэн-Гэй Багамских островов, достигает 2,1—2,5 *м/сек*, то есть превышает скорость Роны и Дуная в период паводка. Разумеется, скорость течения меняется в зависимости от глубины: по данным американских океанографов, она не превышает у дна 0,17 *м/сек*.

При такой скорости течения осаждение планктонных осадков невозможно. В таких случаях на дне обнажены коренные породы, характеризующиеся обилием прикрепленных форм фауны, особенно сверлящих моллюсков. Такие грунты известны по всей геологической серии, особенно в юрских свитах Нормандии.

Проливы, суживающие струю течения, также увеличивают скорость последних; как пример, можно привести Босфорское течение и придонное противотечение Гибралтара. Могут ли они производить эрозию дна? Единственные современные примеры, встречающиеся в литературе, это те, которые приводит Крюммель для западного берега Шотландии и узкого протока залива Фунди, но только на рыхлом грунте. Можно думать, что вымывание фосфатных конкреций банки Агульяс или конкреций, описанных автором на побережье Марокко, обусловлено аналогичными течениями. И действительно, в этих конкрециях встречаются миоценовые и плиоценовые ископаемые.

Данжар объясняет действием придонных течений свободное залегание валунов и глыб, поднимаемых драгами в Ла-Манше. Но трудно предположить, чтобы их скорость была достаточна для размыва коренной породы. К сожалению, у нас отсутствуют измерения скоростей у дна. До сих пор имеется только один надежный прибор — вертушка с кинематографическим регистратором, изобретенная Идраком и использованная им для измерения течений в Гибралтарском проливе. Этот прибор очень дорог и имеет еще лишь ограниченное распространение.

Геологи экспедиции «Метеора» утверждают, что течения оказывают на дно еще и другое влияние, а именно отсортировывают твердые частицы в процессе их осаждения.

Как показал анализ, максимальный размер зерен имели осадки, взятые на Срединном хребте Атлантического океана; по мере приближения к большим котловинам размер зерен равномерно уменьшался. Интересно, что содержание кальция уменьшается в том же направлении, что и размер зерен. Можно, следовательно, думать, что глобигериновые илы, отлагающиеся на мелководьях, где сила течения больше, освобождаются от пылеобразных частиц: известковых, легко растворимых, вследствие большей удельной поверхности, и глинисто-кремниево-железистых, образующих основной материал глубоководной «красной глины».

Впрочем, это уменьшение содержания извести с возрастанием глубины не повсеместно: если муть увлекается в глубокие замкнутые впадины, то известковая взвесь находится в соприкосновении всегда с одними и теми же водами, щелочность которых таким образом возрастает (*pH* от 7,6 до 8,5), а известь растворяется во все меньшем и меньшем количестве.

Здесь мы встречаемся с другим весьма важным действием подводного рельефа: обособлением водных масс.

Работы «Метеора» дают чрезвычайно интересный пример подобного действия рельефа: в Южном Атлантическом океане, на востоке (берег Африки), поднимается Китовый хребет, достигающий почти 2 000 *м* относительной высоты; он встает на пути придонного холодного течения с низкой соленостью, преграждая ему путь на север. Гораздо менее высокий хребет Рио-Гранде такой роли играть не может.

Мы знаем, какую роль играет порог Уайвилла-Томсона, который удерживает в Норвежском море тяжелые полярные воды, но пропускает в Арктику теплые и легкие воды тропической трансгрессии. Глубокие узкие впадины также задерживают воды, которые, таким образом, исключаются из общей циркуляции.

Эта роль рельефа имеет огромное значение и поблизости от материковой отмели. Ле Дануа показал, каким образом холодные воды прижимаются к склонам, как «летняя» трансгрессия медленно проникает через подводные проливы и долины и каким препятствием являются банки и плато, которые ей приходится огибать.

Это чередующееся движение вод, подобное приливу и отливу, направляется и усиливается отрицательными формами рельефа. Оно имеет большое значение в изучении скоплений рыбы в период нерестовой миграции и последующего рассеивания стай. Как показал Ле Дануа, эти миграции приурочены к определенным водам. Тунец и скумбрия следуют за водами трансгрессий за сельдью, за ее пищей; диатомовая бидульфия (*Biddulfia*) отступает с холодными водами регрессии. Слои холодной воды, примыкающие к отмелям, благоприятствуют скоплениям других популяций, например трески у Ньюфаундлендских банок. Когда рельеф морского дна будет лучше изучен, мы сможем воспроизвести экспериментально ход «трансгрессии» на моделях.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

Нам остается рассмотреть еще один чрезвычайно важный вопрос: можно ли узнать, имеем мы дело с «живым» или «мертвым» рельефом, находится ли он в стадии развития или отмирания? Можно ли непосредственно проследить ту эволюцию, которой суждено превратить подводный рельеф в материковый?

