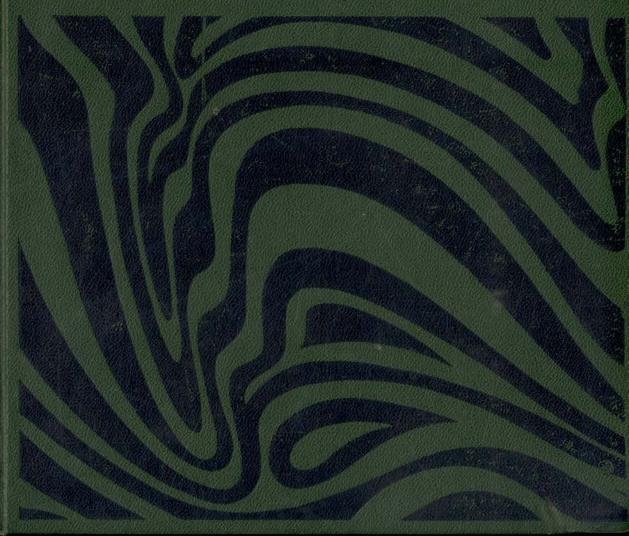
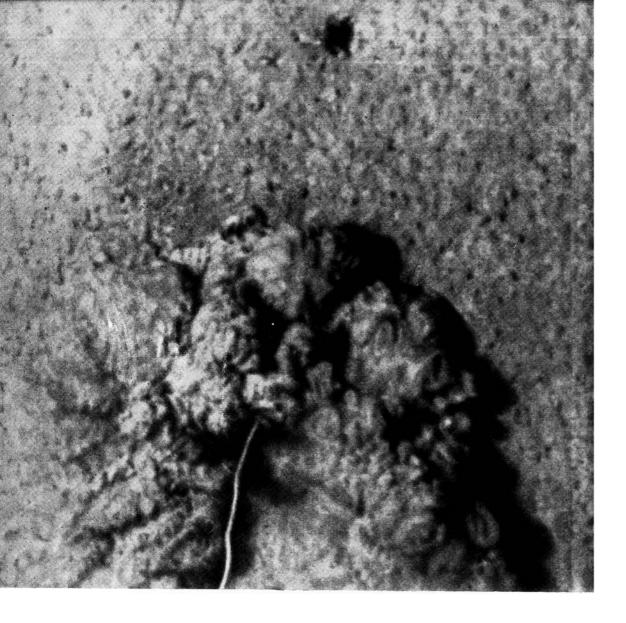
## HAYRM O BEMTE

# THOJIOTIAN MORCHOTOLINA MORCHOTOLINA MICHOTOLINA MICHO



издательство «МИР»



### ГЕОЛОГИЯ

#### Submarine geology and geophysics

Edited by W. F. Whittard, R. Bradshaw

Proceedings of the Seventeenth Symposium of the Colston Research Society held in the University of Bristol April 5th-9th, 1965

LONDON BUTTER WORTH 1965

#### науки о земле

Фундаментальные

труды

зарубежных

ученых

по

геологии,

геофизике,

И

геохимии

# И ГЕОФИЗИКА МОРСКОГО ДНА

ТРУДЫ СИМПОЗИУМА Под редакцией У. УАЙТТАРДА и Р. БРЕДШОУ

> Издательство «М И Р» Москва 1969

УДК 550.3; 551.2; 551.4; 551.46

#### ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

И. Т. Дубовского, А. В. Ильина, Г. Ф. Ульмишека, М. Фотсо

#### под РЕДАКЦИЕЙ

чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусова

На симпозиуме рассмотрен широкий круг вопросов морской геологии и геофизики: глубинное строение окраин материков, геология и развитие срединноокеанических хребтов и морских впадин, возникновение суспензионных потоков и их рельефообразующее значение, проблемы динамики земной коры, осадкообразования и т. д. Помимо общих вопросов, во многих докладах дан анализ конкретных условий отдельных регионов, в частности геологии и геофизики восточной материковой окраины США, Адриатического и Средиземного морей, некоторых районов Норвежского моря, Индийского и Тихого океанов.

Эта книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков, интересующихся морской геологией. Многие статьи будут полезны и для студентовокеанологов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

<u>Инд. 2-9-1; 2-9-5</u> 14 8-69

#### ОТ РЕДАКЦИИ

Предлагаемый советскому читателю сборник составлен из докладов, представленных на XVII Кольстонском симпозиуме, состоявшемся в Бристоле (Великобритания) в 1965 г. Симпозиум был посвящен различным вопросам геологии и геофизики дна океанов и морей.

Для издания на русском языке из представленных на симпозиум докладов отобраны те, которые казались наиболее интересными и освещали различные стороны геологии и геофизики морского дна.

Большое внимание на симпозиуме было уделено процессам осадкообразования на дне морей и океанов. Этой проблеме посвящены многие доклады (о коралловых рифах и лагунах, седиментации в Средиземном море, современных турбидитах в фьордах Норвегии, осадкообразовании в Адриатическом море, вулканических продуктах острова Санторин). На симпозиуме представлены также данные исследований подводных каньонов, экспериментальных исследований суспензионных потоков, данные о геологическом строении восточной окраины Североамериканского континента, геофизические данные о глубинном строении океанической земной коры и глубинной структуре окраин материков и срединноокеанических хребтов.

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

Современная океанография ведет свое начало, можно сказать, от кругосветной экспедиции «Челленджера» 1872—1876 гг. Хотя задачи экспедиции не были специально геологическими, опубликованный отчет экспедиции под названием «Глубоководные отложения» (1891) до сих пор остается классической работой о процессах осадконакопления в океане. Зарождение современной морской геологии связано с экспедициями «Пуркуа-Па?» под руководством Чаркота. В 1926 г. профессор Данжар исследовал и описал большое количество образцов со дна Английского канала. Однако особенного развития морская геология и геофизика достигли за последние два десятилетия. Этот прогресс частично был обусловлен потребностями экономики и обороны. До настоящего времени основная часть минеральных ресурсов была открыта геологами на материках, и лишь сравнительно недавно стало известно о том огромномпотенциале, который скрыт в донных отложениях и подстилающих породах дна океана. Доказательством тому служит добыча природной нефти и газа на материковых шельфах, равно как добыча оловянных руд, золота, железа, титана, хрома и алмазов (часто высокого качества) из морских отложений. Пространства дна океана, ранее практически полностью скрытые для геологов, оказались доступными для изучения благодаря новаторству ряда выдающихся геофизиков, теоретические разработки которых привели к техническому прогрессу в экспериментальной геофизике и к созданию приборов для научных исследований в море. Были значительно усовершенствованы эхолоты, а также составлены батиметрические карты дна океана. Там, где дно океана не было покрыто осадками, асдик позволял определять залегание слоистых коренных пород. Искусственные землетрясения, вызываемые взрывами, дали возможность при использовании двух судов получить данные о последовательности напластования пород, формирующих земную кору и мантию Земли. Если в распоряжении ученых было лишь одно судно, то и в этом случае иногда удавалось получить сравнительно хорошие результаты о строении земной коры. Буксируемый магнетометр для измерения аномалий магнитного поля Земли в отличие от применяемого десять лет назад был полностью автоматизирован. Измерения силы тяжести требуют стабильной платформы, в качестве которой 40 лет назад Венинг-Мейнес использовал подводную лодку. Теперь гравиметры устанавливаются непосредственно на дне моря, а аномалии силы тяжести стали автоматически регистрироваться на борту надводного корабля. Было сконструировано ческолько приборов для измерения тепловых потоков через самые верхние

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

8

горизонты глубоководных осадков, но, вероятно, только бурение глубоких скважин на дне океана может предоставить достоверные сведения о потерях тепла земной корой под океанами. В настоящее время стало возможным измерение потока космических лучей сквозь морскую воду и ее радиоактивности. Излучение импульсов низких частот (в отличие от импульсов высоких частот, излучаемых эхолотами и асдиками) позволяет получать данные о характере залегания слоев земной коры на глубине нескольких миль под поверхностью дна океана. Таким образом, благодаря развитию инженерной мысли и успехам электроники в течение двух последних десятилетий океанографы получили новые приборы и новые методы исследования. Морская геология и геофизика привлекают сейчас внимание более чем когдалибо, а интенсивное изучение этой области науки обусловлено не только экономическими соображениями, но также тем богатством научного познания, которое можно получить при исследовании структуры состава Земли.

У. Уайттард

#### Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки

К. Эмери

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Приглашение выступить с докладом по геологии подводной окраины Атлантического побережья США на симпозиуме в Бристоле доставило автору особенное удовольствие. Именно отсюда, из Бристоля, 2 мая 1497 г. отошло на запад маленькое судно с Джоном Каботом на борту. В течение своего трехмесячного путешествия Кабот обследовал южное побережье Ньюфаундленда и, по-видимому, прошел дальше на запад, вдоль Новой Шотландии [12]. На карте Жоана де ла Коса, составленной в Испании в 1500 г. [20], включены данные плавания Джона Кабота и изображено побережье западнее Новой Шотландии. На этом участке карты показан мыс, напоминающий своими очертаниями полуостров Кейп-Код. В последующие полвека благодаря конкурирующим усилиям британских, испанских, португальских и французских экспедиций, пытавшихся найти кратчайший путь в Китай, стали достаточно хорошо известны общие очертания всего Атлантического побережья США.

Много позднее, но еще в период зарождения морской геологии Пуртел [28] и Агассиз [1], а затем Шепард и Кохи [35] собрали большое количество образцов на окраине материка восточнее США. Исследования рельефа морского дна Витчем и Смитом [41], драгирования Стетсона [37] и геофизические исследования Юинга и его коллег [11] дали ключ к разгадке внутренней структуры окраины материка. Различные данные широко разбросанных океанографических станций создавали впечатление значительного единобразия строения шельфа. Соответственно этот район стал, по общему мнению, примером «типичного» элементарного материкового шельфа и склона в отличие от других окраин материков, тектонически активных, испытавших недавнее оледенение или покрытых мощными толщами дельтовых отложений.

Использование крупных океанографических судов с 1945 г. и развитие технических средств, которыми оборудовались эти суда, привели к тому, что наиболее известные исследовательские лаборатории стали отдавать предпочтение изучению глубоководных районов океана в ущерб подводной окраине материка. Военные организации и нефтяные компании усилили внимание к изучению материкового шельфа, однако из-за секретности и собственнических интересов публикация результатов существенно отставала от самих исследований. Экономические и чисто научные интересы вновь стали проявляться к окраинам материков начиная с 1960 г. И хотя экономические интересы продолжали оставаться в сфере поисков новых источников нефти, стали привлекать внимание окисды фосфоритов и марганца в донных осадках [21], а также залежи песка и гравия, которые представляют особый интерес для будущих исследователей [34]. Кроме того, в программы рыбопромысловых исследований включались работы по изучению донных осадков основных промысловых районов, например банки Джорджес [43, 33]. Теоретический интерес к окраинам материков возрос благодаря широкому признанию прежде считавшихся еретическими идей континентального дрейфа и конвектив-

<sup>1</sup> K. O. Emery, Geology of the Continental Margin off Eastern United States.

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИНЫ МАТЕРИКА НА ВОСТОКЕ США

ных потоков в мантии Земли. Этому способствовало также обнаружение на глубоководном дне убедительных признаков интенсивных горизонтальных смещений и рифтовых разломов, многие из которых каким-то образом должны быть связаны с прилегающими континентами. Новые приборы, такие, как сейсмический профилограф, давали важные данные, которые невозможно было получить прежде. В то же время развитие океанографии в Соединенных Штатах Америки обеспечило приток новых квалифицированных кадров; многие из исследователей стали обращать особое внимание на подводную окраину материков. Сделанные в этой области открытия показали, что даже типичная окраина материка ставит перед исследователями неожиданно сложные проблемы.

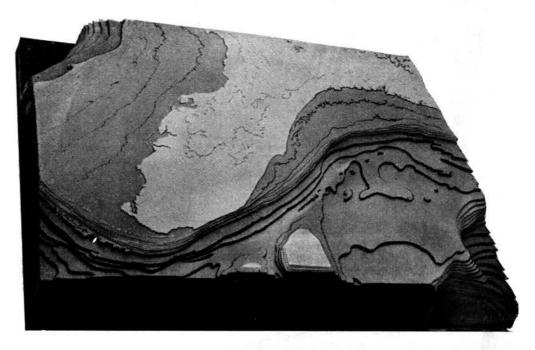
Необходимость изучения подводной окраины материка вызвала к жизни разработку пятилетней программы исследований окраины материка Атлантического побережья США. Программа начала осуществляться в конце 1962 г. Вудсхоллским океанографическим институтом совместно с Геологической службой США. Информация настоящего доклада основывается главным образом на результатах, полученных в ходе выполнения первой половины этой программы. Она включает некоторые виды геологических исследований, необходимые для любой другой части Земли: изучение рельефа, литологии, структуры и донных отложений. Последние имеют гораздо большее значение, чем осадочные отложения большинства районов суши, поскольку на окраине океана осадки обладают значительно большей мощностью.

#### РЕЛЬЕФ

Одной из главных целей программы было составление серии топографических карт района. Они были подготовлены Учупи [40] на базе всех доступных измерений (около 1 800 000) Береговой и геодезической службы США, Вудсхоллского океанографического института и Ламонтской геологической обсерватории. Карты служили основой для нанесения данных о донных отложениях, но главное значение этих карт состоит в том, что изображенный на них рельеф морского дна является источником информации о геологических процессах и событиях. Основные особенности рельефа показаны на пластинчатых макетах, выполненных У. Моелем и А. Уэгвейзером по батиметрическим картам (фиг. 1—3).

На юге США окраина материка (фиг. 1) представлена широкой дугообразной структурой; наиболее высокую часть ее составляет полуостров Флорида, а более низкие части по обе стороны полуострова заняты материковым шельфом. К западу от Флориды в сторону Мексиканского залива ширина шельфа значительно больше, что свидетельствует об асимметрии дуги в результате замедленных темпов седиментации на этой стороне полуострова. Вдоль всего Атлантического побережья отложения, переносимые с севера вдольбереговыми течениями, образуют в пределах пляжа серию валов, которые способствуют наращиванию берега и выдвижению его в сторону океана. Подобные валы встречаются как выше, так и ниже современного уровня моря; неровности отмечались, например, в пределах изобаты 20 м. Выдвижение берега близ Майами привело к тому, что полуостров оказался в непосредственной близости от верхней границы подводного склона Флорида-Хаттерас. Склон не так крут, как показано на макете, и характеризуется в среднем наклоном до 1°. Однако это заметная форма рельефа, отделяющая материковый шельф от плато Блейк. Террасовидное плато Блейк лежит на глубинах примерно 750-1150 м, а его средняя ширина составляет около 275 км. На поверхности плато много неровностей. Наиболее крупные из них имеют, по-видимому, структурное происхождение, а мелкие образовались в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности течений, а также развития глубоководных кораллов. Линейные депрессии у основания

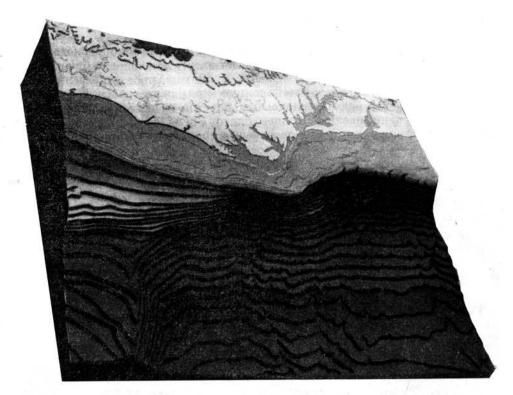
склона Флорида-Хаттерас могли быть созданы эрозией Флоридского течения в настоящее время или в прошлом. Известно, что это течение близко подходит к склону [31]. Другое объяснение происхождения депрессий связано с предположением, что это затопленные продольные рвы, образованные выходом подземных вод из водоносных пластов в период плейстоценового понижения уровня океана. Южнее плато Блейк располагается широкая плоская платформа Багамских островов, а восточнее — материковый склон,



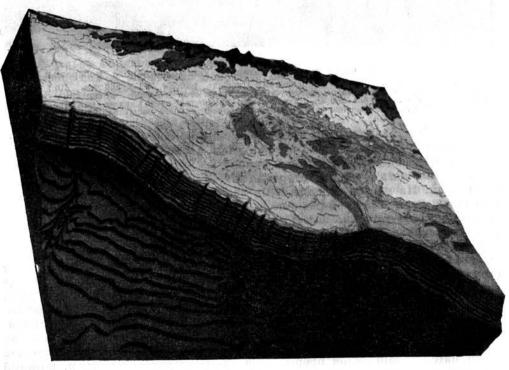
Фиг. 1. Макет южной части окраины материка близ восточного побережья США. Снимок ориентирован в северном направлении. Площадь района 710 × 960 км. До глубины 200 м каждая пластина макета соответствует 20 м. Ниже этой глубины утолщенные пластины макета располагаются через 200 м. Значительные изменения цвета видны на глубинах 2000 и 4000 м. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 20:1.

спускающийся к абиссальным глубинам. Материковый склон прерывается выдающимся в море выступом, отражающим, возможно, структурную деформацию почти под прямым углом к склону (см. правый угол фиг. 1).

Средняя часть окраины материка (фиг. 2) является переходной от южной к северной. На картах с детальными изолиниями можно видеть несколько террас как на прибрежной равнине, так и на материковом шельфе: они прелставляют соответственно высокий межледниковый и низкий ледниковый уровни океана. Против каждого из выступающих мысов имеются их полволные продолжения в виде мелководий. По крайней мере один из этих выступов (второй с юга), расположенный вкрест общего простирания склона, имеет структурное происхождение. Глубина материкового шельфа (фиг. 2) с запада на восток постепенно увеличивается с 80 до 130 м (верхний правый угол фиг. 2). За пределами шельфа в юго-западной части района можно наблюдать выклинивающееся окончание плато Блейк. Материковый склон окаймляет плато Блейк и протягивается дальше к северо-востоку от шельфа; в обоих районах он характеризуется несколько различными чертами. В юго-западной части материковый склон прерывается длинным узким выступом, который называется по-разному: Свод Кейп-Фир (Cape Fear Arch) (в предположении, что он является морским продолжением поперечной береговой структуры) и Внешний хребет плато Блейк (Blake Outer Ridge) (негенетический термин).



Фиг. 2. Макет средней части окраины материка. Принцип построения такой же, как для макета на фиг. 1.



Фиг. 3. Макет северной части окраины материка. Принцип построения такой же, как для макета на фиг. 1.

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИНЫ МАТЕРИКА НА ВОСТОКЕ США

13

Выступ прослеживается в юго-восточном направлении на расстоянии около 600 км, прежде чем его простирание меняется на южное [30]. В пределах двух третей северо-восточной части района материковый склон более однообразен. До глубин 2000 м он наклонен в среднем на 3,5°, а глубже постепенно переходит в материковое подножие. Как показали Хейзен, Тари и Юинг [13] и Пратт [30], материковое подножие простирается в сторону океана от подножия склона на 400—600 км, где оно сливается с очень плоской поверхностью абиссальной равнины Хаттерас. Многочисленные подводные каньоны средних размеров прорезают материковый склон этой северо-восточной части района и простираются дальше в пределах материкового подножия в виде глубоководных каналов. Некоторые из них достигают абиссальной равнины.

Северная часть окраины материка представляется наиболее сложной (фиг. 3). Береговая равнина, там, где она есть, очень узка, а на большей части района вообще отсутствует. В юго-запалной половине района материковый шельф широк и террасирован; глубина внешнего края около 140 м. Этот участок шельфа подобен шельфу, уходящему дальше на юго-запад. В другой части района материковый шельф преобразован интенсивной ледниковой эрозией и аккумуляцией. От берегов Новой Шотландии в сторону океана (северо-восточная часть макета) ледниковое воздействие обусловило углубление шельфа и появление большого количества неровностей. Внутренняя часть района (соответственно средняя часть макета) была глубоко эродирована ледниками и, возможно, доледниковыми водными потоками, в результате чего образовался современный залив Мэн. Максимальная глубина, отмеченная на дне котловин залива Мэн, равна 377 м. Расчлененный рельеф между котловинами напоминает рельеф прилегающей сущи с моренными грядами и эрозионными останцами, оставленными ледником. К востоку от залива Мэн остатки первоначального шельфа сохранились в виде банки Джорджес, хорошо известной рыбакам. Глубина банки и ее переход к материковому склону на глубине около 140 м свидетельствуют о том, что она является эрозионным останцом — реликтом первоначального широкого шельфа, отделенным от материка глубоководным заливом Мэн и широким северо-восточным каналом. Шельф и банка Джорджес окаймлены со стороны океана материковым склоном, который погружается со средним уклоном около 4° и сливается с материковым подножием. В юго-западной части района их слияние происходит на глубине около 2000 м, а восточнее Новой Шотландии — лишь на глубине 500 м. По-видимому, это связано с выносом к подножию склона большого количества рыхлого материала вследствие ледниковой эрозии суши и мелководных участков морского дна. Над материковым подножием к югу от банки Джорджес поднимается несколько вулканических конусов, являющихся частью подводной горной цепи Новой Англии, вытянутой в юго-восточном направлении. Подводные горы располагаются на материковом подножии в пределах пологого возвышения; югозападнее отсюда материковое подножие спускается к плоской абиссальной равнине Хаттерас, а северо-восточнее сливается с абиссальной равниной Сом. Материковый склон прорезан подводными каньонами, и по крайней мере один из них (Гудзон) прослеживается как канал Гудзон через весь шельф до устья реки Гудзон [41]. Наиболее крупные подводные каньоны продолжаются на материковом подножии в виде каналов с прирусловыми валами.

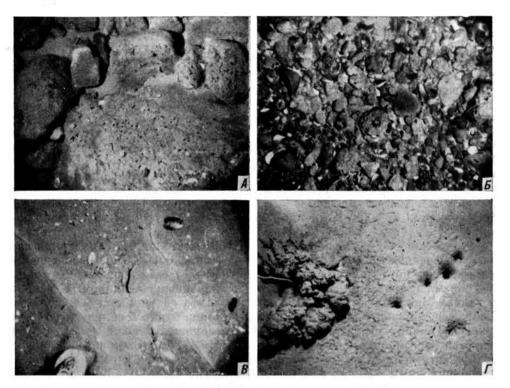
#### ленные отложения

Вдоль всей окраины материка было получено около 1800 представительных проб донных отложений. Глубина взятия проб достигала 4000 м. Большинство образцов поднято на поверхность при помощи большого дночерпателя, имеющего объем 0,18 м³ и площадь захвата 0,56 м². Внутри прибора

14 к. эмери

смонтирована фотокамера с механизмом для включения лампы-вспышки и открывания затвора на высоте около 1 м от дна [5].

Фотографии и пробы донных отложений показали, что грунты представлены материалом различного характера — от валунов до глин со всеми промежуточными типами осадков (гравия, песка и т. д.) (фиг. 4). Нанесенные на карту, эти данные гранулометрического состава и другие характеристики



Фиг. 4. Образцы донных отложений, покрывающих материковый шельф и материковый склон Атлантического побережья США.

Участок, изображенный на каждой фотографии, охватывает площадь дна размером около  $0.5\,$  м². А. Валуны у Новой Шотландии; станция  $1247;\ 43^{\circ}29,8'$  с. ш. и  $65^{\circ}14,5'$  з. д., глубина  $72\,$  м. Промежутки между валунами заполнены песком, а поверхность валунов инкрустирована орга-

промежутки между валунами заполнены песком, а поверхность валунов инкрустирована организмами.

В. Гравий у Новой Шотландии; станция 1240; 43°20,0′ с. ш. и 65°46,7′ з. д., глубина 43 м.

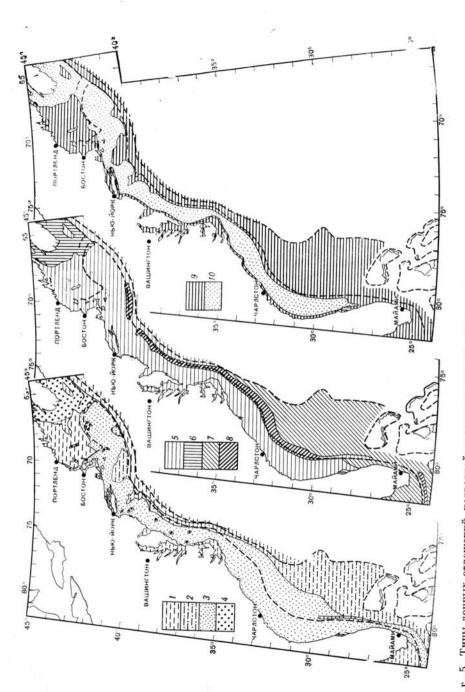
Некоторые булыжники инкрустированы организмами.

В. Песчаные знаки ряби у полуострова Кейп-Код; станция 1216; 41°11,8′ с. ш., 69°15,5′ з. д.,
глубина 88 м. Знаки ряби обнаруживают слабую асимметрию, что связано с формированием их

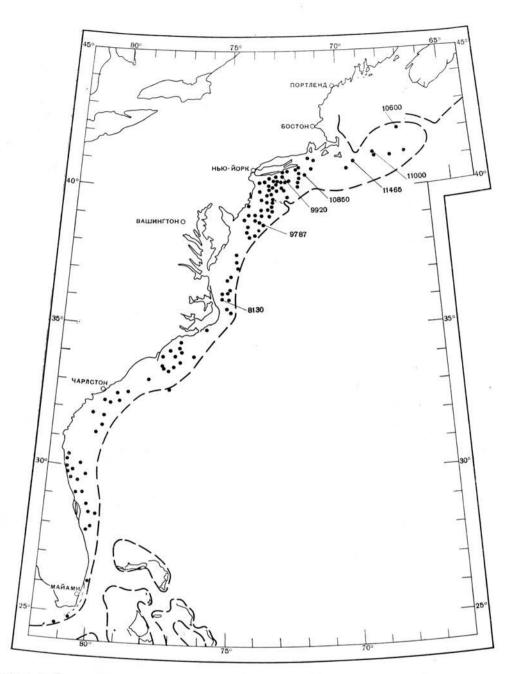
сильными приливными течениями, известными в этом районе.

Г. Алевритовая глина близ Нью-Йорка; станция 2118; 38°14,4′ с. ш. и 72°16,0′ з. д., глубина
2275 м. На поверхности видны признаки активной органической жизни. Это главным образом маленькие отверстия, образованные, по-видимому, червями полихетами. Более крупные отверстия — ходы неизвестных организмов.

донных осадков свидетельствуют о закономерном характере их распределения. Как видно на фиг. 5, наиболее крупные по механическому составу отложения встречаются в заливе Мэн и на материковом шельфе, прилегающем к Новой Шотландии. Это результат отложения осадков ледниками или плавающими льдами. Мелкозернистые отложения шельфа также встречаются в заливе Мэн. Они образуются благодаря развеванию и вымыванию тонких фракций ледниковых и флювиогляциальных отложений и последующему переотложению их в спокойных водах залива. Рельеф дна и схема распределения осадков указывают на то, что источником донных отложений в заливескорее была банка Джорджес, чем реки, текущие с материка, т. е. большинство отложений, заполняющих дно залива, было принесено со стороны моря,



основании изучения 1800 проб грунта, дна. Типы донных отложений подводной



Фиг. 6. Распределение раковин моллюсков Crassostrea virginica (Cmelin) на \глубинах. превышающих глубины их обычного обитания.

Эти раковины распространены по всему побережью, за исключением района к югу от Чарлстона, где могут преобладать виды, недоститочно известные. Возраст некоторых из этих раковин и торфяников в приливо-отливной зоне, установленный радиоуглеродным методом, равен 11 000 лет, а возраст раковины Crepidula, обнаруженной при бурении с установки для подводного бурения, составляет 11 465 лет.

ГЕОЛОГИЯ ОКРАИНЫ МАТЕРИКА НА ВОСТОКЕ США

17

а не со стороны суши. На большей части шельфа преобладают пески, которые обычно более крупнозернисты на внешней стороне шельфа, чем близ берегов. Отложения, покрывающие небольшие участки шельфа и значительную часть плато Блейк, представлены песчанистым илом. Глинистые илы и илистые глины покрывают материковый склон. Поверхностные отложения материкового подножия ниже основания материкового склона (на фиг. 5 не видны) состоят из алеврита (глобигеринового ила), который на глубине свыше 4000 м переходит в красную глубоководную глину.

Главными агентами переноса осадочного материала в океан и отложения его на поверхности шельфа и склона были, по-видимому, постплейстоценовые водные потоки. В северной части района эти потоки несли талые ледниковые воды; они эродировали ледниковые отложения и переносили продукты размыва в океан. Единственным местом, где донные осадки на значительной площади отлагались непосредственно льдами, мог быть район близ Новой Шотландии. Далее на юг донные отложения преимущественно известковые; на шельфе они представлены обломками раковин, а на плато Блейк и окаймляющих его склонах — глобигериновыми и птероподовыми илами. Выпадение осадков из морской воды могло привести к возникновению зоны глауконита и фосфоритов, встречающихся на склоне Флорида-Хаттерас и верхних частях материкового склона. В этой зоне присутствуют также глауконит и фосфорит, образовавшиеся в результате переработки третичных и мезозойских осадочных пород. Однако соотношения современных и реликтовых аутигенных компонентов в отложениях пока не известны.

На правом рисунке фиг. 5 донные отложения представлены в другом аспекте. Здесь показаны современные или недавно отложившиеся осадки в виде узкой полосы вдоль побережья (за исключением залива Мэн) и внешнего пояса, охватывающего все плато Блейк и материковый склон. Однако большая часть материкового шельфа выстлана реликтовыми отложениями, которые сформировались в последнюю ледниковую эпоху, когда берег выдвинулся далеко в сторону шельфа. Реликтовые отложения более крупнозернистые, чем прибрежные, и обогащены включениями окислов железа. На поверхности заметны углубления, образовавшиеся вследствие растворения. На 115 станциях (фиг. 6) образцы донных отложений содержали раковины обычных съедобных моллюсков, которые первоначально обитали в эстуариях и лагунах на глубинах всего несколько метров [23]. Возраст наиболее крупных раковин и торфяников в приливо-отливной зоне, установленный радиоуглеродным методом [6], колеблется от 8000 до 11 500 лет. Определение возраста раковин, отобранных с различных глубин, должно дать документальное представление о всем периоде трансгрессии океана на шельфе, начиная примерно с 20 000 лет назад до настоящего времени. Очевидно, принос современных отложений водными потоками недостаточен для захоронения реликтовых отложений на большей части материкового шельфа. Действительно, современные отложения редко достигают глубин, превышающих 20 м (6 м восточнее штата Джорджия) [27], если только они недостаточно тонкозернистые, чтобы переноситься через весь шельф и достигать в конечном счете материкового склона.

#### литология

Геология дна океана рассмотренного района, не считая покрова современных и плейстоценовых осадков, может быть охарактеризована в общих чертах на основании примерно 50 образцов, взятых в различных местах. Эти образцы были получены драгированием [37], при взятии колонок [7, 31], во время визуальных наблюдений при подводных погружениях [J. M. Zeigler, личное сообщение; 39] и в ходе буровых изысканий для строительства оснований радарных и световых башен [46; неопубликованные инженерно-

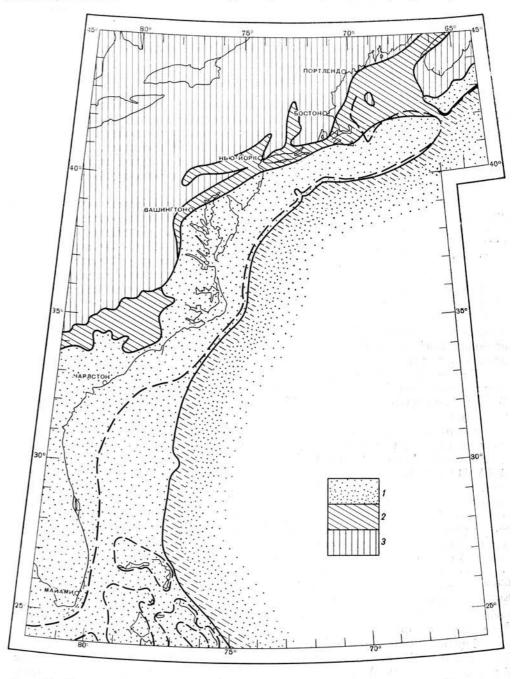
технические отчеты]. Все образцы, за исключением тех, которые получены при бурении, ограничены районами, где осадочный покров очень тонок или отсутствует. К подобным районам относятся верхняя часть материкового склона, склоны подводных каньонов, склоны подводных холмов на дне залива Мэн и верхняя часть плато Блейк. Эти данные дополнены экстраполяцией материалов по обнажениям на суще, взятых с опубликованных геологических карт [38; различные карты Штатов], данными бурения нефтяных и водных скважин [24] и данными сейсмических исследований глубоководного дна.

Образцы коренных пород отчетливо указывают на то, что плиоценовые и миоценовые аргиллиты и глинистые сланцы распространены на большей части материкового шельфа и встречаются в верхней части материкового склона (фиг. 7). Мергели и известняки плиоценового и миоценового возраста покрывают плато Блейк и Багамскую платформу. Отложения того же возраста подстилают, по-видимому, материковое подножие и дно глубокого океана. Общие темпы накопления осадков за последние 30 000 лет на материковом подножии, по мнению Эриксона, Юинга, Уоллина и Хейзена [7], были таковы, что плиоцен-плейстоценовая граница располагается на глубине 100—200 м ниже поверхности дна, т. е. значительно глубже, чем к западу от побережья Мексики, где образцы были получены в результате глубоководного бурения по экспериментальному проекту Мохол [32].

Прибрежная зона, протягивающаяся от Нью-Йорка через залив Мэн в залив Фанди, подстилается более древними породами. Эоценовые породы были встречены при бурении у полуострова Кейп-Код [45] и выявлены непрерывным сейсмическим профилированием. В заливе Мэн эти породы повсюду залегают под более молодыми отложениями [18]. Породы, содержащие ископаемую эоценовую фауну, были подняты драгой с вершин подводных гор, возвышающихся над материковым подножием [25]. Следовательно, эти вулканы имеют по крайней мере тот же возраст, что и поднятые с их поверхности образцы осадочных пород. Меловые отложения обнаружены благодаря сейсмическим измерениям в некоторых частях залива Мэн; их простирание вдоль берега отчетливо связано с наземными обнажениями в Нью-Джерси, непосредственно к юго-западу от Нью-Йорка. Образцы, взятые с помощью драг. обычно содержали эрратические обломки красного триасового сланца, а непрерывным сейсмическим профилированием была установлена связь упомянутых сланцев с известными обнажениями в заливе Фанди [29]. Предположение Джонсона [19, стр. 295] о том, что в заливе Мэн проходит полоса триасовых сланцев, по-видимому, подтверждается современными данными образцами донных проб и сейсмическими измерениями. В заливе Мэн известны палеозойские интрузии изверженных пород [39]; подобные интрузии и сопутствующие им метаморфические породы обычны и в окрестностях Нью-Йорка.

Обнажения осадочных пород на материковом склоне чаще встречаются в подводных каньонах или на крутых участках склона, где в настоящее время отлагается минимальное количество донных отложений. Возраст этих пород колеблется от олигоцена до верхнего мела [13, стр. 44—48; 31]. Непрерывность обнажений вдоль склона установлена недостаточно определенно. Уступы на материковом склоне, которые иногда принимают за глубоководные террасы, были интепретированы Хейзеном и его коллегами как выходы устойчивых к эрозии коренных пород, слегка выступающих над слоями менее устойчивых пород. Однако аномально большие глубины, с которых подняты образды плиоценовых и миоценовых пород, и некоторые сейсмические данные указывают на существование зон резких прогибов в пределах материкового склона. Там, где прогибы велики, более древние породы обнажаются только в том случае, если толща более молодых пород сносится в результате воздействия эрозии или развития оползней. Поскольку вопрос

о непрерывности обнажений остается открытым, зона домиоценовых пород на материковом склоне показана пунктирной штриховкой (на фиг. 7).



Фиг. 7. Геологическая карта доплейстоценовых пород в пределах подводной окраины материка.

1 — плиоцен-миоценовые отложения; 2 — олигоцен-триасовые; 3 — пермские и более древние отложения.

Таким образом, на геологической карте проявляются четыре почти параллельные зоны донных осадочных пород, расположенные к востоку от

района залегания палеозойских пород. Зоны представлены перемежающимися выходами домиоценовых и плиоцен-миоценовых осадочных отложений. Разделение единого покрова плиоцен-миоценовых слоев на материковом склоне на две полосы узкой зоной более древних пород свидетельствует, по-видимому, о том, что морская седиментация была прервана в результате развития диастрофических движений вдоль материкового склона.

#### СТРУКТУРА

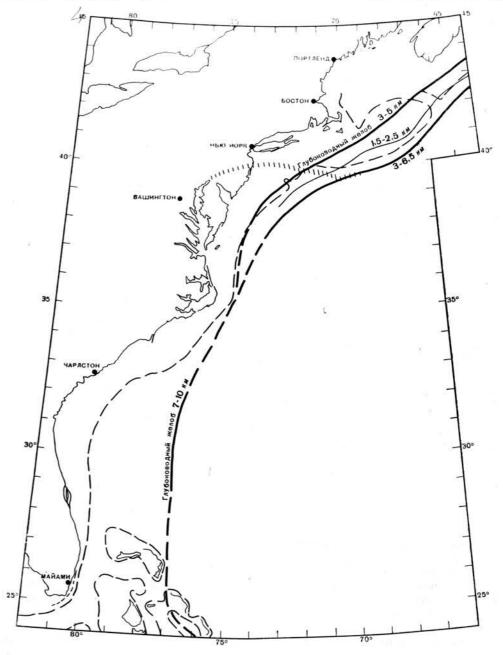
Геологическая структура окраины материка могла быть изучена по геологическим данным, т. е. по выходам коренных пород и данным буровых скважин, лишь частично. Геофизические методы исследований существенно дополнили результаты, полученные геологическими методами. Применяемые на море геофизические методы те же самые, что и на суще, за исключением различий в технике исследований, вызванных спецификой работы с аппаратурой на судах.

Изучение силы тяжести проводилось главным образом сотрудниками Ламонтской геологической обсерватории, которые использовали для исследований как надводные суда, так и подводные лодки. Обобщение результатов [44] показывает, что аномалии Буге возрастают от —25 и +30 мгл у берегов до +100 мгл близ внешнего края шельфа и примерно до +300 мгл над верхней частью материкового подножия. Изогалы, как правило, следуют параллельно береговой линии, за исключением районов восточнее штата Джорджия и северной Флориды, где некоторые из них приобретают поперечное направление. Общая схема распределения изогал указывает на уменьшение мощности земной коры континентального типа в сторону океана и замещения ее более плотными породами субокеанической земной коры, как это наблюдается и у других окраин материков.

Измерения земного магнетизма могут дать более детальную информацию о структуре земной коры, чем гравиметрические исследования. Как показали Дрейк, Хиртцлер и Хиршман [4], измерения, выполненные корабельным и воздушным буксируемыми магнитометрами, выявили серию положительных и отрицательных аномалий, в общем параллельных направлениям, установленным путем измерений силы тяжести. Эти пояса подобны поясам, выявленным Вакье, Рафом и Уорреном [42] у Тихоокеанского побережья США. В обоих районах пояса аномалий смещены в горизонтальном направлении, по-видимому, в результате развития крупных разломов горизонтального смещения. Полагают, что разлом на Атлантическом побережье простирается от Аппалачей, через Нью-Джерси и далее вдоль материкового склона до соединения с цепью подводных гор Новой Англии и по простиранию этой цепи уходит на дно глубокого океана (фиг. 8). Горизонтальное смещение могло быть порядка нескольких сот километров. Поскольку породы триаса на суще смещены, а слои раннего мела залегают в ненарушенном состоянии, возраст разлома определяется как триасовый. Наиболее древние доступные для изучения породы в пределах разлома на дне океана имеют эоценовый возраст. Эти породы с включением ископаемой эоценовой фауны подняты с подводных гор [25].

Еще более детальная информация о структуре была получена в результате сейсмических исследований методом преломленных волн. Эти работы были начаты вдоль Атлантического побережья в 1937 г. [9]. Результаты исследований обобщены Дрейком, Юингом и Саттоном [3]. Схематическая карта (фиг. 8) показывает наличие двух глубоких желобов вдоль окраины материка близ Новой Англии. Они расположены частично за пределами шельфа, частично за пределами материкового склона. Между двумя желобами возвышается хребет. Аналогичные сейсмические исследования, проведенные Херси, Бансом, Уириком и Дицем [15] у берегов Флориды, выявили присут-

ствие лишь одного желоба, расположенного непосредственно у края плато Блейк. Этот желоб представлял собой как бы слияние двух желобов Новой



Фиг. 8. Оси глубоководных желобов у Атлантического побережья США. Желобы показаны на основании данных сейсмических исследований методом преломленных волн [3, 15]. Цифрами указана мощность осадочной толщи над фундаментом. Косыми штрихами обозначен район смещений магнитных аномалий, описанный Дрейком, Хирцлером и Хиршманом [4].

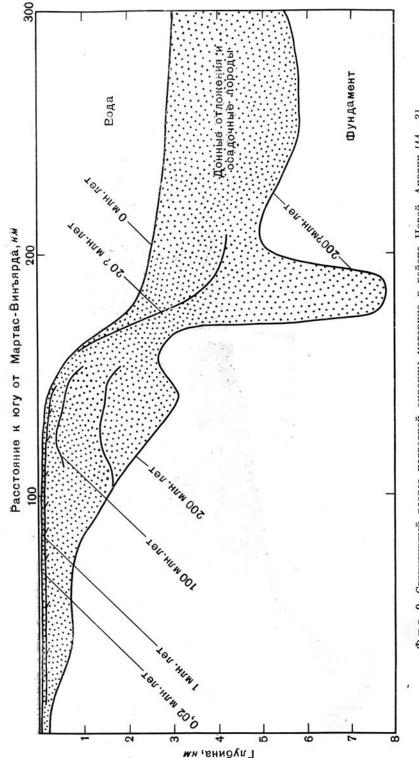
Англии. Как ведет себя желоб южнее Флориды, не установлено, однако, судя по данным буровых скважин, он, по-видимому, не имеет прямого продолжения на юг. Более вероятно, что он изгибается в юго-восточном направлении,

22 К. ЭМЕРИ

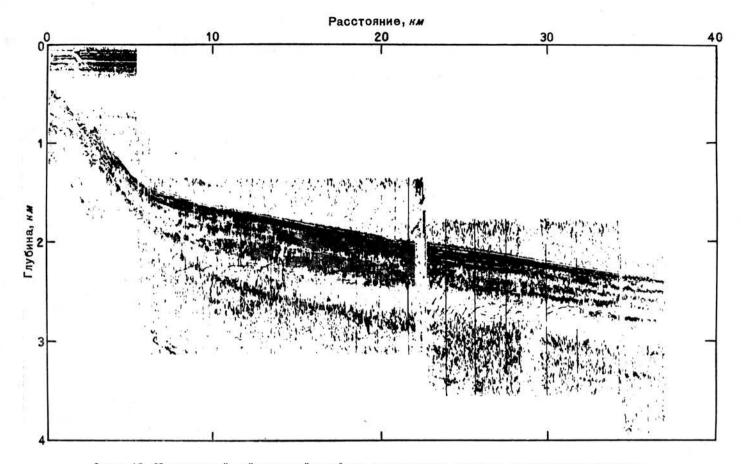
проходит через район Багамских банок и соединяется с глубоководным желобом Пуэрто-Рико. В желоба, расположенные между Новой Шотландией и Флоридой, рыхлые отложения сносились многочисленными водными потоками с обширной площади. Это привело к накоплению значительных масс осадков, достигающих мощности 3—10 км. В желоб Пуэрто-Рико сносится значительно меньше рыхлых отложений, поэтому он заполнен только частично [10]; кроме того, эта часть желоба в отличие от северных желобов испытывает в настоящее время активное погружение. Поперечный разрез желоба у Новой Англии свидетельствует о том, что максимальный возраст отложений в желобах раннемеловой (фиг. 9). Поверхность фундамента, на которой залегают осадочные породы, по-видимому, является морским продолжением той зоны пенеплена, которая хорошо известна на материке, а также под отложениями береговой равнины. Поверхность фундамента под наиболее глубокими частями желобов и с океанской стороны от них может иметь различное происхождение.

Детальная информация о структуре подводной окраины материка получена методом непрерывного сейсмического профилирования с применением одного из нескольких доступных источников звука. На фиг. 10 показан один из многих профилей материкового подножия, полученных с применением новой техники. Работы выполнены сотрудниками Вудсхоллского института Хоскинсом (Н. Hoskins, готовится к печати) и Колфилдом (D. Caulfield) с использованием спаркера (искрового разрядника.— Прим. ред.) мощностью 100 000 дж. На записи четко видны акустические отражения от многих слоев материкового подножия до глубины 1600 м (а в действительности, по-видимому, до глубин порядка 2100 м, если считать скорость звука в донных отложениях больше, чем в воде). Совершенно очевидно, что эти слои заходят и на материковый склон, подобно тому как растущий аллювиальный конус выноса перекрывает подножие горного сооружения.