Непосредственные наблюдения производились, прежде всего, судами, прокладывавшими подводные телеграфные кабели. Неоднократные разрывы кабеля, имевшие место у Восточной Африки и Южной Америки, были отнесены за счет поднятий вулканического рельефа. Судну «Пик» принадлежат, повидимому, наиболее точные наблюдения, сделанные у холмов Фарадея, где было установлено поднятие на 2 *см* в год [1].

Вероятно, косвенные исследования, основанные на изучении состава донных отложений, более достоверны. Для того чтобы получить представление об изменениях, которые претерпевает опускающийся или поднимающийся рельеф, надо было бы иметь поддающиеся сопоставлению разрезы, какими располагают геологи суши. Ни старинный способ измерений лотом, смазанным салом, ни дночерпатели типа Петерсена, ни храп Леже не могут, разумеется, быть использованы для разрешения этой проблемы. Океанографические суда долгое время пользовались для этой цели трубкой Бьюкенена или ее модификациями. Это тяжелая стальная трубка, врезающаяся в грунт одним концом и открытая с другого, которую спускают на тросе. «Метеор» получал при помощи этой трубки колонки длиной в 93 *см*. Оригинальное изобретение Пигго позволяет теперь получать колонки длиною в несколько метров. Пушка Пигго «стреляет» стальной трубкой, которая врезается в дно моря, даже если оно сложено из твердой породы. При помощи этой трубки были получены колонки длиною в 3 *м* (рис. 106).

Благодаря этому прибору мы получили возможность устанавливать в любой точке чередование отлагавшихся здесь осадков. Океанографы определили, какие чередования можно считать «нормальными», обусловленными изменениями климата (как, например, потепление, имевшее место после последнего оледенения). Уменьшение приноса терригенного материала объясняется редкостью появления в это время айсбергов. С этим теплым периодом связано повышение содержания извести в осадках, например залегание глобигеринового ила над диатомовым.

В других случаях обнаруживается ненормальное чередование отложений, свидетельствующее об изменении глубины: отложение глобигериновых илов на голубом терригенном иле африканского склона Атлантического океана (см. рис. 94), вероятно, указывает на увеличение глубины. И, наоборот, налегание глобигеринового ила на красную глину, возможно, следует рассматривать как признак поднятия дна. Мы уже говорили о замечательных пробах терригенных песков, которые были взяты поблизости от атлантического хребта в области развития пелаги-

[1] Данные эти сомнительны и не подтверждаются дальнейшими исследованиями. — *Прим. ред.*