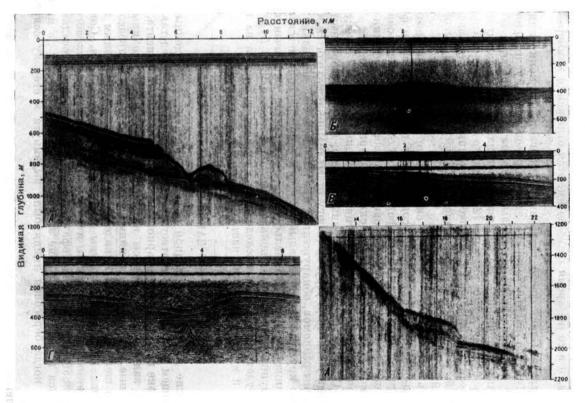
Непрерывное сейсмическое профилирование оказалось одним из лучших средств изучения мелководных структур материкового шельфа. Многочисленные профили построены Юингом, Ле-Пишоном и Юингом [8], а также Херси [14] и его сотрудниками. Около 8000 км было пройдено на материковом шельфе и склоне со спаркером при выполнении объединенной программы Геологической службы США и Вудсхоллского океанографического института. Эти профили показывают типичные угловые несогласия на поверхности наклоненных к морю пластов осадочных пород (по-видимому, плиоценовых сланцев), покрытых донными отложениями мощностью 10-60 м. При этом в толще донных отложений наблюдаются четыре или пять отражающих горизонтов. Осадки, залегающие над поверхностями несогласия, оказались плейстоценовыми ледниковыми и морскими отложениями; они изучены по данным бурения разведочных скважин и по данным колонок. Эти отложения свидетельствуют о том, что шельф надстроен после того, как он был срезан в результате эрозии в период понижения уровня океана в раннем плейстоцене. Профили показывают также, что отложения, залегающие над поверхностью углового несогласия, выдвигаются в сторону океана и покрывают верхнюю часть материкового склона, особенно в районах, куда с суши поступают большие количества рыхлых осадков. В районе банки Джорджес и у побережья Флориды приносится мало осадочного материала, поэтому покров донных отложений здесь, как и в других подобных районах, незначителен или отсутствует вовсе (фиг. 11). На профилях непрерывного сейсмического зондирования обычны каналы, являвшиеся, по-видимому, в прошлом эрозионными долинами материкового шельфа, заполненными впоследствии морскими отложениями. В заливе Мэн есть несколько участков, где на поверхность выступает гранитное основание, покрытое тонким слоем современных морских отложений. Подобные неровности в рельефе фундамента обнаружены в районе полуострова Кейп-Код при сейсмических исследованиях



масштабов горизонтального и вертикального Англии [11, районе Новой соотношение окраины материка подводной Структурный данным H I. 0 110 Разрез построен



Ф и г. 10. Непрерывный сейсмический профиль материкового склона и материкового подножия. Измерения выполнены Хоскинсом и Колфилдом из Вудсхоллского океанографического института. Наиболее глубокое отражение нанесево на фиг. 9 для сравнения с другими сейсмическими данными.



Фиг. 11. Отдельные участки непрерывных сейсмических профилей в районе, показанном на фиг. 3.

рывных сейсмических профилей в районе, показанном на фиг. 3. Глубины не исправлены за отклонение скорости звука в морской воде (около 1500 м/сек) от скорости, свойственной донным отложениям. Профили выбраны и расположены таким образом, чтобы показать характер дна на больших глубинах и второе отражение от мелководного клона (от 39°37′ с. ш., 71°23′ з. д.— слева до 39°26′ с. ш., 71°23′ з. д.— слева до 39°26′ с. ш., 71°23′ з. д.— слева до 39°26′ с. ш., 71°23′ з. д.— справа). Современные отложения покрывают материковый склон, и часть из них сползает вниз по склону в виде оползней. В. Низкий холм в заливе Мэн (от 42°30′ с. ш., 67°00′ з. д.— справа). Под холмом залегают породы фундамента (возможно, граниты). Холм окаймлен наклонными слоями третичных пород и покрыт тонким слоем современных отложений. В. Восточный склон банки Джорджес (от 41°58′ с. ш., 65°57′ з. д.— справа). Разрез представлен в основном слоями третичных пород, залегающих почти горизонтально. Канал (в центре) был выработан в этих породах, а позже заполнен отложениями. Впоследствии длинный пологий склон был эродирован, по-видимому, ледниками, которые выпахивали как рыхлые отложения, так и плотные третичные породы. Г. Северо-восточный канал на восточной окраине банки Джорджес (от 42°01′ с. ш., 65°43′ з. д.— справа). Пологонаклонные третичные слои залегают на меловых породах (известняках?). Поверхность контакта может в значительной мере быть отражением залегают на меловых породах (известняках?). Поверхность контакта может в значительной мере быть отражением залегают на меловых породах иней.

26 к. эмери

и по данным бурения [26]. В целом записи непрерывного сейсмического профилирования свидетельствуют о сложном геологическом развитии материкового шельфа в недавнем прошлом.

#### ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Значение всех четырех разделов морской геологии (рельеф, донные отложения, литология и структура) проявляется особенно четко при рассмотрении некоторых аспектов экономического использования ресурсов мелководной части подводной окраины материка. При общей оценке, по-видимому, наиболее важными ресурсами являются песок и гравий. Эти отложения широко распространены на материковом шельфе (фиг. 12). Наиболее крупнозернистые, а следовательно, и более ценные материалы залегают на внешней стороне шельфа в области распространения реликтовых отложений (фиг. 5). Разработка этих ресурсов едва ли возможна из-за воздействия прибрежных процессов, и в то же время не везде имеются отложения коммерческой кондиции.

На плато Блейк часто встречаются марганцевые конкреции (фиг. 12 и 13). Широкое распространение этих образований обусловлено тем, что медленно накапливающиеся окислы марганца не засоряются обломочным и биогенным материалом. На большей части плато Блейк конкреции имеют небольшое промышленное значение [22]. Однако на половине плато, обращенной к океану, наблюдаются пониженные темпы накопления «засоряющих» отложений, и эта часть плато является местом накопления высокосортных конкреций.

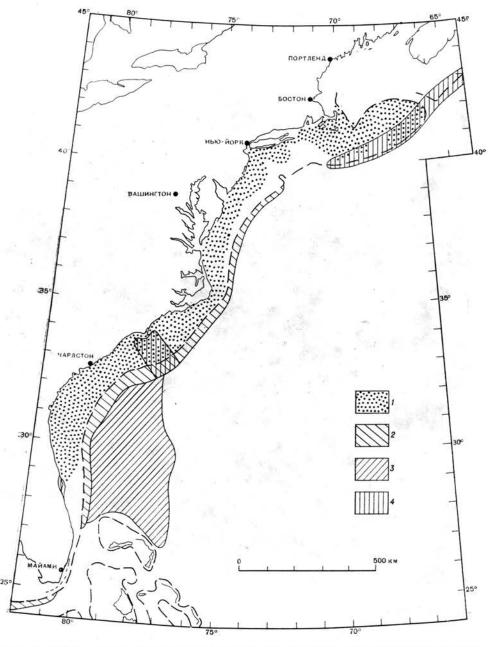
Вдоль материкового склона и склона Флорида-Хаттерас проходит пояс аутигенно-биогенных отложений, содержащих глауконитовые и фосфоритовые конкреции (фиг. 12 и 14). Фосфориты могут иметь частично современный генезис, но значительная доля их связана в своем происхождении с обнажениями миоценовых формаций на склоне Флорида-Хаттерас.

Наконец, возможны перспективные районы на нефть (оконтурены на фиг. 12). Один из них, расположенный на юге, является морским продолжением свода Кейп-Фир. Другой (к югу от Нью-Йорка) находится на продолжении зоны разломов, обнаруженной при магнитных исследованиях (фиг. 8). Наиболее крупный перспективный на нефть район располагается на северовостоке ниже материкового шельфа вдоль оси хребта, заключенного между двумя крупными желобами, показанными на фиг. 8 и 9. В будущем, возможно, будет проводиться исследование упомянутого хребта на нефтегазоносность и в более глубоких частях материкового склона.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

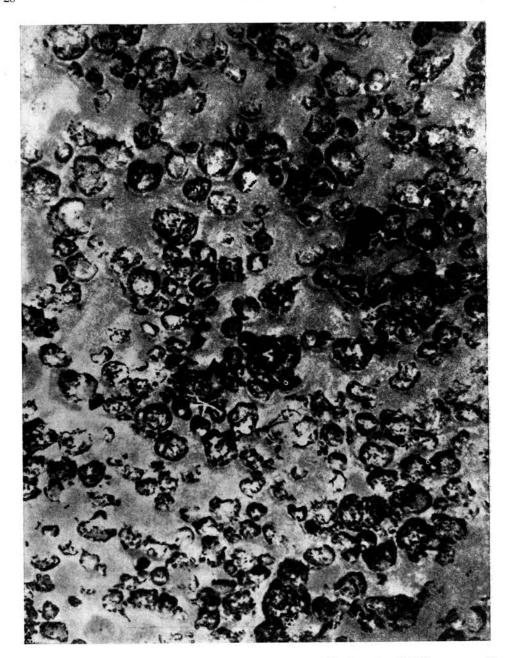
Многие данные о подводной окраине материка, приведенные в предшествующем разделе, не соответствуют классическому представлению об этом районе как зоне элементарной аккумуляции близ континента. Глубоководность залива Мэн, террасы на поверхности шельфа, долины шельфа, заполненные донными отложениями, подводные каньоны за пределами материкового шельфа — все это свидетельствует о том, что главным процессом в пределах подводной окраины материка является эрозия. Современные морские отложения маломощны и не покрывают всего материкового шельфа. Более половины площади шельфа выстилается реликтовыми осадками, отложившимися в прибрежной зоне за период 20 000—5000 лет до настоящего времени, когда береговая линия была выдвинута в сторону современного шельфа.

Залегание плиоцен-миоценовых осадочных пород под плейстоценовыми отложениями почти на всем протяжении шельфа вполне объяснимо. Вместе



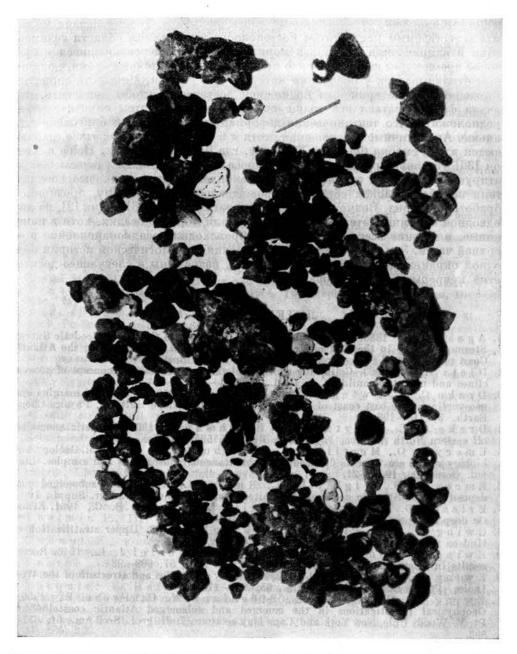
Фиг. 12. Карта, показывающая наиболее перспективные районы использования ресурсов океана. Небольшой нефтеносный район может располагаться на материковом шельфе близ Нью-Йорка вдоль полосы магнитных аномалий, показанной на фиг. 8.

1 — песок; 2 — фосфориты; 3 — марганцевые конкреции; 4 — нефть.



 $\Phi$  и г. 13. Марганцевые конкреции на плато Блейк (39°57′ с. ш., 78°20′ з. д., глубина 814 м). Средний размер конкреций — около 12 см в диаметре.

с тем разделение этой системы на материковом склоне на две полосы более или менее непрерывной линией выходов пород олигоцена и верхнего мела несомненно свидетельствует о том, что накопление осадков было прервано в период формирования современного материкового склона. В настоящее время наиболее приемлемый вывод заключается в том, что после отложения пород верхнего мела образовался разлом вдоль современного материкового склона. Присутствие третичных отложений плиоценового возраста на поверх-



Фиг. 14. Фосфоритовые конкреции на склоне Флорида-Хаттерас восточнее мыса Кейп-Ромейн (32°43,2' с. ш., 78°09,5' з. д., глубина 177 м, станция 1402). Наиболее крупные из конкреций достигают в длину 4 см.

ности шельфа позволяет предполагать, что эта деформация произошла после плиоцена. Однако рассматриваемый район слишком спокоен в сейсмическом отношении для такого недавнего периода крупнейших диастрофических движений. Поэтому вполне вероятно, что деформации произошли вскоре после окончания мелового периода осадконакопления, а менее мощные слои третичных осадков отложились как на приподнятых, так и на погруженных блоках земной коры, подобно тому как отлагаются современные донные отло-

жения. Общий наклон плиоценовых слоев шельфа в сторону океана может быть естественным результатом постепенного выдвижения области седиментации в направлении глубокого моря. Отложения, переносившиеся в третичное время через шельф, как это происходит и в настоящее время, должны были откладываться у основания материкового склона. Мощность слоистых отложений под материковым подножием достаточна, чтобы допустить, что начала формироваться эта толща еще в миоцене. В этом случае следует предположить, что тектонические деформации произошли в олигоцене или раньше. Аналогичные соотношения, хотя и в более медком масштабе, наблюдаются вдоль склона Флорида-Хаттерас, где Шеридан, Дрейк, Нейф и Хеннон [36] установили существование сброса с вертикальным сдвигом 600 м. датируемого поздним эоценом. Осадконакопление, происходившее впоследствии на обоих блоках сброса, сопровождалось, по-видимому, эрозионной обработкой склона. Возможно, как предполагали Хесс [16] и Диц [2], на дно подводной окраины материка также поступали морские осадки, хотя и измененные, в течение всего периода, пока происходило осадконакопление в ее верхней части. Эти и другие вопросы строения и геологической истории подводной окраины материка будут, очевидно, разрешены в следующее десятилетие непрерывных исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Agassiz A., 1888. Three Cruises of the United States Coast and Geodetic Survey Steamer «Blake» in the Gulf of Mexico, in the Caribbean Sea, and along the Atlantic Coast of the United States, from 1877 to 1880, 2 vols, Boston.
- 2. Dietz R. S., 1963. Collapsing continental rises: An actualistic concept of geosyn-
- clines and mountain building, J. Geol., 71, 314—333.

  3. Drake C. L., Ewing M., Sutton G. M., 1959. Continental margins and geosynclines: The east coast of North America north of Cape Hatteras, Physics Chem.
- Earth, 3, 110-198.

  4. Drake C. L., Heirtzler J., Hirshman J., 1963. Magnetic anomalies off eastern North America, J. geophys. Res., 68, 5259-5275.

  5. Emery K. O., Merrill A. S., Trumbull J. V. A., 1965. Geology and biology of the sea floor as deduced from simultaneous photographs and samples, Lim-
- nol. Oceanogr., 10, 1—21.
  6. Emery K. O., Wigley R. L., Rubin M., в печати. A submerged peat deposit off the Atlantic coast of the United States, Limnol. Oceanogr. Suppl., 10.
- deposit off the Atlantic coast of the United States, Limnol. Oceanogr. Suppl., 10.

  7. Erics on D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C., 1961. Atlantic deep sea cores, Bull. geol. Soc. Am., 72, 193-286.

  8. Ewing J., Le Pichon X., Ewing M., 1963. Upper stratification of Hudson Apron region, J. geophys. Res., 68, 6303-6316.

  9. Ewing M., Woollard G.P., Vine A.C., Worzel J. L., 1946. Recent results in submarine geophysics, Bull. geol. Soc. Am., 57, 909-934.

  10. Ewing M., Worzel J. L., 1954. Gravity anomalies and structure of the West Indies, Pt. I, Bull. geol. Soc. Am., 65, 165-174.

  11. Ewing M., Worzel J. L., Steenland N. C., Press F., 1950. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain.

- Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Pt. V. Woods Hole, New York and Cape May sections, Bull. geol. Soc. Am., 61, 877—
- 12. Ganong W. F., 1929. John Cabot The La Cosa Map and the Cape Breton landfall, Trans. roy. Soc. Can. [3] (2), 23, 135-175. (See reprinting in Crucial Maps in the Early Cartography and Place Nomenclature of the Atlantic Coast of Canada, Univ. Toronto Press, 1964, 1-511.)
- 13. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The floors of the oceans, I. The North Atlantic, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 65, 1—122. См. также русский пере-М. Тарп, М. Юинг, Дно Атлантического океана, вод: Б. Хейзен,
- часть I, М., ИЛ, 1962. 14. Hersey J. B., 1963. Continuous reflection profilling, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M.N. (ed.), New York, 3, 47—72.

  15. Hersey J. B., Bunce E. T., Wyrick R. F., Dietz F. T., 1959.
- Geophysical investigation of the continental margin between Cape Henry, Virginia, and Jacksonville, Florida, Bull. geol. Soc. Am., 70, 437-466.
- 16. Hess H. H., 1962. History of ocean basins in Petrologic Studies: A volume to honor A. F. Buddington, Geol. Soc. Am., 599-620.

17. Hoskins H., 1965. Seismic reflection observations on the continental shelf, slope and rise south-east of New England, Unpubl. doctl. diss., Univ. Chicago.

18. Hoskins H., Knott S. T., 1961. Geophysical investigation of Cape Cod Bay,

- Massachusetts, using the continuous seismic profiler, J. Geol., 69, 330-340.

  19. Johnson D., 1925. The New England Acadian Shoreline, New York, 1-608.

  20. Libreria J. V., 1951. Mapas Españoles de America, Siglos XV-XVII, Madrid. 21. Mero J. L., 1961. Sea floor mining, Undersea Technology, Nov./Dec., 22-26.
- 22. Mero J. L., 1962. Ocean-floor manganese nodules, Econ. Geol., 57, 747-767.

  23. Merrill A. S., Emery K. O., Rubin M., 1965. Ancient oyster shells on Atlantic continental shelf, Science, 147, 398-400. 24. Murray G. E., 1961. Geology of the Atlantic and Gulf Coast Province of North-America, New York, 1-692.
- 25. Northrop J., Frosch R. A., Frassetto R., Zeigler J. M., 1959. The Bermuda — New England Seamount Chain. [Int. Oceanogr. Congr. Preprints, Washington, D. C.], Am. Ass. Adv. Science, 48—49.

  26. Oldale R. N., Tuttle C. R., 1964. Seismic investigations on Cape Cod, Massachusetts, Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 475-D, 118D—122D.
- on the Georgia continental shelf, Bull. Georgia Acad. Sci., 22, 37-40.
- 28. Pourtales L. F., 1870. Der Boden des Golfstromes und der Atlantischen Küste Nord-America, Petermanns Mitt., 16, 393-398.
- 29. Powers S., 1916. The Acadian Triassic, J. Geol., 24, 1—26, 105—122, 254—268. 30. Pratt R. M., в печати. The continental shelf and slope off the Atlantic coast of
- 30. Pratt R. M., в печати. The continental shelf and slope off the Atlantic coast of United States: Deep-Sea topography and sediments, Prof. Pap. U.S. geol. Survey.

  31. Pratt R. M., Heezen B. C., 1964. Topography of Blake Plateau, Deep-Sea Res., 11, 721—728.

  32. Riedel W. R., Ladd H. S., Tracey J. I., Jr., Bramlette M. N., 1961. Preliminary drilling phase of Mohole Project. II. Summary of coring operations, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 45, 1793—1798.

  33. Рвачев В. Д., 1964. Рельеф и донные отложения банки Джорджес и Банкеро, Матариали рыбоходяйстваниях исследований Сереврико бассейна. Полодини научно-
- Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна, Полярный научноисследовательский и проектный институт морского рыбного хозяйства и океаногра-
- исследовательский и проектими институт морского распользования и проектими мурманск, 2, 78—87.

  34. Schlee J., 1964. New Jersey offshore gravel deposit, Pit Quarry, 57, 80, 81, 95.

  35. Shepard F. P., Cohee G. V., 1936. Continental shelf sediments off the MidAtlantic states, Bull. geol. Soc. Am., 47, 441—458.
- 36. Sheridan R. E., Drake C. L., Nafe J. E., Hennion J., 1964. Seismic-refraction measurements off the continental margin east of Florida, Prog. 1964
- Ann. Meeting, Geol. Soc. Am., 183.

  37. Stetson H. C., 1949. The sediments and stratigraphy of the east coast continental. margin: Georges Bank to Norfolk Canyon, Pap. Phys. Oceanogr. Mass. Inst. Tech. and Woods Hole Oceanogr. Inst., 11 (2), 1-60.
- 38. Stose G. W., 1932. Geologic Map of the United States, scale 1:2500000, U.S. geol. Survey.

  39. Toulmin P., III, 1957. Notes on a peralkaline granite from Cashes Ledge, Gulf
- 40. Uchupi Е., в печати. The continental margin off the Atlantic coast of United
- States: Topography, Prof. Pap. U.S. geol. Survey.

  41. Ve at ch A. C., Smith P. A., 1939. Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo Submarine Valley, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 7, 1—101.

  42. Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E., 1961. Horizontal displace-
- ments in the floor of the north-eastern Pacific Ocean, Bull. geol. Soc. Am., 72, 1251-
- 43. Wigley R. L., 1961. Bottom sediments of Georges Bank, J. Sedim. Petrol.,
- 44. Woollard G. P., Joesting H. R. (chairmen), 1964. Bouguer Gravity Anomaly Map of the United States, U.S. geol. Survey.
  45. Zeigler J. M., Hoffmeister W. S., Giese G., Tasha H., 1960.
- Discovery of Eocene sediments in sub-surface of Cape Cod, Science, 132, 1397-1398.
- 46. Zeigler J. M., Tuttle S. D., Tasha H. J., Giese G. S., 1964. Pleistocene geology of Outer Cape Cod, Bull. geol. Soc. Am., 75, 705-714.

#### Коралловые рифы и лагуны островов Майотта, Коморский архипелаг в Индийском океане, и Новая Каледония в Тихом океане

А. Гилчер

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В 1959 и 1963 гг. на коралловые рифы острова Майотта в Индийском океане и на атолл Мопелиа и остров Борабора из группы островов Общества в Тихом океане были организованы две экспедиции. В 1960 г. автор принимал участие в крупной экспедиции, в течение трех лет изучавшей коралловые рифы Новой Каледонии. В настоящей статье рассматриваются результаты исследований, выполненных на островах Майотта и Новая Каледония. Обработка данных, полученных на островах Общества, еще не завершена.

Вдоль островов Майотта и Новая Каледония тянутся барьерные рифы, окружающие хорошо развитые лагуны. Барьерный риф Новой Каледонии (по размерам второй в мире) несравненно длиннее, чем рифовая полоса острова Майотта, и поэтому в 1960 г. в его пределах изучались только два участка и прилегающие к этим участкам лагуны. Тем не менее барьерные рифы островов Майотта и Новая Каледония можно сравнивать между собой. Особое внимание в статье уделяется характеристике осадочных отложений этих островов.

#### КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ И ЛАГУНА ОСТРОВА МАЙОТТА

Коморский вулканический архипелаг, расположенный к северу от Мозамбикского пролива, включает острова, возраст которых с запада на восток становится все более древним. Остров Гранд-Комор в западной части архипелага является действующим вулканом; риф Гейзер и острова Глорьёз в восточной части архипелага представляют собой банки, иногда похожие на атоллы, на которых вулканогенное основание полностью скрыто под постройками кораллов. Остров Майотта находится в центральной части архипелага; это потухший вулкан, окруженный наиболее ярко выраженным в Индийском океане барьерным рифом, протягивающимся на 140 км и отгораживающим лагуну, максимальная глубина которой достигает примерно 80 м. В период сухого зимнего сезона в южном полушарии остров Майотта попадает в южную зону пассатов, а во время дождливого летнего сезона подвергается воздействию север-северо-западных муссонов. Ветры в основном умеренные, но летом иногда проносятся ураганы. Сила пассатов больше, чем муссонных ветров, за исключением, возможно, некоторых участков северсзападного побережья острова, но в северо-западной части барьерного рифа пассаты опять становятся сильнее. В весенний сезон высота приливов превышает 4 м.

Исследовательские работы проводились на борту судна «Орсом-II» и включали замер глубин и скорости течений, отбор донных проб и изучение рифов. В процессе работ было отобрано около 400 образцов.

#### Барьерный риф

Барьерный риф (фиг. 1) протягивается непрерывной полосой с северовосточной, восточной и южной стороны острова, где он разрывается многочисленными и местами довольно широкими проливами. С западной и северозападной стороны острова барьерный риф развит лишь небольшими участками. На востоке в полосе барьерного рифа возвышается небольшой островок Паманзи, образовавшийся в результате вулканического извержения. Это извержение произошло значительно позже того, которому обязан своим существованием сам остров Майотта, и после начала формирования барьерного рифа. О последнем свидетельствуют многочисленные кораллы, встречающиеся среди пеплов и туфов в обрывах восточного берега островка.

Размеры и форма проливов, разрывающих барьерный риф, весьма различны. Извилистый пролив Лонгогори на востоке глубиной 50—60 м имеет 4 км в длину и всего 300—400 м в ширину. Глубина пролива Замбуру на севере достигает более 80 м. В отличие от них в проливах Бандели и Северный Сазиле, расположенных к востоку от острова Майотта, со стороны, обращенной к открытому морю, имеется подводный бар глубиной 7—18 м, который сменяется глубокой, до 50—60 м, депрессией, затем их дно плавно поднимается по направлению к лагуне. Пролив Морн-Руж на западе имеет плоское дно и глубину 40—45 м. Другие проливы значительно более мелкие, как, например, пролив Шоазиль, представляющий собой по существу затопленную часть барьерного рифа.

На юго-западе острова Майотта за основным, или внешним, барьерным рифом развит внутренний барьерный риф, который тянется на 18,5 км. Глубина моря между внутренним рифом и островом обычно превышает 30 м. Существование такого двойного барьера — особенность, очень редко встречающаяся в коралловых морях. Насколько известно автору, единственным на земном шаре примером, сравнимым в этом отношении с островом Майотта, является остров Вити-Леву (острова Фиджи); прерывистые элементы такого внутреннего барьера можно видеть у берегов Новой Каледонии (см. стр. 51). Другие примеры, встречающиеся в литературе, гораздо менее типичны.

#### Батиметрия лагуны

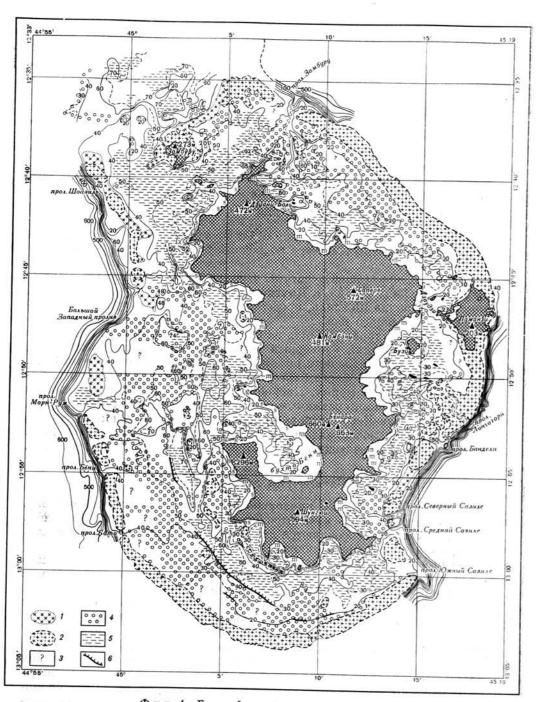
Как правило, дно лагуны наклонено в сторону центрального острова, и наиболее глубокая часть ее находится близ берегов, а не у барьерного рифа. В рельефе дна лагуны обособляются две геоморфологические формы: скалистые выступы и подводные равнины.

Подводные скалы обычно расположены недалеко от внешнего барьерного рифа. Часто они бывают настолько многочисленны, что сливаются с рифовым барьером, который как бы является их наиболее мелководным продолжением. Природа подводных выступов хорошо изучена по образцам, отобранным во многих местах. Большая часть их поверхности состоит из отмерших кораллов, покрытых известковыми водорослями, губками или Halimeda, но имеются и живые кораллы, обнаруженные до глубины 27—40 м.

Подводные равнины распространены преимущественно во внутренних частях лагуны. Однако на юг-юго-востоке и отчасти на северо-западе и севере подводные равнины распространены почти по всей лагуне, тогда как скалистые выступы встречаются здесь лишь изредка. Дно лагуны в пределах подводных равнин сложено илом, за исключением северо-западных и северных ее участков, где оно покрыто песками.

В лагуне, кроме того, встречаются уступы, связанные, вероятно, со сбросами, подводные долины, а также затопленный карстовый рельеф. Один или два наиболее крупных уступа высотой 10—25 м, обращенных в сторону центрального острова, были обнаружены в юго-западной части лагуны.

A. Guilcher, Coral Reefs and Lagoons of Mayotte Island, Comoro Archipelago, Indian Ocean, and of New Caledonia, Pacific Ocean.



Фиг. 1. Геоморфология лагуны Майотта

Батиметрические кривые (в метрах) даны для самого низкого уровня воды. 1 — рифы с вершиной, погруженной на несколько метров; 2 — коралловые рифы; 3 — отсутствие данных; 4 — дно, покрытое отдельными рифовыми постройками; 5 — ровное дно; 6 — предполагаемые разломы; s — пески; g — галечники; m — мангровы.

коралловые рифы островов майотта и новая каледония

Они тянутся на 22 км и представляют собой, по-видимому, молодые сбросы. К западу от острова Майотта отмечено несколько резко выраженных депрессий глубиной 60-70 м, с крутыми склонами и плоским дном, напоминающих карстовые депрессии. Образование высоких скалистых выступов в наиболее крупных из этих депрессий может быть связано с карстовыми процессами; вероятно, позже эти выступы обросли коралловыми построй-

ками. Подобные карстовые структуры, по-видимому, образовались в коралловых известняках лагуны во время низкого стояния уровня моря в плей-

стоцене.

Несколько таких же узких V-образных депрессий с крутыми склонами, отмеченных на эхограммах, интерпретируются как более древние субаэральные долины, врезанные в современную лагуну во время понижения уровня моря. Такая интерпретация основывается на связи подобных расселин с глубокими проливами в барьерном рифе, такими, как Замбуру, Лонгогори и Северный Сазиле.

#### Морфологическая эволюция

Геологическую историю острова Майотта можно представить следующим образом. После первого вулканического извержения образовалась основная часть острова, вокруг которого затем развивались рифовые постройки. В результате последующего общего погружения сформировался барьерный риф. После относительно стабильного периода в юго-западной части острова вновь возобновились погружения, что обусловило возникновение внутреннего барьерного рифа. Росту внутреннего рифа благоприятствовала большая высота приливов, способствовавшая частому проникновению в лагуну волнений и перемешиванию водных масс, значительно большему, чем это характерно обычно для лагунных условий.

Последнее вулканическое извержение произошло в восточной части внешнего барьерного рифа. В результате этого извержения образовался остров Паманзи. Во время плейстоценовых эвстатических колебаний уровня моря лагуна была осушена; на известняковых отложениях лагуны развился карстовый рельеф и образовались врезы в виде подводных долин и проливов во внешнем барьерном рифе. Морская седиментация, возобновившаяся после затопления лагуны во время послеледниковой трансгрессии, не была достаточно интенсивной, чтобы снивелировать все неровности более древнего рельефа.

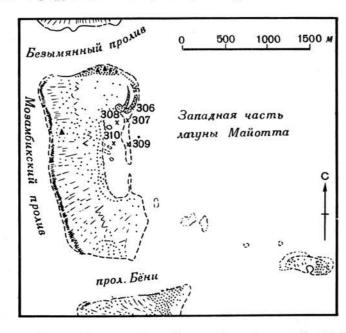
#### Морфология поверхности рифа

Внешний склон барьерного рифа со стороны открытого океана наиболее крутой в пределах глубин 55-360 м и более или менее выполаживается на большей глубине. В нижних частях склона отмечаются крупные хребты и разделяющие их ложбины, возможно, образовавшиеся в период субаэрального обнажения и затопленные морем в результате совместного воздействия тектонического погружения и эвстатического поднятия уровня океана.

Хребты и разделяющие их ложбины — весьма обычный морфологический элемент внешнего склона барьерного рифа, присущий многим другим рифам земного шара. Вытянутые хребты и ложбины встречаются и в мелководных проливах. Подобные же формы рельефа, но имеющие значительно меньшие размеры, изредка наблюдаются вдоль обращенного к острову края внешнего барьерного рифа в тех местах, где он не защищен относительно протяженным внутренним рифовым барьером. Такие особенности рельефа можно интерпретировать как результат приспособления рифов к воздействию волн.

Внутренний край барьерного рифа в отличие от внешнего образован множеством коралловых построек, имеющих в плане более или менее округлую форму и растущих на песчаном дне. Кораллы развивались в защищенных от волнений участках водной среды. На барьерных рифах острова Майотта нигде не встречено сложенных остатками водорослей гребней, которые описаны в других районах центральной и южной частей Тихого океана.

В нескольких местах близ острова Майотта отмечаются так называемые фароу, или круглые рифовые тела, заключающие в себе небольшие лагуны и являющиеся элементами внешнего барьерного рифа. Наиболее отчетливо выражен фароу Бёни (фиг. 2) в западной части рифового барьера. Другие такие структуры, расположенные к север-северо-востоку, северу и востоку от острова, испытали более длительное эволюционное развитие. Их возникновение связано с рефракцией волн, которая обусловливает изгибание зоны



Фиг. 2. Фароу Бёни в западной части барьерного рифа, Майотта.

осадконакопления и рифообразования в ее периферической части; в конечном счете участок моря оказывается окруженным двумя арковидными рифами. Этот процесс характерен главным образом для участков лагуны, примыкающих ко входам в проливы. Образовавшиеся таким путем маленькие лагуны постененно заполняются осадками.

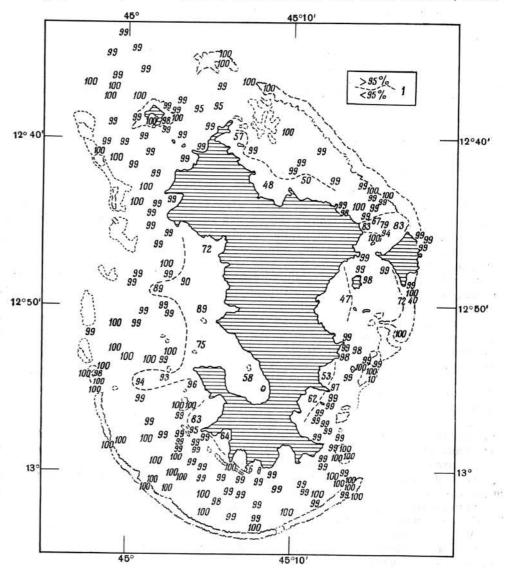
В отличие от других барьерных рифов, таких, как барьер, окружающий расположенные с подветренной стороны вулканы островов Общества в Тихом океане, в пределах барьерного рифа острова Майотта не наблюдается постепенно возникающих песчаных островков. Обнаружены лишь четыре зарождающиеся островка, которые во время высоких весенних приливов затопляются морскими водами. Эти островки лишены растительного покрова и прибрежных отложений. Причины такого различия между барьерными рифами пока не ясны.

Внутренний барьерный риф острова Майотта все еще продолжает развиваться, и в его пределах появляются маленькие лагуны. Это обстоятельство, а также встречающиеся на поверхности рифа плавучие предметы свидетельствуют об активном воздействии на него прибойных волн во время ураганных ветров, когда высокий прилив затопляет внешний барьер на глубину 3 м или более.

Береговые рифы обычно окружают основной остров, но они отмечены также у островков Паманзи и Замбуру. Местами снос глинистого материала с суши приводит к тому, что эти рифы принимают форму микроатоллов.

#### Содержание карбоната кальция

Содержание карбоната кальция было определено приблизительно в 200 образцах, отобранных в приливно-отливной зоне и в донных осадках за ее пределами. Цель этой работы заключалась в том, чтобы выявить, какая



Фиг. 3. Процентное содержание карбоната кальция в отложениях лагуны Майотта и рифов.

1 — содержание карбоната кальция.

относительная роль в осадконакоплении принадлежит терригенному и биогенному компонентам. Следует заметить, что на острове Майотта и окружаю-

ших мелких островках карбонатные породы, обломки которых могли бы поступать в донный осадок, нигде не обнажаются; здесь не наблюдалось также процесса отложения кальцита.

В рассматриваемом районе преобладает биогенная седиментация, в которой основную роль играют обломки раковин и скелетов кораллов (фиг. 3). Их содержание в осадке повсеместно превышает 47% его объема; в центральных и внешних частях лагуны, а также на обоих барьерных рифах оно колеблется в пределах 98-100%. В прибрежной зоне лагуны, имеющей ширину до 5,5 км на западе и сужающейся на севере, востоке и юге, содержание карбоната кальция снижается до 95% и менее. Количество терригенного материала на северо-западе незначительно. Можно было ожидать, что большое влияние на процесс седиментации будет оказывать островная суща, поскольку базальты здесь в результате глубокого выветривания покрыты мягким почвенным слоем, который в летний период подвергается воздействию сильных дождей. Годовое количество осадков на восточном побережье острова Майотта 102 см и, конечно, значительно превышает эту величину в его горной части. По-видимому, относительно небольшая интенсивность сноса терригенного материала с суши объясняется высокой проницаемостью вулканогенных пород.

#### Гранулометрический состав и коэффициент сортировки грубозернистых осадков

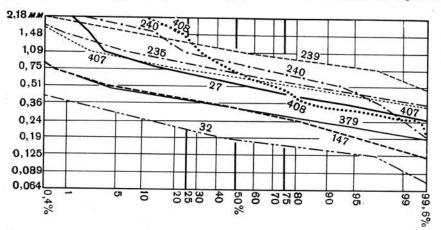
В районе острова Майотта пески и гравелиты почти повсюду сложены известняками, кроме некоторых зон вблизи высоких берегов у вулканических островов. Для песчаных образцов, отобранных в процессе исследований, полсчитывался индекс Траска, или коэффициент сортировки. В результате этих определений было выделено несколько групп осадков, различающихся по условиям седиментации, глубине и положению в пределах лагуны. Отложения приливно-отливной зоны распространены на песчаных островках, на подветренной стороне главного острова и на пляжах вдоль вулканических островов, а также в пределах прибрежных лугов, заросших покрытосеменными растениями, и на поверхности рифов. Характер лагунных осадков изменяется в зависимости от их расположения по отношению к главному острову.

Осадки песчаных островков и отмелей с подветренной стороны острова Майотта хорошо отсортированы, и коэффициент сортировки для отложений средних и верхних частей приливно-отливной зоны изменяется от 1,15 до 1,25. Отсутствие гравелитов и очень тонкозернистых песков, вероятно, свидетельствует о постоянном воздействии волн. Однако в двух образцах, отобранных в нижней части приливно-отливной зоны, осадок значительно менее отсортирован, что можно видеть по увеличению наклона кривых на графике фиг. 4 (образцы 240 и 403). Это несомненно связано с уменьшением волновой активности. В некоторых участках островки сложены не песком, а хорошо окатанными гальками коралловых известняков, достигающими 5-10 см в поперечнике.

В приливно-отливных зонах вдоль вулканических островов, которые, как правило, менее подвержены воздействию волнений, чем рассмотренные области седиментации, осадки в основном более тонкозернистые; средний размер зерен составляет здесь 450-100 мк. В 11 из 14 отобранных здесь образцов осадки хорошо отсортированы; коэффициент сортировки изменяется для них в пределах 1,08-1,38. Исключение составляют осадки, накапливающиеся у подножий крутых береговых склонов, где грубозернистая фракция обогащена сносимыми с них обломками. Тем не менее не вызывает сомнения, что в целом осадки в этой седиментационной зоне подвержены эффективному воздействию волновых колебаний.

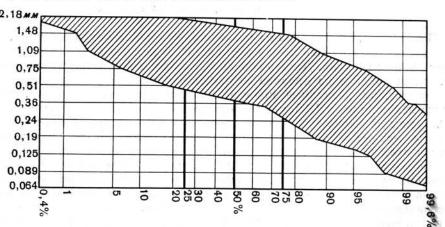
На прибрежных лугах, заросших покрытосеменными растениями и встречающихся во многих местах приливно-отливной зоны и непосредственно ниже ее, осадки задерживаются корневыми системами растений. Кривые, построенные для 11 образцов, оказались значительно менее закономерными, чем для отложений, рассмотренных выше. Во всех образцах присутствует гравийная фракция, хотя содержание ее никогда не превышает

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ ОСТРОВОВ МАЙОТТА И НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ



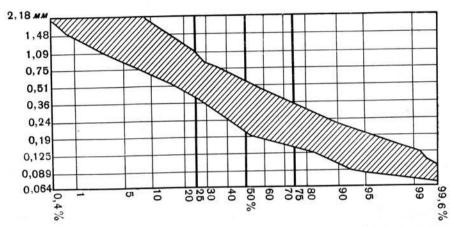
Фиг. 4. Кривые гранулометрического состава осадков песчаных островков и отмелей с подветренной стороны Майотты.

15%. Индекс Траска изменяется от 1,49 до 2,73. Плохая отсортированность осадков связана с обилием растений, корневые системы которых препятствуют перемещениям частиц под воздействием волн.



Фиг. 5. Гранулометрический состав осадков поверхности рифов, Майотта. В заштрихованной площади размещаются кривые гранулометрического состава 39 образцов.

С поверхности рифов, где цветковые растения не произрастают, было отобрано 39 образцов. К этому классу отложений относятся тонкий и прерывистый покров осадков на поверхности рифовых пород, а также небольшие линзовидные тела, залегающие в углублениях рельефа рифов, мелких озерцах и микролагунах. Основная тенденция в распределении зернистости в этих отложениях показана заштрихованной площадью на фиг. 5. Эти осадки обычно очень грубозернисты, часто в них присутствует гравийная фракция, содержание которой может достигать 25%, в то же время мелкозернистые пески редки. Средний размер зерен изменяется от 1,8 до 0,40 мм. Отсортированность значительно лучше, чем в осадках предыдущего типа, и индекс Траска колеблется в пределах 1,18—1,89, причем ниже 1,30 он падает в восьми образдах. Относительно высокая степень сортировки, очевидно, указывает на то, что осадки подвергались интенсивному воздействию волн. По степени отсортированности осадки, отобранные на береговых рифах, а также в различных участках внешнего и внутреннего барьерных рифов, не отличаются сколько-нибудь существенно друг от друга. Это, вероятно, объясняется тем, что большая высота приливов обусловливает активное воздействие волн на седиментацию во всех зонах рифообразования.



Фиг. 6. Гранулометрический состав осадков из северной и северо-западной частей лагуны Майотта.

Заштрихована площадь, занятая 24 кривыми.

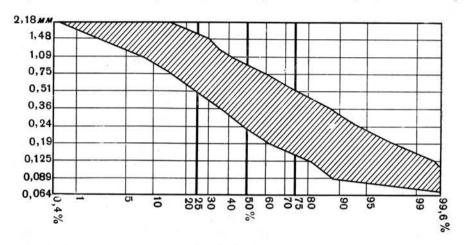
В проливах, где глубина на различных участках быстро меняется, отбор образцов часто затруднен из-за прерывистого и незакономерного распространения донных осадков. Десять образцов, взятых в восьми различных проливах, и два образца из пролива между Дзаудзи и островом Майотта после обработки дали различные кривые гранулометрического состава. Индекс Траска изменяется от 1,25 до 3,06, причем в 9 образцах из 12 он превышает 1,50. Таким образом, несмотря на скорость течения в проливах, превышающую 1 м/сек, нет оснований говорить о высокой степени отсортированности осадков этих седиментационных зон.

На подводных склонах коралловых рифов было взято 27 образцов. Построенные для них кривые гранулометрического состава значительно различались, однако в целом развитые здесь отложения более мелкозернисты по сравнению с осадками на поверхности рифов. Площадь, занятая этими кривыми, имеет вогнутую форму и быстро спускается в область более мелких размеров зерен. В то же время соответствующая площадь, занятая кривыми, которые построены для образцов, взятых с поверхности рифов, имеет выпуклую форму и располагается в основном в области крупных размеров зерен. Некоторые образцы со склонов рифов содержат гравийную фракцию, тогда как другие состоят почти исключительно из песка. Образование известнякового песка, по-видимому, связано с разрушением кораллов питающимися ими рыбами, которые обитают в зарослях над склоном. Индекс Траска в осадках этого класса изменяется в пределах 1,29—2,09.

Среди проб донных осадков, отобранных в лагуне, выделяется группа из 24 образцов (фиг. 6), кривые для которых сходны между собой и отличаются от других кривых. Эти осадки сосредоточены в северной и северо-

западной частях лагуны. Хотя эта территория связана с открытым океаном, отложения здесь более тонкозернистые, средний размер зерен составляет 550—200 мк, а гравийная фракция никогда не превышает 10%. Индекс Траска изменяется от 1,55 до 2,13. Можно считать, что по сравнению с прибрежными отложениями степень отсортированности этих морских осадков довольно хорошая.