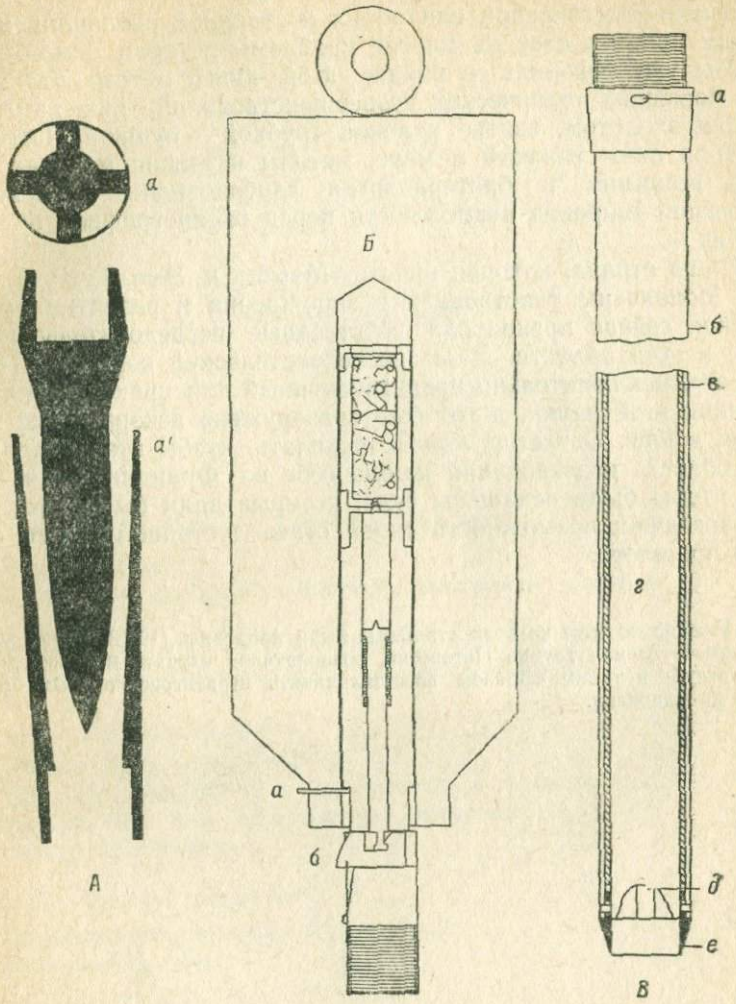


Рис. 106. Пушка Пигго.

А—клапан для пропуска воды: *а*—поперечный разрез клапана в *а'*; *Б*—выстреливающая часть прибора: *а*—предохранительная игла; *б*—спусковой механизм; *В*—труба: *а*—верхнее отверстие жолобка; *б*—стальная труба; *в*—латунный вкладыш; *г*—труба; *д*—жолобок для пропуска воды при вытаскивании трубки; *е*—врезающийся наконечник.

ческих отложений. Когда можно будет получить большое количество колонок Пигго, геологи, микропалеонтологи и химики, вероятно, сумеют расшифровать почти без пробелов всю новейшую историю океанов, изучить, например, колебания содержания радия, что позволит разрешить вопрос об абсолютном времени,

об исконности океанов или об их постоянной эволюции и тем самым пролить свет на многие проблемы истории Земли.

Мы уже говорили в начале этой книги о том, что целый ряд новейших технических усовершенствований, как измерение глубин эхолотом, взятие колонок трубкой — пушкой Пигго, измерения силы тяжести в море, методы изучения морских течений, геохимия и бактериология глубоководных отложений, открывает широкие возможности перед океанографией больших глубин [1].

Наша страна, которая вместе с Марсильи, Эме, Туле, Альбертом Монакским участвовала в зарождении и развитии океанографии, сейчас прекратила собственные исследовательские работы в этой области. Даже исследовательский корабль «Теодор Тиссье», исключительно предназначенный для практических применений этой науки, и тот был «разоружен» вскоре после окончания войны. Остается только пожелать, чтобы эта замечательная область исследований нашла себе во Франции приверженцев, чтобы были оснащены суда, которые дали бы французской океанографии возможность снова стать достойной своего славного прошлого.

---

[1] Уже после того как эти страницы были написаны (1943), появилась новая замечательная трубка Петерсена, позволяющая изучать морское дно на 20 *м* вглубь и таким образом восстанавливать стратиграфию, быть может, даже до плиоцена.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 13

Глава I. *Методы изучения подводного рельефа* 17

Морские карты 18
Определение глубинных «отметок» — выполнение промеров . . 20

Глава II. *Формы рельефа дна океанов* 49

Попытка классификации форм подводного рельефа 52

Глава III. *Очертания океанов* 74

Граница суши и моря — клиф 74
Различные типы берегов — атлантические и тихоокеанские . . 95
Расчлененные, или раздробленные, побережья 137
Низменные побережья 140

Глава IV. *Окраина материков* 142

Происхождение материковой платформы 157
Подводные долины 174

Глава V. *Рельеф дна океанов* 194

Тихий океан 195
Атлантический океан 234
Индийский океан 276
Средиземные моря 286

Глава VI. *Влияния океанического рельефа* 315

Влияние глубины 315
Значение уклонов дна 332
Влияние рельефа на течения 333
Эволюция подводного рельефа 335

Редакторы В. И. МОНАХОВА
и О. К. ПАРЧЕВСКИЙ

Переплет художника *Липина Н. А.*

Технический редактор *Б. М. Ильин*

Сдано в производство 9/VIII 1952 г.
Подписано к печати 1/XI 1952 г.
А 07652. Бумага 60×92¹/₁₆ = 11,9 бум. л.
23,8 печ. л., в т. ч. 8 вклеек.
Уч.-издат. л. 24. Издат. № 11/1343.
Цена 17 р. 45 к. Зак. № 187.

2-я фабрика детской книги Детгиза
Министерства Просвещения РСФСР.
Ленинград, 2-я Советская, 7.



17 p. 45 n.

5382