Кривые для 14 образцов, взятых с поверхности банки, протягивающейся от лагуны Майотта в северо-западном направлении к обращенной в сторону



Фиг. 7. Гранулометрический состав осадков южной части лагуны Майотта. Заштрихована площадь, занятая 35 кривыми.

океана прибрежной части острова Замбуру, более изменчивы, чем для осадков предыдущего класса. Однако размер зерен существенно не изменяется, он колеблется в пределах 770—160 мк; то же самое можно сказать и об индексе Траска— он варьирует от 1,38 до 1,95.

Из южной части лагуны анализу было подвергнуто 35 образцов (фиг. 7). Осадки этого участка занимают промежуточное положение между двумя предыдущими группами, но отличаются большей грубозернистостью; размер зерен изменяется в пределах 1000—220 мк. Такая грубая зернистость оказалась неожиданной, поскольку в южной части лагуна окружена непрерывным рифовым барьером, в то время как на северо-западе и севере она открыта в сторону океана. Поэтому различие в размере зерен не может быть связано с гидродинамическими условиями среды; оно обусловлено, вероятно, различиями в составе поступающего в осадок материала. Так, в юго-западной части лагуны широко распространены Halimeda, в то время как на северо-западе эти зеленые водоросли весьма редки. Очевидно, поступление в осадок обломков Halimeda приводит к увеличению среднего размера зерен. Индекс Траска также высок (1,53—2,38 по подсчетам в 26 образцах), вероятно, потому, что осадок не так сильно взмучивался течениями. Кроме того, во внутренней части лагуны появляется илистый материал.

Из западной части лагуны был проанализирован 21 образец песков и гравелитов. Кривые для этих проб оказались весьма различными. Очень тонкие пески с размером зерен от 125 до 64 мк редки, а содержание частиц гравийной размерности достигает 20%, что опять-таки обусловлено присутствием Halimeda. Индекс Траска изменяется от 1,78 до 3,17, что указывает на относительно слабую отсортированность осадков.

В восточной и юго-восточной частях лагуны исследованиям было подвергнуто 14 образцов. Они не содержали тонкой фракции, а построенные

для них кривые, как и в предыдущем случае, сильно различались. Эта территория объединяет множество отдельных участков с различными условиями осадконакопления, расположенных позади протяженного рифового барьера. Олнако индекс Траска устанавливается здесь в пределах 1,51—2,36.

И наконец, наибольшие различия в гранулометрическом составе отмечены для осадков северо-восточной части лагуны, где анализу были подвергнуты 23 образца песков и гравелитов. Некоторые участки дна покрыты преимущественно мелкозернистым песком, в то время как осадки других участков содержат значительный процент гравийной фракции. Индекс Траска для этих образцов изменяется от 1,30 до 2,51.

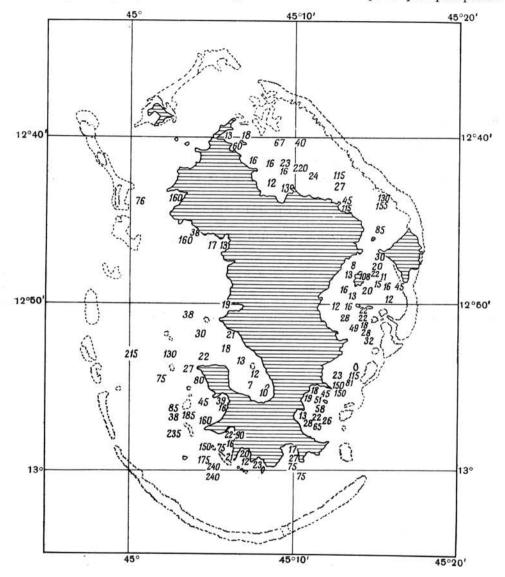
В заключение следует отметить, что наиболее высокая отсортированность песков и гравелитов устанавливается, как и следовало ожидать, в приливно-отливной зоне у берегов и на песчаных островках. Степень отсортированности осадков на поверхности рифов средняя, а на покрытых растительностью участках приливно-отливной зоны она слабая, поскольку осадки защищены от воздействия волн корневыми системами растений. Отсортированность и размер зерен в проливах резко изменяются в разных местах. По данным анализов наилучшая отсортированность осадков характерна для северной и северо-западной частей лагуны, а наихудшая — для ее восточной, юго-восточной и северо-восточной частей. Размер зерен осадка обусловлен, очевидно, не различиями в интенсивности движения воды у поверхности моря, поскольку волнения не достигают дна, а различиями в характере материала, поступающего в осадок. Кривые, построенные для образцов, отобранных среди зарослей кораллов и позади непрерывного барьерного рифа, где многочисленные участки характеризуются различными условиями седиментации, отличаются друг от друга и плохо поддаются объединению в группы. И наоборот, кривые гранулометрического состава отложений открытых для воздействия волнений участков ровного морского дна легко объединяются в группы.

#### Зернистость, распространение и происхождение тонких осадков

Из 102 образдов, включающих фракции с размером частиц менее 60 мк. только один содержит примесь гравия; в других образцах размер зерен не достигает 2,18 мм. Распределение этих образцов по площади (фиг. 8) сходно с распространением осадков, в которых содержание карбоната кальция падает ниже 95% и достигает местами гораздо меньших значений (фиг. 3). Так, участки лагуны, непосредственно примыкающие к острову Майотта, имеют обычно илистое дно; исключением является ее северо-западная часть, где зона развития песчаных, чисто карбонатных осадков достигает самого берега. Наблюдается также общая приуроченность тонкозернистых осадков к участкам с плоским дном (фиг. 1). Эти факты дают основание предполагать, что тонкая фракция осадка имеет в основном терригенное происхождение. Если такое предположение справедливо, то от лагуны к центральному острову должно наблюдаться уменьшение медианного диаметра частиц в тонкой фракции. И действительно, в этом направлении медианный диаметр частиц уменьшается. Например, в удаленной от берега западной и югозападной части лагуны медианный диаметр зерен в тонкой фракции колеблется в пределах 75—240 мк, в то время как в бухте Бёни, глубоко вдающейся в остров Майотта, медианный диаметр частиц снижается до 7 мк, что наблюдается также и к северо-востоку от острова.

Тонкозернистая фракция изучалась с помощью дифференциального термического анализа образцов, отобранных в различных участках рассматриваемой территории, а также из почв, развитых на базальтах острова. Остров Майотта, по-видимому, лишен типичных латеритных почв, поскольку,

несмотря на присутствие в них каолинита и иллита, количество каолинита гораздо меньше, чем можно ожидать в настоящих латеритных глинах. Однако главные компоненты морских осадков состоят в основном из тех же минералов, которые образуют почвы острова. Наиболее широко распространен



Ф. и г. 8. Распространение осадков, включающих более тонкую, чем песчаная, фракцию, Майотта.

Цифрами обозначен медианный диаметр частиц в микронах.

иллит, местами смешанный с другими компонентами, такими, как алуминит гидраргиллит, гётит; два последних минерала встречены в одном из образ цов почв острова. Таким образом, эти анализы подтверждают наземное происхождение тонкозернистой фракции морских осадков.

Сравнение результатов гранулометрических анализов образцов, отобранных недалеко один от другого, показывает зависимость седиментации от подводного рельефа. Иногда донные илы встречаются вблизи коралловых

44 А. ГИЛЧЕР

построек, в этом случае процентное содержание в образцах зерен грубой размерности увеличивается. С другой стороны, вокруг острова Бузи, где дно моря почти ровное, илистые осадки сколько-нибудь существенно не различаются ввиду однообразия топографической обстановки седиментации.

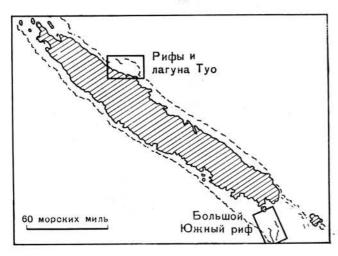
Тонкие частицы, выносимые из почв острова Майотта в лагуну, поступают в осадок не равномерно в течение всего года. Чистота воды во время сухого сезона указывает на то, что переноса терригенных осадков практически не происходит. В дождливый сезон в результате сильных ливней с площадей, покрытых базальтами, интенсивно вымываются продукты выветривания. Насыщенные глиной воды выносятся в лагуну, где взвешенные твердые частицы быстро выпадают в осадок.

Распространение фораминифер в пределах лагуны зависит от течений, поскольку они пышно развиваются только в относительно спокойных водах, как, например, в укрытиях, создаваемых рифами. Содержание фораминифер в образцах, отобранных в проливах между рифами, обычно невелико. Микрофаунистический комплекс включает ряд реликтовых видов, которые в других регионах, и особенно в Европе, известны в ископаемом состоянии.

#### коралловые рифы и лагуны новой каледонии

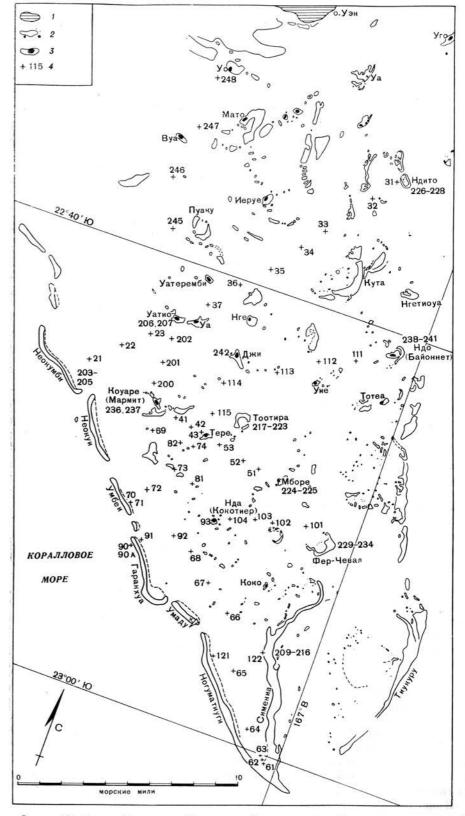
#### Большой Южный риф и лагуна

У юго-восточного окончания Новой Каледонии в Тихий океан выступают две полосы рифов: одна простирается к юго-востоку от массива суши и окружает остров Пайнс, сложенный перидотитами, другая полоса рифов протягивается к юг-юго-западу на 65 км дальше крайнего пункта, где устанавливаются континентальные отложения (фиг. 9). Этим пунктом является



Фиг. 9. Участки коралловых рифов, изучавшиеся экспедицией в Новой Каледонии.

остров Уэн, также образованный перидотитами и габбро. В работе рассматривается только последняя рифовая зона, известная под названием Большой Южный риф (фиг. 10). Он, по-видимому, располагается на вершинах затопленной цепи поднятий, связанных с Новой Каледонией, но это предположение в настоящее время еще не подтверждено бурением или данными сейсмических исследований. Перидотиты, обнажающиеся на островах Уэн и Пайнс, а также на расположенной поблизости Новой Каледонии, покрыты мощной латеритной корой выветривания.



Фиг. 10. Карта Большого Южного рифа и лагуны, Новая Каледония.

п — островная суша, сложенная габбро и перидогитами; 2 — рифы; 3 — песчаные острова на рифах; 4 — отобранные образцы.

#### Морфология поверхности рифов

Большой Южный риф ограничен двумя соединяющимися на юге барьерными рифами, прорезанными многочисленными каналами. Западный из них соединяется на севере с главным барьерным рифом, протягивающимся вдоль Новой Каледонии; восточный — значительно короче, он прослеживается на расстояние всего около 30 км; между его северным окончанием и Новой Каледонией широкое водное пространство не занято рифами. Любонытно наличие еще одного узкого и длинного рифа Симениа, простирающегося в меридиональном направлении на 13 км между двумя барьерными рифами. То обстоятельство, что суща, существовавшая еще до начала развития рифов, окружена рифовыми барьерами, указывает на сходство Большого Южного рифа с атоллом, хотя это сходство не полное, поскольку сложенный вулканическими породами остров располагается только в северной части рассматриваемой структуры.

В отличие от лагуны острова Майотта, в которой имеется всего несколько скалистых поднятий, достигающих поверхности моря, и потому благоприятной для судоходства, в Большой Южной лагуне многочисленны рифы самой разной величины, обнажающиеся во время низких отливов. Изменение уровня моря между приливами и отливами в районе города Нумеа достигает 2 м. Приведенная карта (фиг. 10) была составлена во время работы нашей экспедиции по материалам имеющихся в этом районе американских и французских

аэрофотоснимков.

Новая Каледония расположена в южном поясе пассатов. Преобладающее юго-восточное направление ветров непосредственно отражается на очертании многих рифов. В плане эти рифы изогнуты и обращены выпуклой стороной к ветру. Особенно это характерно для северо-восточной части Большого-Южного рифа; здесь отсутствует барьер, отгораживающий риф от океана с востока, и волнения свободно проникают в лагуну, вследствие чего в этой части лагуны сформировалось несколько хорошо выраженных дугообразных рифов. Наиболее ярким примером является риф Кута, состоящий из двух расположенных уступом изогнутых частей, обращенных выпуклой стороной на юго-восток и простирающихся на 6 км. Подобную же форму имеет меньший по размерам риф Уа. Еще три рифа, находящиеся между Кута и Уа, также обращены к востоку или юго-востоку. К этой же категории относится и риф Ндо. Иногда рефракция волн на обоих концах дугообразного рифа обусловливает появление в его подветренной части маленькой лагуны, что приводит к образованию фароу, как это отмечалось для барьерного рифа острова Майотта. Наиболее интересный из них фароу Ндито диаметром 1,2 км, имеющий округлую форму в плане. Лагуна Ндито почти полностью окружена рифовым кольцом, которое с наветренной стороны гораздо шире, чем с подветренной. Фароу Ндито поднимается с глубины около 72 м, а еголагуна, в которой развито множество мелких коралловых построек, имеет глубину 16-23 м. С севера к Ндито примыкает более удлиненный фароу, лагуна которого с подветренной стороны не отгорожена рифовым барьером. На фароу Нгетиоуа с подветренной стороны имеется узкий канал, ведущий в лагуну; различие в ширине рифового кольца с двух сторон фароу здесь заметно больше, чем на Ндито.

Для дугообразных рифов, особенно для Кута, Ндо и Уа, очень характерно отчленение рифового кольца с наветренной стороны от ядра рифа и образование между ними более или менее протяженной узкой водной полосы, часто достигающей значительной глубины, например на рифе Ндо глуби-

на канала около 15 м.

В центральной и южной частях Большой Южной лагуны очертания рифов в основном не зависят от направления пассатов, поскольку они защищены от океанических волн рифовым барьером. Дугообразная форма здесь

более характерна пля отдельных частей восточного рифового барьера, чем для лагунных рифов. Однако у северной оконечности рифа Симениа наблюдаются типичные подковообразные рифы, обращенные выпуклой стороной к юго-востоку. Сам риф Симениа также изогнут, так как он относительно слабо защищен от воздействия волн. Другим следствием пассатных ветров является образование на рифах песчаных островков. Хорошо развитые. покрытые растительностью песчаные острова, такие, как Коко, Нда, Тере, Коуаре, Нге, Джи, часто встречаются в лагуне. Часть островов, как, например. Тотеа. Нге. Джи и Тере, расположена у защищенных от ветра западных и северо-западных берегов рифов. На Коуаре песчаный островок и глубокий пролив, отделяющий его от рифа, заключены внутри дугообразного рифового барьера, но сам барьер обращен выпуклой стороной к югу, а не к юго-востоку. Вероятно, это связано с тем, что другие расположенные вблизи рифы, в особенности Тере, прикрывают его с юго-востока и изменяют направление волн. Хорошо выраженным фароу является Тоотира, находящийся неподалеку от Тере, но прорезающие риф каналы расположены здесь иначе, чем у острова Тере.

Риф Симениа в своей средней части в разрезе почти симметричен. Большинство других рифов отличается асимметрией, так как они подвергаются почти одностороннему воздействию волн. Поскольку риф Симениа расположен у южной оконечности Большого Южного рифа, он надежно защищен от накатывающегося со стороны открытого океана прибоя, и только небольшие волны достигают обеих его сторон. Симениа состоит из двух плоских рифов, обращенных к востоку и западу, с песками, залегающими в крупных фестонах, и незаполненной осадками мелководной остаточной лагуны

между ними.

В пределах барьерного рифа Новой Каледонии песчаные островки не отмечены, а на внешнем барьере они очень редки. Единственным крупным островом в этой зоне является Большой Тениа, находящийся к западу от города Нумеа. Такие песчаные островки обнаружены как на рифе, так и в лагуне Туо.

#### Батиметрия лагуны

В пределах Большой Южной лагуны были получены эхограммы по 12 профилям, но ни один из этих профилей не пересек лагуну в ее восточной

части, между рифом Симениа и восточным барьером.

Можно было ожидать, что дно лагуны имеет сложный рельеф и усеяномногочисленными коралловыми постройками, поскольку вершины многочисленных рифов поднимаются здесь к поверхности воды. Но в результате проведенных исследований выяснилось, что дно лагуны в основном ровное, с пологими поднятиями; количество рифовых сооружений оказалось весьма умеренным, а высота их редко превышает 1—4 м. Несколько рифов достигают 10-метровой высоты, но на площади, где были проведены исследования, такие рифы следует считать исключением.

На эхограммах можно видеть, что зона максимальных глубин (50—70 м) приурочена к восточной и северо-восточной частям лагуны; на западе, северозападе и юге глубина едва достигает 40 м, а в среднем составляет 25—35 м. Один из профилей был проложен от рифа Ндо к северо-востоку, за пределы Большой Южной лагуны, между островом Пайнс и Новой Каледонией. Максимальная глубина 117 м отмечена на этом профиле на плоской подводной равнине у основания крупного поднятия высотой 12 м. Глубина Кораллового моря к западу от Большого Южного рифа гораздо больше, а склон здесь значительно круче, что резко отличает эту зону от внутренних частей лагуны.

#### Содержание карбоната кальция

Во всех 87 образцах, отобранных со дна лагуны и из рифовых тел, содержание карбоната кальция составляет не менее 87%; обычно же оно превышает 90%. Даже образец, взятый всего в 7 км от острова Уэн, содержит 98% CaCO<sub>3</sub>, хотя часть этого острова покрыта мощной корой выветривания, на которой в настоящее время интенсивно развивается овражная сеть. Таким образом, влияние островной суши на осадконакопление здесь незначительно. Следует, однако, напомнить, что Большой Южный риф вдается в море в виде мыса и нигде, кроме своей северной части, не окаймляется сушей, существовавшей до начала рифообразования.

#### Гранулометрический состав и коэффициент сортировки осадков

Ситовому анализу подвергались только пески и гравелиты и определялось только процентное содержание тонкозернистой фракции. Осадки подразделялись на те же самые классы, которые были выделены при исследованиях на острове Майотта,— осадки песчаных островов, рифов, приливноотливной зоны, лагун фароу и прилегающих участков, а также осадки склонов и дна лагуны.

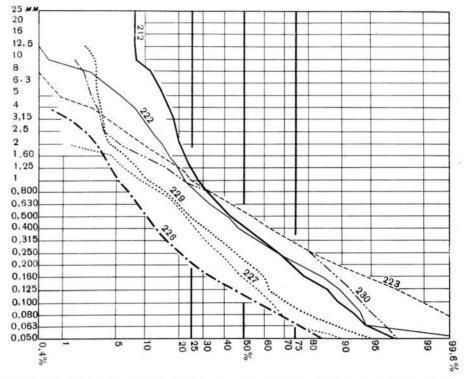
Семь образцов, отобранных в пляжевых отложениях песчаных островов, таких, как Коуаре, Мборе, Уатио, Ндо, Джи, имеют точно такую же характеристику, как и вышеописанные осадки этого класса на острове Майотта. Индекс Траска, или коэффициент сортировки, изменяется от 1,10 до 1,25. Осадки состоят из среднезернистых и грубозернистых песков, частицы

размером <125 мк отсутствуют.

В девяти образцах из рифов приливно-отливной зоны индекс Траска колеблется в пределах 1,45—2,25. Как и ожидалось, степень отсортированности этих отложений оказалась более низкой, чем у предыдущего класса осадков. Однако величина 2,25, полученная в одном из образцов, отобранных на западной стороне рифа Симениа, является, по-видимому, исключением, поскольку во всех других образцах она не превышает 1,70. Эти цифры также сравнимы с данными по острову Майотта, где коэффициент сортировки соответствующих осадков составляет 1,18—1,89. Фракция <50 мк в образцах отсутствует или играет подчиненную роль, но пески с частицами <125 мк довольно обычны. Во всех образцах имеется некоторое количество гравия, иногда его содержание превышает 25%.

Было взято 20 образцов из отложений настоящих фароу, таких, как Ндито, Тоотира и Фер-Чевал, а также небольших более или менее изолированных лагун на рифах Симениа, Коуаре и Ндо. Индекс Траска в этих образцах колеблется между 1,40 и 2,65. Некоторые кривые на фиг. 11 показывают, что плохая отсортированность осадка обусловлена наличием алевритовой и глинистой фракций, ассоциирующихся с гравелитовой. Такое разнообразие в размере частиц обусловлено своеобразной обстановкой седиментации. Несмотря на относительную мелководность лагун фароу (21 м на Ндито, 10 м на Симениа, 18 м на Тоотира), тонкие частицы захороняются в донном осадке, поскольку эти лагуны надежно защищены от течений. В то же время здесь образуются пески, главным образом в результате жизнедеятельности рыб, питающихся кораллами. Гравий поступает в осадок при разрушении крутых уступов коралловых сооружений. Например, образцы 226 и 227 отобраны в лагуне Ндито, для которой типично накопление тонкозернистых осадков. Образец 229, поднятый с глубины 10 м в пределах рифа Фер-Чевал, представлен более грубозернистыми отложениями, что обусловлено меньшей изолированностью этого участка седиментации. Образец 230 еще более грубозернистый, поскольку он взят с меньшей глубины вблизи рифа. Образец 212 отобран в лагуне Симениа у подножия скалистого выступа, грубые обломки которого составляют существенную часть осадка. Образцы 222 и 223 характеризуют внешний склон фароу Тоотира; отсутствие здесь тонких фракций резко отличает эту зону осадконакопления от изолированных лагун.

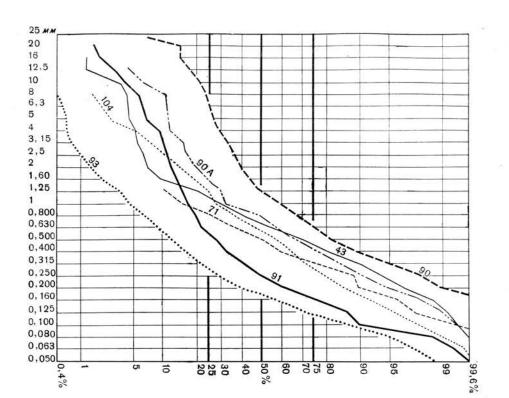
На фиг. 12 приведены кривые гранулометрического состава образцов, отобранных на внутренних склонах лагуны и двух образцов с западного внешнего склона рифа Гаранхуа. Индекс Траска в них примерно такой же,



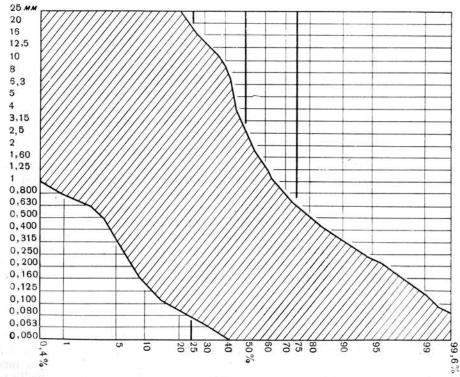
Фиг. 11. Кривые гранулометрического состава осадков лагун фароу, Большой Южный рифилагуна.

как и в отложениях лагун фароу,— 1,30—2,45. Исключением является образец 90 с внешнего склона рифа, где коэффициент сортировки равен 3,30. Фракция <50 мк содержится в значительно меньшем количестве, чем в предыдущей группе, и не превышает 5%. В то же время содержание гравийной фракции местами существенно больше, очевидно, в связи с тем, что верхние части склонов, поставляющие в осадок грубый материал, не защищены от эродирующего воздействия волн. В образцах 90 и 90А, взятых с глубин соответственно 35 и 65 м на внешнем склоне рифа Гаранхуа, где часто наблюдается очень сильный прибой, грубозернистая фракция преобладает, а тонкие частицы отсутствуют.

Заштрихованная площадь на фиг. 13, в пределах которой располагаются гранулометрические кривые, построенные для образцов со дна основной лагуны, указывает на разнообразие осадков в этой зоне. Однако во всех образцах, за исключением двух, присутствует фракция частиц <50 мк; ее содержание в одном из образцов достигает 60% и 18—20% — в шести других. Почти все образцы имеют также гравийную фракцию. Индекс Траска изменяется от 1,45 до 5,55; другими словами, лагунные осадки менее отсортированы среди всех других групп. Наиболее тонкозернистый образец 31 содер-



Фиг. 12. Кривые гранулометрического состава образцов 90 и 90A с внешнего склона, Большой Южный риф и лагуна.



Фиг. 13. Гранулометрический состав осадков дна лагуны, Большой Южный риф и лагуна.

Заштрихована площадь, занятая кривыми.

51

жит 60% глины и алеврита и не содержит гравийной фракции; он отобран с максимальной глубины 70 м вблизи фароу Ндито. Но этот образец представляет собой исключение. В образце 34, поднятом с глубины 50 м, гравий составляет 7% осадка, а содержание глины и алеврита достигает 18%. Отложение тонких фракций зависит от глубины участка и степени защищенности его от волн и течений, в то время как накопление обломков гравийной размерности связано с наличием коралловых сооружений, а также распространенностью Halimeda и раковин животных.

В отличие от лагуны острова Майотта для тонких фракций осадков рассматриваемого района не характерно наземное происхождение, поскольку они всегда сложены почти чистыми известняками.

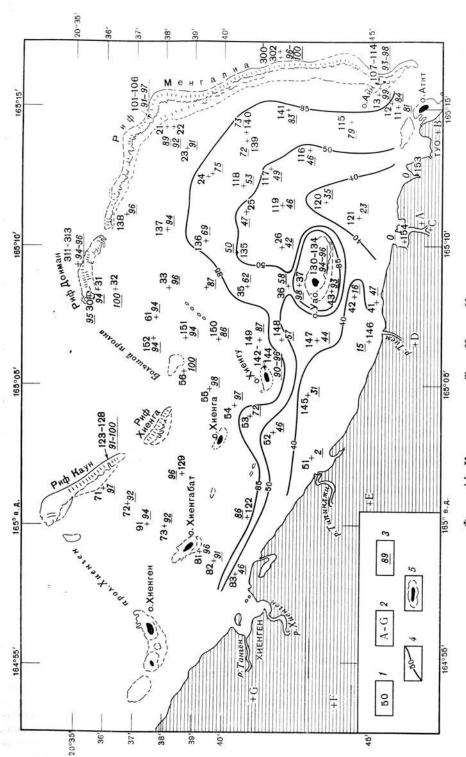
#### Рифы и лагуна Туо

Лагуна Туо (фиг. 14), расположенная у северо-восточного побережья Новой Каледонии, простирается на 39 км и в своей восточной части достигает ширины более 15 км. В отличие от Большой Южной лагуны она располагается не у окончания главного острова, а окаймляет прямой участок берега. Обнажающиеся на острове породы представлены мезозойскими граувакками и песчаниками, а также третичными базальтами. Вблизи Хиенгена выходящие на поверхность у берега моря эоценовые известняки в условиях тропического климата подверглись интенсивному закарстовыванию и слагают высокие зазубренные скалы. Другие породы обычно перекрыты слоем красной тропической почвы разной мощности. Количество осадков на восточном побережье Новой Каледонии велико и достигает местами 180—280 см/год.

#### Морфология рифов

Отличительной особенностью рассматриваемого района, как и на острове Майотта, являются две полосы отчетливых рифовых барьеров, которые подходят к берегу недалеко от Туо и Хиенгена. Для внешнего барьера на западе характерны извилистые очертания и прерывистость в плане; отдельные изолированные рифы разделены здесь широкими каналами. На востоке же внешний барьерный риф Менгалиа тянется сплошной полосой на 22,5 км. Внутренняя полоса рифов значительно более прямолинейна, чем внешний барьер, и отчетливо отделяется от береговой линии и береговых рифов с лагунами шириной 4—5 км. Внутренний и внешний рифовые барьеры соединяются к северо-западу от Хиенгена, что указывает на сложную историю тектонических движений и роста рифовых сооружений. Развитие внутреннего барьерного рифа, возможно, связано с разрывами во внешнем барьере. Высота приливов в районе, так же как и на Большом Южном рифе, гораздо меньше, чем на острове Майотта, и, по-видимому, не превышает 2 м.

На внутреннем барьерном рифе располагается несколько песчаных островков. Они хорошо развиты и покрыты густым растительным покровом и даже местами высокими соснами. Два таких островка, Уао и Хиенгу, были исследованы особенно детально. Уао под воздействием волн, образуемых пассатами, медленно перемещается с востока на запад; восточный берег острова подвергается непрерывной эрозии, тогда как западный разрастается. То же характерно и для Хиенгу: с западной подветренной его стороны в виде шлейфа отлагаются пески, а на наветренном берегу можно наблюдать подмытые и вырванные с корнем деревья как результат активной эрозии. Эти песчаные островки приурочены к мелководным овальным рифам весьма распространенного типа. Такие рифы описаны в Квинсленде, в части шельфа Красного моря, принадлежащей Саудовской Аравии, в Индонезии и на северозападе Мадагаскара.



образцы образцы мореких отложений; 2

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ ОСТРОВОВ МАЙОТТА И НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ

53

На внешнем барьерном рифе Туо, так же как на острове Майотта и в пределах Большого Южного рифа, хорошо развитые песчаные острова отсутствуют; остатки таких островков можно наблюдать лишь на южной оконечности рифа Менгалиа. Поросший растительностью песчаный остров существовал здесь до 1932 г., когда он был уничтожен ураганом. В настоящее время сохранились остатки двух таких островков, и только широко развитые вокруг них пляжевые отложения указывают на их прежние размеры. Хотя эти островки не заливаются морем даже во время высоких весенних приливов, они слишком низки, чтобы на них могли произрастать деревья; здесь широко распространены покрытые травой участки. У юго-восточного окончания рифа Каун можно увидеть другой морфологический элемент внешнего барьера; временами здесь возникает песчаная банка, возвышающаяся над уровнем моря даже во время приливов, под действием которых она периодически частично разрушается, а затем вновь начинает расти. Внешний рифовый барьер неблагоприятен для развития песчаных островов, несмотря на то что пески местами скапливаются в значительных количествах, в особенности около проливов. Вероятно, это происходит после длительных периодов не слишком сильного прибоя. Внутренний барьер в этом отношении более благоприятен, поскольку он лучше защищен от воздействия волн.

Фароу в лагуне Туо не столь обычны, как у острова Майотта или на Большом Южном рифе. Однако в западной части рифа Доиман имеются две небольшие лагуны, напоминающие фароу барьерного рифа Майотта. Внутренний барьер более мелководный, чем внешний, вероятно, потому, что он более древний, и здесь накопилось большее количество отложений. Как уже указывалось, образование фароу связано с рефракцией волн, вызывающей изгиб рифа у его периферической части.

Во время нашего пребывания на Туо условия для подводных работ на внешнем склоне рифа были более благоприятны, чем в других районах. Перед крутым склоном рифа обычно располагается различной величины терраса. На восточном склоне рифа Менгалиа ее ширина достигает 150-200~m, а глубина 15-22~m, крутой склон начинается с глубины около 70~m. Терраса рифа Доиман при той же глубине имеет ширину всего 30~m; крутой склон здесь начинается с 63-70~m. Подобные террасы известны и в ряде других регионов, например у атолла Бикини и на Маршалловых островах.

#### Батиметрия лагуны

Измерения показали, что максимальной глубины лагуна достигает в двух пунктах близ Новой Каледонии: в юго-восточном проливе между островами Аин и Атит (54 м) и около Хиенгена (52 м). В других местах у побережья главного острова море мельче; глубина 25—36 м около устья реки Типинджи, возможно, обусловлена усиленной седиментацией, связанной с деятельностью реки. Отмечается общая тенденция к уменьшению глубин от 32—45 м в центральных частях лагуны до 25 м у внешнего барьерного рифа.

Эхограммы показывают, что внутренний рифовый барьер в действительности более протяженный, чем можно было предполагать, наблюдая обнажающиеся во время отлива рифы. Этот барьер отчетливо виден между островами Хиенга и Хиенгу, где в пункте 54 дно моря образует подводный гребень; такой же узкий гребень отмечен и к востоку от острова Хиенгу, между пунктами 148 и 149. К востоку от рифа Уао барьер не обнаружен.

В целом лагуна Туо более благоприятна для судоходства, чем Большая Южная лагуна, поскольку количество рифов, поднимающихся со дна до уровня моря, здесь значительно меньше. Однако участки, где на дне разбросаны небольшие подводные рифовые сооружения, в лагуне Туо более многочисленны. Как правило, близ берегов главного острова дно лагуны совершенно ровное, по направлению же к внешнему барьерному рифу появляется

все большее и большее количество мелких рифов. Эта особенность позволяет сравнивать рассматриваемый район с лагуной острова Майотта. Дно моря поблизости от рифа Менгалиа покрыто многочисленными коралловыми постройками высотой 0.6-2 м. Кроме того, подводные скалы появляются на поверхности склона, спускающегося от рифов Уао и Хиенгу к дну лагуны, а также на погруженной части внутреннего рифового барьера между островами Хиенга и Хиенгу. В юго-восточной части территории, в пределах пролива между островами Аин и Атит, а также в Большом проливе к юго-западу от рифа Доиман на неровном дне лагуны также обнаружено несколько подводных скал высотой более 5 м.

#### Содержание карбоната кальция и глинистые минералы

В отличие от Большой Южной лагуны в осадках лагуны Туо не отмечается повсеместного преобладания карбонатного материала (фиг. 14). Содержание карбоната кальция в осадке в западной части лагуны повсюду, кроме узкой полосы вдоль берега Новой Каледонии, превышает 85%. Но в восточной части лагуны высокое процентное содержание карбоната кальция характерно только для вытянутой самой периферической ее зоны, которая сужается по направлению с северо-запада на юго-восток. Наоборот, ширина зоны, где содержание карбоната кальция в донных отложениях составляет менее 50%, постепенно увеличивается к востоку и достигает более 9 км. В пределах этой территории высоким содержанием известняковой компоненты в осадках отличаются только риф Уао и непосредственно примыкающие к нему участки лагуны. Совершенно очевидно, что такое распределение карбоната кальция обусловлено влиянием суши, текущих с нее рек и обильным количеством атмосферных осадков. Однако терригенный материал, поступающий в лагуну, по-видимому, переносился в основном к востоку или, что более вероятно, твердый сток рек близ Хиенгена значительно меньше, чем у рек Типинджи и Тием, впадающих в море дальше к востоку. Для того чтобы более точно установить связь между осадконакоплением в лагуне и поступлением терригенного материала с суши, из красных почв от Туо до Хиенгена было отобрано несколько образцов (образцы A - F на фиг. 14). Результаты термических анализов глинистой фракции этих образцов сравнивались с анализами осадков лагуны, также содержащих тонкую фракцию. Все образцы почв оказались похожими один на другой по высокому содержанию иллита и вернадита. При анализе образцов морских осадков были получены следующие результаты. В образцах 23, 24, 35, 136 и 139 из северо-восточной части лагуны, в которых содержание карбоната кальция превышает 50%, обнаружен иллит, но пиролюзит отсутствует. Очевидно, материал с суши мало влиял на образование этих отложений. В образцах с содержанием карбоната кальция 20-55%, отобранных южнее и ближе к берегу Новой Каледонии, вокруг острова Уао, а также рядом с Хиенгеном (образец 83), обнаружен обильный пиролюзит. Терригенный материал составляет здесь большую часть осадка. В образцах 146 и 154, взятых вблизи берега Новой Каледонии и содержащих всего 0-15% карбоната кальция, установлено только крайне незначительное количество пиролюзита и иллита. Однако преобладающим минералом в этих образцах является кварц, безусловно снесенный с суши. По всей вероятности, физикогеографические условия на этом участке подобны условиям подводных дельт или эстуариев.

#### Гранулометрический состав и коэффициент сортировки осадков

Так же как на острове Майотта и на Большом Южном рифе, наиболее хорошо отсортированные осадки в лагуне Туо приурочены не только к пляжевым зонам песчаных островов, таких, как Хиенгу, Уао и Аин, но и к верх-

ней части мелководной песчаной банки у южной оконечности рифа Каун. В нижних частях пляжей осадки отсортированы значительно хуже, что отмечалось также на острове Майотта; например, образец 109, поднятый с глубины около 1 м у острова Аин, имеет индекс Траска 1,6.

В приливно-отливной зоне и на мелководье на трех участках внешнего рифового барьера — на рифе Каун, а также на севере и юге рифа Менгалиа — для гранулометрического анализа было отобрано 18 образцов. Оказалось, что все они имеют ту же характеристику, что и осадки соответствующих зон других вышерассмотренных территорий (фиг. 15). Так, на песчаных островах тонкая фракция отсутствует, в осадках обычно преобладают пески, существенную роль играют гравийные обломки. На внутренней стороне рифов, там, где они погружаются в лагуну, размер зерен уменьшается. Подобную же характеристику имеют и 6 образцов, отобранных на рифах Уао и Хиенгу в пределах внутреннего рифового барьера. Во всех 24 образцах индекс Траска изменяется от 1,4 до 2,3 и почти не отличается от осадков приливно-отливной зоны на Большом Южном рифе.

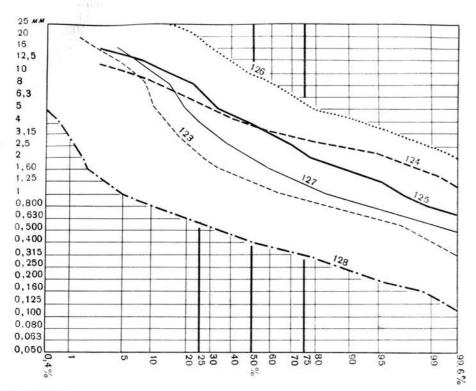
На внешнем склоне барьерного рифа на двух пересечениях через рифы Доиман и Менгалиа было взято семь образцов. Как видно на фиг. 16, эти осадки отличаются грубозернистым, иногда очень грубозернистым составом (образец 311). Образцы 300 и 301 были подняты ковшом с глубин 100 и 60 м, образцы 311—313 взяты при погружениях под воду с глубин от 61 до 29 м. Степень отсортированности осадков низкая, индекс Траска изменяется от 1,7 до 3,5. В этом отношении они подобны образцам 90 и 90А с барьера Большого Южного рифа (фиг. 12).

В Большом и Юго-Восточном проливах гранулометрический состав осадков непостоянен, что отмечалось также в проливах между рифами острова Майотта. В двух образцах из Юго-Восточного пролива фракция частиц <50 мк составляет около 25% объема осадка. Такой состав осадков обусловлен расчлененным подводным рельефом, создающим локальные защищенные от волнений участки. Коэффициент сортировки осадков колеблется в пределах 1,3—5,4.

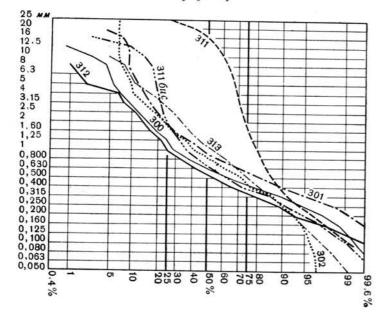
В самой лагуне характер осадков крайне непостоянен. В образцах, взятых вблизи внешнего рифового барьера, тонкая фракция обычно отсутствует или содержится в небольшом количестве; осадки здесь имеют почти исключительно известняковый состав, индекс Траска не превышает 2,0. Таким образом, можно отметить большое их сходство с донными отложениями северозападной части лагуны острова Майотта, а также с той ее зоной, которая простирается вдоль барьерного рифа. Далее от рифов Доиман и Менгалиа внутрь лагуны в осадке появляется алевритовый материал, а ближе к берегу Новой Каледонии отложения обогащены глинистыми минералами почвенного происхождения. Грубозернистая фракция играет значительную роль в составе донных образований в прибрежной части Новой Каледонии, например в подводной части дельт, где в образцах в изобилии присутствуют кварцевые зерна.

Итак, на основании данных гранулометрических анализов и изучения глинистых минералов в лагуне Туо с севера на юг выделяются четыре последовательные зоны: 1) зона грубообломочных песчаных и гравелитовых осадков; 2) зона среднезернистых осадков, в которых алевритовая фракция состоит обычно из известняковых частиц; 3) зона наиболее тонкозернистых отложений, имеющих в основном терригенное происхождение и содержащих небольшое количество карбоната кальция; 4) зона среднезернистых осадков, также с небольшим количеством известнякового материала; в изобилии содержащиеся в этих осадках частицы крупного размера выносятся в море реками и попадают в осадок в непосредственной близости от их дельт.

Сравнительное изучение образцов, отобранных по профилю от внешнего барьерного рифа до участка вблизи устья реки Типинджи (фиг. 17), позволи-



Фиг. 15. Кривые гранулометрического состава осадков с поверхности рифов, лагуна и рифы Туо.

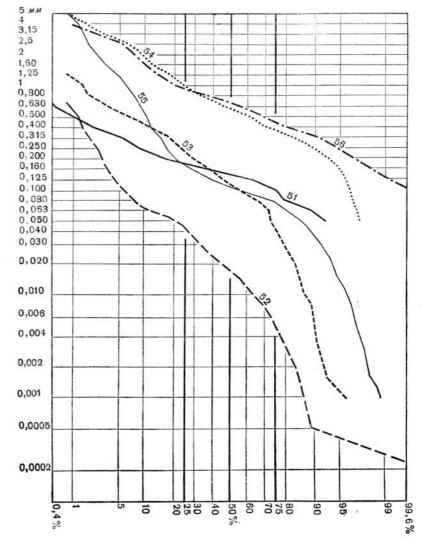


Ф и г. 16. Кривые гранулометрического состава осадков внешнего склона, лагуна Туо.

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ ОСТРОВОВ МАЙОТТА И НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ

57

ло выявить следующие закономерности. Наиболее грубозернистые осадки развиты в северной части профиля, где они генетически связаны с внешним рифовым барьером (образец 56 с глубины 20 м). Далее к югу материал становится гораздо более тонким, существенную роль играют здесь глинистая и алевритовая фракции, содержание карбоната кальция все еще очень высокое (образец 55 с глубины 34 м). Еще южнее размер частиц увеличивается,



Фиг. 17. Кривые гранулометрического состава образцов, отобранных по линии, пересекающей лагуну между островами Хиенга и Хиенгу, лагуна Туо (см. фиг. 14).

поскольку осадки залегают на подводной части внутреннего барьерного рифа между островами Хиенга и Хиенгу (образец 54 с глубины 22 м). В следующих по профилю образцах 53 и 52 с глубин соответственно 34 и 36 м вновь отмечается уменьшение размера частиц осадков, приуроченных к внутренней зоне развития илов. И в наиболее приближенной к береговой линии части профиля размер частиц донных отложений увеличивается; здесь профиль заходит в пределы подводной части дельты реки Типинджи (образец 51 с глубины 10 м). Индекс Траска указывает на слабую отсортированность

А. ГИЛЧЕР

тех осадков, которые содержат алевритовую и глинистую фракции. Величина его здесь обычно превышает 3,0 и достигает 10,5 в образце 141 из восточной части лагуны, который наряду с глиной содержит и материал гравийной размерности.

#### ЛИТЕРАТУРА

 Guilcher A., Berthois L., Le Calvez Y., Battistini R., Crosnier A., 1965. Le récifs coralliens et le lagon de l'île Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien), Géomorphologie, Sédimentologie, Hydrologie, Foraminifères, Office Recherche Scientifique Outre-Mer, Paris, 1-210.

2. Guilcher A., 1965. Géomorphologie et sèdimentologie du Grand Récif Sud et des rècifs et du lagon de Tuo (Nouvelle-Calèdonie), Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, organisée sous l'égide de la Fondation Singer-Polignac, 1960—1962, 2, Paris.

## Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий

Ф. Кюнен

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Почти 30 лет назад автор подверг экспериментальной проверке взгляды Дэли относительно суспензионных (мутьевых) <sup>2</sup> потоков, применив методику сбрасывания по искусственным наклонным плоскостям, помещенным под воду, разжиженных глинистых взвесей. Позднее он показал, что могут возникать суспензионные потоки и значительно более высокой плотности, особенно в тех случаях, когда они обладают достаточной скоростью, чтобы нести во взвеси песчаный материал. Такие потоки формируют пласты с вертикальной отсортированностью материала [12].

Эти ранние эксперименты автора, естественно, могли претендовать лишь на установление физической вероятности данного явления и ориентировать научную мысль в правильном направлении. Только данные морской геологии и геологических исследований флишеподобных образований позволили показать ту важную роль, которую играет механизм мутьевых потоков в природе.

Количественные показатели проведенных автором опытов были слишком грубы, и поэтому критика, которой они подверглись в последнее время со стороны некоторых исследователей, вполне обоснованна. Однако задачу более глубокого проникновения в суть механизма песчаных суспензионных потоков и получения более надежных экспериментальных данных, вероятно. нельзя отнести к разряду легких, ибо за 12 лет, которые прошли со времени последних экспериментов автора, в этом вопросе был достигнут весьма скромный прогресс. Даже один из самых простых случаев, каким является мутьевой поток в солевом растворе, когда взвешенный материал не может выпасть в осадок или создать трение, стал понятным во всех деталях далеко не сразу. Теоретические исследования, проведенные многими авторами, привели к широкому расхождению в представлениях о плотностях, размерах, продолжительности действия суспензионных потоков и механизме транспортировки ими осадочного материала. Очевидно, фактическая основа этих заключений еще далека от совершенства, и возникает настоятельная потребность в проведении крупных, поддающихся четкому контролю экспериментальных исследований песчаных суспензионных потоков. В задачу этих исследований должно входить выяснение причин удерживания осадочного материала во взвешенном состоянии и его постепенного осаждения, изучение сил трения и явлений на границах различных сред. Лучшее понимание механизма суспензионных потоков, которое будет достигнуто экспериментальным путем, позволит более точно определить их влияние на ход природных процессов. Основным условием при этом должно быть сочетание экспериментальных работ и теоретических поисков.

Применяя различные методы эксперимента, можно достичь успеха в разрешении самых разнообразных аспектов проблемы суспензионных потоков. Так, Дзулински и Уэлтон [3] предприняли экспериментальное изу-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Ph. H. Kuenen, Experiments in Connection with Turbidity Currents and Clay-Suspensions.

 $<sup>^{2}</sup>$  В последнее время в литературе встречается также термин «турбидные потоки».—  $\mathit{Прим. ped}$ .

чение текстур поверхностей напластования турбидитов <sup>1</sup>. В настоящей статье излагаются некоторые результаты исследований по проблеме слоистости турбидитов и предварительные данные, касающиеся взвешенного состояния осадочного материала в течениях соленых вод. Более детально эти вопросы будут рассмотрены в последующих публикациях автора.

#### циркулярный лоток

Одна из трудностей экспериментального воспроизведения суспензионных потоков заключается в том, что с целью получения высокой скорости потока, необходимой для транспортировки частиц песчаной размерности, приходится пропускать через резервуар очень большие массы суспензии. С увеличением скорости потока обычный прямоточный лоток становится слишком коротким и мелким. Кроме того, этот лоток непригоден и для опытов по исследованию поведения глин, когда необходимо поддерживать, хотя и небольшую, скорость потока в течение длительного времени — нескольких часов или даже дней.

Эйнштейн и Крон [4] применили в своих опытах дополнительный возвратный желоб, придав проходящему в нем потоку высокую скорость и тем самым исключив осаждение материала за пределами основного лотка. Хотя в результате их экспериментов были получены ценные данные, недостатком опыта было то, что суспензия каждый раз возвращалась в основной лоток в сильно перемешанном виде. Это в какой-то степени препятствовало выпадению взвеси в осадок. Таким образом, сфера применимости метода ограничивалась изучением проблемы транспортировки глинистого материала приливно-отливными течениями.

Для успешных опытов требуется приспособление, которое обеспечило бы сочетание замкнутого круговорота с отсутствием местного увеличения скорости, приводящего к нарушению нормальной турбулентности потока. Это достигается в циркулярном лотке с лопастями, вращающимися в горизонтальной плоскости. Автор использовал эту систему для опытов по абразии песчаных зерен и галек. Постма [16] применил ее для моделирования процесса транспортировки глин в разжиженной суспензионной среде морских течений. В данной статье сообщаются предварительные результаты исследования в таком лотке течений повышенной плотности или содержащих во взвеси смесь глин и песков.

Принято считать, что центробежная сила, возникающая в циркулярном лотке, увеличивает перемешивание суспензии в связи с возникновением спиральных завихрений течения и превышением его скорости у внешней стенки лотка по сравнению с внутренней. Вращение лопастей, усиливая слабую турбулентность потока, в то же время препятствует передаче импульсов движения на межлопастные промежутки. Еще один недостаток этой системы заключается в том, что не поддается учету количество вводимой в нее энергии. Поэтому в конкретном случае моделирования суспензионных потоков можно заменять нормальное перекрытие их стоячей водой воздушным перекрытием. Это дает следующие преимущества: 1) с помощью регулируемого двигателя можно добиться любой требующейся скорости или ускорения потока; 2) перемешивание суспензии сводится к минимуму; 3) поток сохраняет свои параметры на любом нужном расстоянии; 4) размеры лотка и количество прогоняемого осадочного материала сравнительно невелики.

Конечно, экспериментальные исследования с применением циркулярного лотка не разрешают всех вопросов, связанных с суспензионными потоками, но они предоставляют необходимые сведения по некоторым важным аспектам этой проблемы, которые нельзя получить посредством использования других известных методов.

#### слоистость турбидитов

Большинство турбидитов обнаруживает расслоенность вверх по разрезу от основания, где основная масса осадка представлена средне- или мелкозернистым песком. Перемежающиеся слои различаются по гранулометрическому составу слагающего их материала, содержанию слюд, карбонатного 
или глинистого вещества. Для средней части турбидного многослоя обычно 
характерна слоистость типа ряби течения и завивание слойков (convolution).

По поводу происхождения горизонтальной слоистости турбидитов высказывались различные мнения. Некоторые авторы утверждали, что подобная стратификация глубоководных морских песков или песчаников флишевого типа противоречит их отложению суспензионными потоками [8]. Большинство исследователей, за исключением Хсу [7], склоняются к тому, что горизонтальная слоистость возникает в результате проявления различного рода пульсаций; правда, их взгляды относительно конкретного способа образования слоистости вследствие пульсаций расходятся.

Время, в течение которого образуется каждый слой, распадается на ряд прерывистых эпизодов в интервале между основными пульсациями, создающими суспензионные потоки. Так, на отложение осадка в радиусе 10 км от места возникновения потока требуется несколько часов (при скорости головной части потока более 3 м/сек, а хвостовой — менее 50 см/сек). Если рассматривать условно 50 пар слоев, то образование каждой пары должно происходить в течение по меньшей мере 5 мин, но чаще 10 мин и более. Но, поскольку расстояние между более крупными циклами (ритмами) в полтора раза превосходит глубину потока, толчки должны осуществляться через каждые 15 сек. Следовательно, на образование каждой пары слоев требуется большое число пульсаций. Можно, в частности, принять, что для образования грубозернистого или светлоокрашенного слоя необходим непрерывный ряд пульсаций, например чередование отложения и эрозии. Но как тогда объяснить, почему в течение последующей серии пульсаций формируется тонкозернистый или темноокрашенный слой.

Многократное регулярное повторение сходных слоев исключает возможность случайных изменений в направлении и плотности потоков, которые могли возникать в случае последовательной серии оползней в области питания. Эти соображения привели автора к предположению, что слоистость турбидитов образуется в результате рассортировки материала внутри равномерно движущегося потока, главным образом в его придонной части. Рассортированность в свою очередь должна объясняться совместным выпадением частиц, характеризующихся определенной общностью свойств.

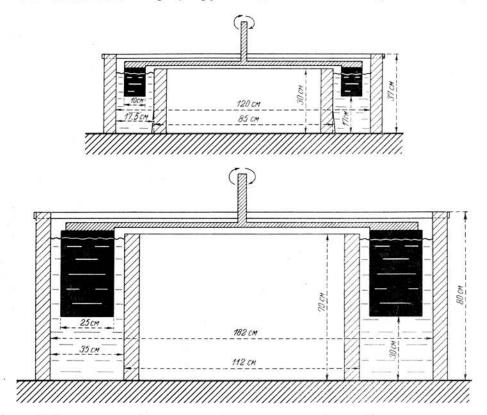
С целью проверки этого вывода экспериментальным путем были проведены опыты в малом циркулярном лотке. Смешанной суспензии с помощью лопастей придавалась высокая скорость движения, после чего лопасти извлекались из лотка; скорость потока постепенно замедлялась, а взвешенный в нем материал осаждался, формируя отсортированный по вертикали осадок, пока поток не останавливался окончательно. Желоб лотка имел ширину 17,5 см, глубину 30 см и средний периметр по осевой линии 325 см (фиг. 1). Объем искусственной суспензии, приготовленной на морской воде, составлял 155 л, а мощность слоя отлагавшегося осадка изменялась от 5 до 10 см. Начальная скорость течения доводилась до 170 см/сек, что было достаточно для перемещения всех составных частей суспензии.

Очевидно, несмотря на неизбежные различия, экспериментальный суспензионный поток все же имеет много общего с природным. В обоих случаях осадконакопление обусловлено постепенным уменьшением подъемной силы (компетентности) и мощности (емкости) потока при прохождении его по дну водоема. В каждый данный момент и в каждом данном пункте поток осаждает все зерна, которые он не в состоянии больше транспортировать, выборочно

<sup>1</sup> Иероглифов. — Прим. перев.

сбрасывая в первую очередь более крупнозернистый материал. Если в постепенно замедляющий свое движение поток в прямоточном лотке попытаться ввести дополнительную порцию осадка, вряд ли можно рассчитывать, что на протяжении нескольких метров избирательной транспортировки все гранулометрические группы суспензии придут в количественное соответствие с транспортирующей способностью и емкостью потока.

В более поздних опытах для достижения большей плавности замедления потока использовался регулируемый двигатель. Это делалось с целью



Фиг. 1. Разрезы двух бетонных циркулярных лотков (меньший изнутри оцинкован). Малый лоток использовался для экспериментального изучения тонкой слоистости. В обоих лотках производились опыты по изучению поведения глинистых суспензий в текущей морской воде.

продлить время образования донных текстур. Суспензия приготовлялась из искусственной морской воды с добавлением крупнозернистого и мелкозернистого песка и темной гончарной глины. В различных опытах, кроме того, вводились размолотые и просеянные слюда, кирпич, антрацит и карборунд.

В искусственных турбидитах развиваются обычно следующие текстурные элементы: отсортированность материала в вертикальном направлении, знаки ряби, завивание слойков и слойчатость. Вертикальная отсортированность особенно отчетливо развивается в быстротечных опытах, тогда как слойчатость проявляется одинаково во всех случаях, хотя местами и не достаточно четко. В опытах, длящихся более часа, наряду с ярко выраженной слойчатостью образуются более или менее ясные знаки ряби. Вертикальная отсортированность почти отсутствует в крупно- и среднезернистых песках из-за дополнительного введения крупнодисперсного материала в процессе опытов. Завивание слойков гидропластичных осадков наблюдалось автором в одном

из длительных опытов. Менее отчетливые деформации этого рода зафиксированы еще в одном случае (фиг. 2 и 3).

Большинство слойков имеет мощность в 1—3 зерна, а протяженность их колеблется от нескольких сантиметров до 30 см и более. Размер зерен определялся в тонком срезе осадка под бинокулярным микроскопом. Эти измерения показали, что в некоторых слойках медианный диаметр песчаных зерен в три раза превосходит значения этого параметра в подстилающем и перекрывающем слойках; в других случаях наблюдается соотношение 3: 2.

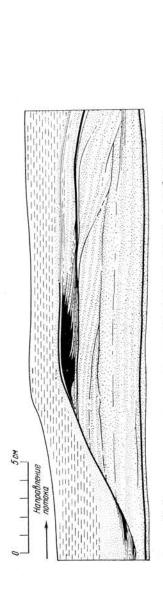
Скопления крупных и мелких частиц формируются, вероятно, одновременно. Грубо говоря, мощность осадка увеличивается с увеличением количества материала, идущего на образование одного слойка за время, в течение которого гребное колесо с его восемью лопастями делает два или более полных оборотов. Приходится удивляться, что течение при одной и той же силе отлагает одновременно скопления зерен, различающихся по весу в 27 раз.

Важная особенность суспензионных потоков была выявлена при исследовании вещественного состава слойков. В некоторых опытах в суспензию вводилось 10-12% размельченного кирпича, частицы которого имели размерность от грубозернистого песка до тонкого порошка. В отдельных слойках конпентрация кирпичной массы становилась столь высокой, что осадок приобретал розовую окраску. В одном случае зафиксировано приблизительно 75%-ное содержание в осадке кирпичной массы, в шесть раз превышающее ее концентрацию в суспензии. В другом крупнозернистом прослое обнаружена 50%-ная концентрация плоских кирпичных частиц, залегающих четуйчатообразно одна на другой и наклоненных в сторону, противоположную направлению потока. В опытах с размельченным антрацитом слойки с высоким содержанием этого вещества чередовались со слойками, почти лишенными его и состоящими преимущественно из кварцевых зерен. Однако не установлено ни одного случая заметной концентрации в осадке карборунда. Слюда иногда образует довольно большие скопления, хотя значительно меньшие, чем кирпич или антрацит; но это может быть связано и с трудностью определения истинной концентрации слюдистого материала.

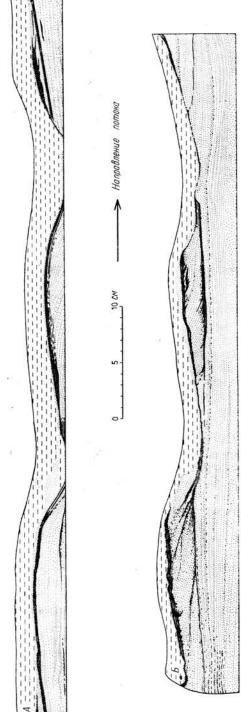
Образование розовых и черных слойков свидетельствует о тенденции к совместному отложению частиц, имеющих одинаковые размеры, плотность, форму и, возможно, физические свойства поверхности. Чешуйчатообразное залегание плоских кирпичных частиц, вероятно, означает, что разрастание состоящих из них слойков происходит в направлении, противоположном течению потока.

В циркулярном лотке поток частично разграничен на отдельные отрезки лопастями гребного колеса, погруженными в желоб на половину его глубины (фиг. 1 и 4), и поэтому характеризуется чрезвычайной равномерностью движения. За время отложения одного слойка колесо совершает 12 или более оборотов и столько же при отложении следующего слойка иного вещественного состава. Таким образом, слойки, получаемые экспериментальным путем, вовсе не требуют для своего образования пульсирующего течения и возникают благодаря донной сортировке материала, влекомого равномерно движущимся потоком.

Хотя целью описываемых опытов было лишь выяснение деятельности суспензионных потоков, полученные результаты, несомненно, вполне применимы для объяснения генезиса тонкой горизонтальной слоистости в отложениях водотоков вообще, будь то речные или какие-то иные потоки. В противоположность этому Петтиджон [15] высказал получившую почти всеобщее признание точку зрения, что слоистость подобного типа тоже относится к образованиям пульсирующих течений. Но при этом количество пульсаций потока должно значительно превосходить соответствующее число слойков, иными словами, времени образования одного слойка должно соответствовать несколько пульсаций потока.



экспериментального Осадок образован в теч Cpea 2. Срез кирпич. размельченный н полосы Темпые



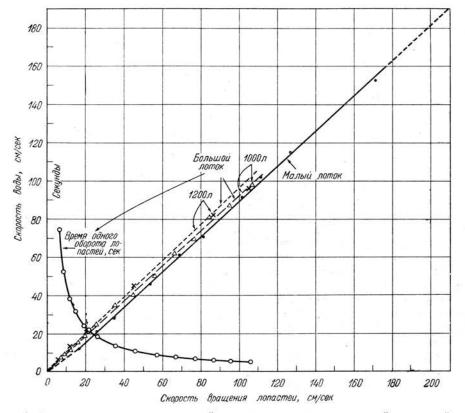
нах текстур не обнаружено. енней стенке циркулярного лотка.

5 - 691

экспериментальные исследования суспензионных потоков

6

Как сообщил Джоплинг [9], Эйнштейном и другими уже приведены экспериментальные доказательства возможности продуцирования тонкой горизонтальной слоистости равномерно движущимися потоками, что подтверждается и опытами самого Джоплинга. Если раньше образование слоистости объяснялось сочетанием пульсаций различного порядка, то результаты настоящих опытов свидетельствуют о том, что рассортировка донных осадков происходит благодаря деятельности равномерных течений. Возможно, однако, что тонкая косая слоистость образуется в результате действий других



Фиг. 4. Соотношение между медианной скоростью вращения лопастей и средней скоростью течения воды в малом и большом лотках.

Измерения производились на уровне вполовину глубины между поверхностью и дном лотков.

процессов, характерных, например, для передовых склонов дельт или пляжей. Тонкая горизонтальная слоистость во многих случаях может быть вызвана атмосферными осадками, климатическими флуктуациями, пылевыми бурями, но тем не менее можно утверждать, что правильная тонкая горизонтальная слоистость в осадках, отложенных потоками на плоском дне, обязана своим происхождением относительной равномерности их движения.

Автор предполагает, что сортировка осадков может предопределяться тенденцией к концентрированию зерен, обладающих одинаковыми свойствами. Концентрация равных по размеру зерен, особенно четко проявившаяся в скоплении равновеликих частиц молотого кирпича, убедительно свидетельствует, что тонкая слоистость турбидитов образуется именно в результате этого процесса. Это становится понятным при рассмотрении взаимоотношений зерен кварца и частиц слюды. Стягивающиеся вместе разрозненные слюдистые чешуйки могут образовать гнезда, включающие чешуйчатые частицы другого состава, но песчаные зерна будут выноситься из них, образуя пере-

Гранулометрический состав «псевдотурбидита» (%) (размер частиц в микронах)

105 - 150150-210 420-600 50-75 Образец  $^{0,1}_{\overset{2}{17}}$ 44 34 6 (кровля) 0.1 0,1 0.1 0,1 8 17 52 7 3 3 3 0,1 0,3 23 23 23 12 2 3 1 13 19 2 2 2 3 2 2 12 12 24 6 10 34 42 33 5 8 1 (подошва) 14 9 7 15 7 (среднее зна-5 14 7 8 17 10 3 чение)

ственных турбидитов, который был образован потоком с концентрацией смешанной суспензии  $430\ s/a$ , действовавшим в течение  $15\ muh$ , и характеризовался прекрасной сортировкой материала в вертикальном разрезе и отчетливой тонкой слоистостью. Как и в более ранних опытах с истинными суспензионными потоками или в современных природных турбидитах, процентное содержание тонкодисперсного материала в основании этого многослоя оказалось удивительно низким. В наиболее грубозернистом слое (образец 1) содержание частиц размером до  $16\ m\kappa$  составляет 3%, а частиц менее  $50\ m\kappa$  — 6%. Причем концентрация в суспензии частиц  $<16\ m\kappa$  была 16%, а частиц  $<50\ m\kappa$  — 31%. Частицы такой размерности соответствуют, очевидно, глинистой фракции, которая содержится в мутной воде, заполняющей поровое пространство в песках современных турбидитов. В древних турбидитах глинистый материал частично был привнесен в осадок в виде обломочных зерен, а частично, согласно Камминсу [2] и Эмери [5], образовался за счет постседиментационного разложения полевых шпатов.

#### ВЫПАДЕНИЕ ОСАДКА ИЗ НЕПОДВИЖНОЙ ГЛИНИСТОЙ СУСПЕНЗИИ

В опытах использовались два типа применяемых в производстве глин: белая гончарная глина, состоящая, видимо, главным образом из каолинита, и темная плиоценовая озерная глина из района Брунссума в южной Голландии, содержащая значительную примесь алеврита, тонкого песка и некоторое количество лигнитовой пыли (результаты гранулометрического анализа этой глины приведены в табл. 2). Искусственная морская вода приготовля-

Таблица 2 Гранулометрический состав темных озерных глин из Брунссума, Голландия (%)

	1
< 33 v	60
< 33 мн 33—40	5
40-50	15
50—75 75—105	5
105—106 105—150	5
150-210	
> 210	3

крывающий прослоек. Наоборот, чешуйки слюды, при осаждении приходящие в соприкосновение со скоплением кварцевых зерен, не смогут занять среди них устойчивого положения и подвергнутся дальнейшему переотложению течением, в то время как вновь поступающие зерна кварца будут присоединяться к уже накопившимся. Точно так же менее плотные частицы, находясь в осадке выше поверхности скопления зерен того же веса, но большей плотности, будут в конце концов вымыты течением из этого осадка. Мелкие зерна с трудом могут задерживаться среди массы более крупных зерен из-за местного усиления турбулентности потока. Сферические зерна стремятся сгруппироваться в плотное тело, не допускающее включения угловатых обломков. Аналогичным образом среди частиц неправильной формы в случае тесного их соприкосновения друг с другом не могут удерживаться окатанные зерна.

Здесь делается попытка описать, что же происходит в тот момент процесса постепенного замедления течения, когда при начавшемся отложении материала той или иной размерности более мелкие зерна еще не достигли места окончательного захоронения, поскольку скорость потока остается большой. По мере снижения скорости течения уменьшается размер зерен выпадающего осадка, в результате чего и возникает отсортированность материала по вертикали. В каждый данный момент формируется покров осадка, который отличается от всех прочих размерностью зерен, их формой и плотностью. Эта точка зрения должна расцениваться не более как рабочая гипотеза, вызванная к жизни результатами опытов. Для лучшего наблюдения за ходом процесса был смонтирован лоток со стеклянными стенками. Автор уверен в правильности своих выводов, поскольку они, как оказалось, довольно близки гипотезе, изложенной Моссом [13], который шел по пути микроскопического исследования зерен отдельных тонких прослойков, принадлежащих самым различным отложениям. Подробное изложение этих материалов читатель найдет в упомянутых работах Мосса.

Однако между точками зрения автора и Мосса есть и некоторые незначительные расхождения. Мосс считает, что тонкая слоистость образуется непосредственно в результате осаждения беспорядочно движущихся и подпрыгивающих зерен. Автор же настоящей статьи склонен думать, что такие зерна обладают слишком большой кинетической энергией, чтобы столь легко утратить ее и прийти в неподвижность, как предусматривает схема Мосса. Тем не менее поведение влекомых потоком зерен, особенно более крупных, весьма беспорядочно; они то опускаются в придонную часть потока, местами проволакиваясь или перекатываясь по дну, то вновь подскакивают вверх. Оказываясь на дне и перемещаясь благодаря подталкиванию и бомбардировке другими частицами, зерна постепенно замедляют свое движение до полной остановки в каком-либо месте скопления частиц, обладающих теми же свойствами.

Любое подобное толкование, претендующее на правдоподобность, должно основываться на результатах последних опытов, бесспорно доказывающих, что тонкая горизонтальная слоистость турбидитов и отложений любых других видов течений не требует для своего образования каких-либо пульсаций водотока. Она является типичным текстурным признаком осадков, формирующихся в условиях устойчивого потока, движущегося со скоростью, несколько превышающей или уступающей скорости течения, при которой образуются асимметричные знаки ряби. Единственная оговорка заключается в том, что осадконакопление не должно быть слишком быстрым; в противном случае подобной рассортировки материала происходить не будет.

В заключение следует отметить относительно хорошую отсортированность наиболее грубозернистой части полученных в малом циркулярном лотке турбидитов от примеси глинистого материала. В табл. 1 сведены результаты гранулометрического анализа образцов, взятых в одном из таких искустаты станурования в одном из таких искустаты станурования в одном из таких искустать в одном из таких и искустать в одном и и искуст

68 Ф. КЮНЕН

лась добавлением на 1 л обыкновенной водопроводной воды 30 г NaCl и 5 г MgSO<sub>4</sub>. Суспензия выдерживалась по крайней мере в течение одного дня, для того чтобы в ней установилось химическое равновесие.

Глинистая суспензия в морской воде с содержанием взвеси (темная глина) от 1 до 300 г/л обнаруживает слабые конвективные потоки. Несмотря на то что некоторые исследователи упоминают в своих работах об этом явлении и хотя специалистам по глинам хорошо известно, что оно должно быть устранено при проведении гранулометрического анализа гидравлическими методами, автор настоящей статьи не нашел в литературе достаточной разработки соответствующего вопроса. Это явление получило название «конвекции отстаивания» [10, 11]. Размеры и внешний вид поднимающихся и опускающихся в суспензии облаков мути зависят от их плотности и типа глины. Конвекция отстаивания наблюдалась нами в ряде отстаивающихся суспензий. Особый вид конвекции отстаивания возникает в случае вертикального осаждения песка или иного материала в виде быстро движущегося через толщу чистой воды облака. Фактически к этой последней категории конвекции отстаивания принадлежат и суспензионные потоки.

Существует много разновидностей конвекции отстаивания: от образования единого течения в объеме большого резервуара до возникновения большого числа мелких облаков расплывчатых очертаний диаметром несколько миллиметров. В концентрированных суспензиях развиваются протяженные нитевидные восходящие токи, отстоящие один от другого на несколько сантиметров и выбрасывающие небольшие фонтаны на поверхности суспензии, с одновременным существованием в промежутках между ними медленных нисходящих потоков.

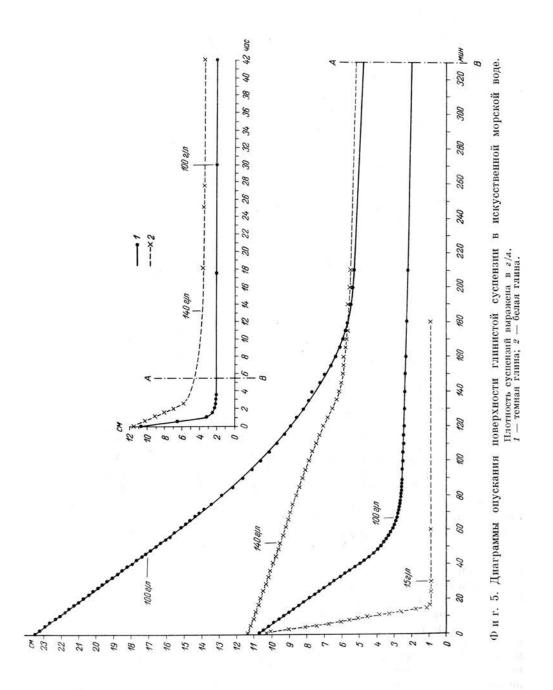
Добавление песка в глинистую суспензию нормальной плотности может вызвать после взбалтывания сильное возмущение, которое в литровой мензурке может проявляться в течение целого часа. Возникшее спустя короткое время в каком-то участке суспензии движение постепенно охватывает всю массу взвеси. Некоторое время конвекция еще продолжается, а затем медленно замирает. В результате на дне мензурки образуется слой песка, а над ним под толщей прозрачной воды — слой глины. На границе раздела между ними возникают иероглифы. Последние иногда напоминают песчаные норки червей, в других случаях они больше схожи с элементами структуры габбровой интрузии [11].

Еще одна особенность отстаивающихся суспензий уже давно была подмечена Ку и Клавенджером [1] в опытах по осаждению рудных взвесей. Впоследствии выяснилось, что эта особенность свойственна и глинистым суспензиям в морской воде. Почти сразу после взбалтывания на поверхности образуется тонкая пленка чистой воды, имеющая резкий контакт с нижележащей толщей суспензии. По мере увеличения мощности слоя чистой воды поверхность разграничения опускается. При концентрации глинистой взвеси менее 10 г/л это явление теряет отчетливость.

Удивительно, что опускание границы между чистой водой и взвесью сначала происходит с постоянной скоростью, пока объем суспензии не сократится до его первоначального значения. Затем скорость опускания раздела резко уменьшается, после чего все более замедляется с течением времени (фиг. 5).

траницы не зависит от высоты столба суспензии. Она не опускается быстрее при увеличении высоты столба в шесть раз, но ровно во столько же раз увеличивается продолжительность опускания границы до момента его резкого замедления.

Обычно считается, что взвешенные частицы в глинистых суспензиях постепенно оседают под действием собственного веса, но такое представление, очевидно, не соответствует действительности. Во-первых, при этом не

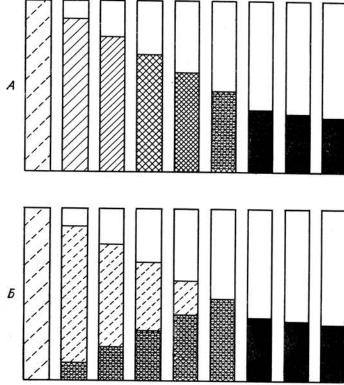


частях сосуда. Ку и Клавенджер [1] также указывали на постоянство кон-

систенции суспензии и образование осадка, но не достаточно обосновывали

было бы явления конвекции, поскольку частицы не могут двигаться вверх и вниз, оставаясь на дне. Во-вторых, можно было бы ожидать, что с уплотнением суспензии уменьшится выделение из нее воды, чего на самом деле, как было показано выше, не наблюдается. В-третьих, с увеличением спрессованности глинистых частиц должна была бы возрастать сопротивляемость суспензии к дальнейшему уплотнению, а увеличение высоты столба суспензии способствовало бы ее более быстрому уплотнению под тяжестью собственного веса.

Если сравнить две суспензии, одна из которых вдвое плотнее другой. то более разбавленная будет уплотняться значительно быстрее и сохранит



Фиг. 6. Диаграммы осаждения глинистой суспензии в морской воде. Увеличение плотности суспензии показано все более темной штриховкой вплоть до черного цвета. A — последовательное распределение плотности суспензии во время ее осаждения по представлениям некоторых исследователей; B — то же по представлению B и

эту высокую скорость уплотнения еще надолго после того, как достигнет первоначальной плотности второй, медленнее уплотняющейся суспензии. Эти наблюдения привели автора к предположению, что в рассматриваемом процессе плотность суспензии остается неизменной, а сокращение ее объема происходит в результате формирования на дне сосуда слоя уплотненной глины, почти лишенного воды, происходящего одновременно с увеличением мощности прозрачного водного слоя в верхней части сосуда. Когда в процессе постепенного сокращения объема слой суспензии полностью исчезает, в сосуде должен получиться осадок, перекрытый толщей чистой воды. В этот момент наступает замедление дальнейшего уплотнения донной глинистой массы (фиг. 6).

Принципиальная верность изложенной схемы может быть доказана посредством изучения образцов, отобранных в верхней, средней и придонной этот вывод. Кроме того, им не было известно и явление конвекции отстаивания. При сравнении двух суспензий с разными плотностями автор сделал еще одно неожиданное открытие: плотность осадка изменяется в зависимости от плотности суспензии. Более того, смесь с одинаковым удельным содержанием глинистого вещества может быть как нормальной подвижной суспензией, так и покоящимся на дне хлопьевидным осадком. Подобные явления можно объяснить тем, что в более плотной суспензии глинистые частицы груп-

пируются в плотные хлопьевидные агрегаты. Общепринятыми методами гранулометрического анализа проверить правильность этого утверждения нельзя, поскольку в применяемых обычно разбавленных суспензиях более плот-

ные хлопья дробятся и выпадают по частям.

Далее было установлено, что смесь из глин двух различных типов осаждается со скоростью, почти равной той, которая свойственна глине, выпадающей медленнее. С повышением температуры скорость осаждения глин увеличивается примерно пропорционально уменьшению вязкости воды. Вопросы выпадения осадка из разного рода суспензий широко рассматривались горными инженерами и химиками как в экспериментальном плане, так и с теоретических позиций, однако проблема глинистых суспензий не затрагивалась этими авторами и пока находится в начальной стадии разработки.

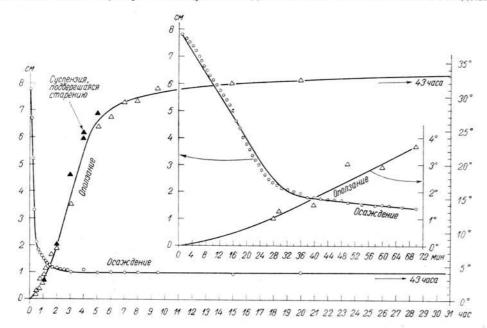
Логично предположить, что конвекция отстаивания является наиболее активным механизмом, обеспечивающим равномерное распределение плотности суспензии. Этому способствуют и два других процесса: связывание воды в верхней части столба и высвобождение ее у дна, где выпадающие в осадок хлопья приобретают более плотную упаковку, чем в суспензии.

Опробование самого верхнего слоя суспензии свидетельствует о том, что его плотность достигает максимальной величины сразу же после взбалтывания, а затем в течение четверти часа снижается до двух третей первоначального значения. После этого она остается неизменной или лишь незначительно снижается. Нет ничего неожиданного в существовании периода первоначальной неизменности плотности, но тем более удивительно последующее устойчивое снижение поверхности разграничения слоев разной плотности. Слабая деформация этой поверхности на более поздней стадии отстаивания суспензии не оказывает никакого влияния на скорость осаждения.

Эйнштейн и Крон [4] назвали осадки первой стадии осаждения «жидким илом» и считали, что они не обладают еще твердостью, которую приобретают только после двухчасового уплотнения. Частицы осадка при выпадении накладываются одна на другую и в дальнейшем должны сформировать тело, обладающее некоторой твердостью. Это было доказано на опыте в плексигласовом сосуде длиной 13,5 см, шириной 4,8 см и высотой 12 см. Данные об уплотнении и об угле наклона поверхности осадка, при котором последний начинает оползать, приведены на фиг. 7. Первое определение плотности осадка становится возможным сделать по окончании периода, характеризующегося постоянной скоростью осаждения. До этого поверхность осадка выражена неотчетливо. В момент своего формирования плохо различимый осадок обладает еще весьма незначительной плотностью, которая затем с течением времени возрастает. На фиг. 7 это возрастание может быть прослежено в той части графика, которая отражает течение процесса через 20 мин после начала опыта.

Позднее в связи с изучением суспензионных потоков испытывались суспензии с концентрациями взвеси 300 и 500 г/л. Оказалось, что для первой из них характерен отчетливо выраженный период постоянной скорости осаждения, длящийся около 9 час. В течение первого часа отмечалось небольшое ускорение осаждения, причем в повторном эксперименте скорость была

немного выше по сравнению с первым, но по истечении 16 час в обоих случаях установились одинаковые скорости. Наблюдалась хотя слабая и проявлявшаяся в небольших масштабах, но все же отчетливая конвекция отстаивания, сопровождавшаяся образованием трубчатых канальцев, по которым происходило восходящее движение воды. Песчаные зерна осаждались сквозь эту жидкую массу даже при плотности 400 г/л. Суспензия же, имеющая концентрацию около 500 г/л, не обнаружила конвекции отстаивания, и захватываемые ею мелкие пузырьки воздуха находились в состоянии покоя. Осаждение



Фиг. 7. Диаграмма осаждения глинистой суспензии в морской воде и изменения угла естественного откоса, при котором наблюдается оползание осадка.

шло крайне медленно в результате отвесного оседания частиц. Заново перемешанная такая суспензия уже не является жидкостью, и хлопьевидные глинистые агрегаты покоятся здесь друг на друге даже во взвешенном состоянии, в то время как в более разбавленных смесях это наблюдается только в донных осадках. Песчаные зерна не осаждаются в этой плотной массе, за исключением тех случаев, когда сосуд начинает вибрировать.

Однако удовлетворительного объяснения явлению временного постоянства скорости осаждения в суспензиях так и не было найдено. Трудно также утверждать, что оно имеет место в природных геологических процессах, хотя огромные массы взвешенной глинистой мути содержатся в водах близ некоторых морских побережий, где после взмешивания этой суспензии волнами осадконакопление может происходить по описанной схеме. Вероятно, подобное явление можно наблюдать и в некоторых подпруженных и обладающих соответствующей концентрацией суспензионных потоках.

#### ПОВЕДЕНИЕ ГЛИН В ПОТОКАХ МОРСКОЙ ВОДЫ

Сведения относительно эрозии, транспортировки и отложения глин морскими волновыми течениями весьма ограниченны. Эйнштейн и Крон [4] проделали некоторые опыты, использовав лоток с возвратным потоком, а Уайтхауз и др. [18] исследовали суспензии, пропускаемые через трубу. Последние установили, что в трубе диаметром 1 дюйм часть глинистой взвеси

выпадает в осадок уже при скорости 2—3 м/сек, что, очевидно, находится в противоречии с наблюдениями в приливно-отливной зоне.

Исследования Эйнштейна и Крона показали, что уложенный на дно логка слой ила, взятого в заливе Сан-Франциско, не может перемещаться течением в виде единой связанной массы, поскольку этот тонкозернистый материал подвергается эрозии и переходит во взвешенное состояние, если течение развивает достаточную мощность. Исследование транспортировки глин производилось в прямоточном лотке, оснащенном насосом и коротким (а следовательно, характеризующимся быстрым течением воды) возвратным желобом. Благодаря этому выпадение осадка происходило только в главном желобе лотка, где течение было более медленным. В опытах недельной продолжительности было установлено, что из суспензии с исходной плотностью около 20 г/л постепенное выпадение осадка происходит в результате сцепления глинистых частиц с дном лотка. При скорости потока порядка 15 см/сек суспензия теряла за 1 час 0,5% взвешенного материала, а с уменьшением скорости до 6 см/сек потеря материала за 1 час возрастала до 3%. Посредством маркировки взвешенных частиц удалось показать, что в процессе переноса происходит постоянный взаимообмен материалом между уже отложившимся осадком и взвесью. Было также продемонстрировано, что если на пути мутьевого потока поставить сетку, то в нем возрастает внутреннее трение, благодаря чему при сохранении определенной скорости течения усиливается коагуляция взвеси, а следовательно, убыстряется осадконакопление. Последнее может указывать на то, что расщепление потока пропеллерным насосом и при прохождении через узкий возвратный желоб также значительно ускоряет отложение осадков. С другой стороны, постоянное взбалтывание суспензии противодействует тенденции к повышению ее концентрации у дна. Таким образом, прибор, использованный в опытах Эйнштейна и Крона, имеет по сравнению с циркулярным лотком свои недостатки и преимущества.

Имеющиеся в настоящее время данные относительно поведения тонкозернистых илов в морских течениях пока еще совершенно недостаточны. Не удивительно поэтому, что Хейзен и Холлистер [6] пришли к выводу о невозможности интерпретации данных о влиянии скорости течений на отложение абиссальных осадков, ибо отсутствуют необходимые количественные показатели. Что касается суспензионных потоков, то здесь дело обстоит еще хуже, так как не было произведено ни одного одновременного замера их нагрузки, гранулометрического состава взвеси, плотности и скорости, и вряд ли они появятся в ближайшее время.

Для успешного подхода к решению проблемы суспензионных потоков необходимо внести ясность в вопросы о компетентности и емкости потоков, размыве неконсолидированных илов, скорости отложения при различных скоростях течения и разном вещественном составе взвешенного материала. Рекогносцировочные работы в этом направлении можно провести, используя циркулярный гидрометрический лоток.

Постма [16] впервые применил для исследования поведения глин в морской воде малый циркулярный лоток. Он установил образование в поступательно движущейся суспензии, состоящей из морских глин Демерара, поверхностного слоя прозрачной морской воды, плотность которого колебалась от 0,9 до 2,5%. Поверхность разграничения опускалась медленнее при более высоких скоростях движения потока, а экстраполяция полученных данных позволяла сделать вывод, что при скорости течения свыше 11 см/сек ее погружение вообще прекратится. Однако опыты Постма, длившиеся не более часа, не решили вопроса о том, может ли движущаяся суспензия уплотниться настолько, что течение уже не в состоянии будет удерживать глинистый материал во взвеси и перемещать его. Другими словами, осталось неясным, как же формируются отложения.

Постма изучил также вопрос о скоростях потока, при которых начинается размыв в различной степени консолидированных глин. Оказалось, что минимальная скорость должна быть не менее 12 см/сек, а максимальная, необходимая для размыва глин после 25 дней уплотнения, достигает 77 см/сек.

Большая часть опытов в программе исследований, предпринятых автором, выполнялась в описанном выше малом циркулярном лотке. Позднее был смонтирован большой циркулярный лоток с внешним и внутренним диаметром соответственно 182 и 112 см. Ширина желоба составляла 35 см, глубина — 70 см. объем — 1200 л, а средний периметр по осевой линии — 480 см (см. фиг. 1).

#### Малый лоток

Опенить плотность глинистой суспензии на глаз можно только очень приблизительно. Более точное определение содержания глинистого материала в суспензии, как показали предварительные опыты, требует применения количественных методов. Для этих целей в наших рекогносцировочных экспериментах был использован довольно грубый метод. Через определенные промежутки времени с глубины в половину расстояния от дна желоба до поверхности суспензии пипеткой объемом 60 см<sup>3</sup> отбирались пробы. После выпадения осадка вода сливалась, и затем глина вновь разбавлялась 100-500 см<sup>3</sup> водопроводной воды. Это повторялось два-три раза для того, чтобы удалить большую часть солей. После высушивания осадок взвешивался. Однако из-за испарения в лотке, неполного удаления солей и вследствие того, что вначале часть глинистого материала находилась в суспензии в виде комочков, которые постепенно распадались, полученные результаты оказывались далеко не точными.

Таблица 3 Осаждение в малом лотке 1

	Пл	отность сус	пензии, г/	л	Вычисленные величины					
Скорость течения, см/сек	5 мин	30 мин	24 час	%	максималь- ный размер зерен, мк	общая плотность суспензии, г/л	содержание зерен < 33 мк, г/л			
21	40	37	32	67	<40	48	29			
28	42	42	42	88	<100 <75	48				
28	101	98	97	86	< 75	113	68			
28	160	153	154	88	<100	177	106			
46	172	175	180	102	>210	177	234696			
9	304	307	122	40	-	306	184			
28	290	279	269	88	<100	306				
71	302	302	317	104	>210	306	ocurrence.			
4	585	590	555	98	<210	565	339			

<sup>1</sup> В таблице приведено процентное отношение плотности суспензии во время последнего опробования к ее исходной плотности, когда весь осадочный материал находился во взвешенном состоянии. Исходя из предположения, что перешедшая в осадок часть материала представлена наиболее грубыми частицами, рассчитывается максимальный размер зерен осадочной суспензии (первый столбец правой части таблицы). В последнем столбце таблицы показано вычисленное содержание в суспензии зерен размером менее 33 мк.

Гранулометрический состав темных озерных глин из Брунссума приведен в табл. 2. В них содержится до 10% органических остатков. Эти данные позволяют приблизительно оценить максимальный размер зерен материала, находящегося в суспензии, предполагая, что осадок всегда сложен наиболее грубыми зернами. Полученные значения, сведенные в табл. 3—6, и данные многих промежуточных интервалов опробования, не включенные в табл. 3

Эрозия в малом лотке

Таблина 4

Cuonoggi	Время с момен-		Вычисленные величины						
Скорость течения, см/сек	та отло- жения до нача- ла эро- зии, час	0,5 мин	5 мин	30 мин	8 час	2 су- ток	%	общая концен- трация суспен- зии, г/л	содер- жание частиц < 33 мк,
21 28 46	144 15 18	0,9 3,5 33	2,7 5,8 58	3,8 10 66	7,2 27 93	55 304	2 15 100	306 306 306	184 184 184

Таблипа 5

			Ос Плотность	Вычисленные величины						
Скорость течения, см/сек	10 мин	2,5 час	∽ 7 час	1 сут-	2 су- ток	7 су- ток	%	макси- мальный размер зерен, мк	общая концен- трация суспен- зии, г/л	содер- жание частиц < 33 мк, г/л
6,5 9 10 30 34 63	17,2 17,4 16,5 17,9 19,5 21,2	4,2 8,9 10,8 17,2 18,4 21,4	0,65 4,2 4,4 16,7 18,5 21,8	0 0,3 1,6 16,9 18,9 21,0	0 1,1		0 0 5 70 80 88	<45 <50 <100	24 24 24 24 24 24	14 14 14 14 14 14
9	37,5	28,5	24,4	9,5	4,3	0,9	2		49	29

Таблица 6 Эрозия в большом лотке

#### Плотность суспензии, г/л Вычисленные величины концен-суспенсутки суток суток 0.1 CI 0,700,85 0.75 34 14 1,07 19,3 0,50 0,71 0,75 6 24 1,4 14 44 54 72 14 1,12 1,58 19,1 82 88 24 24 19.5 14 20,0 20,8 20,4 21.0 < 10014 96 галек $^{3,2}_{0,7}$ 34 1 70 0.82 16,3 18,2 75 75 18,2 24 49 18,3 14 29 30 1 19 13,5 0,25 1.1 29,0 36,4 <45 34 2 25 14,4 36,0 39,9 < 5080 49 29 16 2 16 2,2 10,1 11,4 9.0 7.8 16 29 8

<sup>1</sup> Галька залегает на глине.

<sup>2</sup> Глина залегает на гальке.

и 4, свидетельствуют о тенденции к повышению плотности суспензий с течением времени эксперимента. Следует также отметить, что некоторые из конечных плотностей превышают теоретические максимальные значения. помещенные в последнем столбце таблиц. Одна из причин этого несоответствия кроется в образовании в ходе некоторых опытов поверхностного слоя чистой воды, составляющего иногда более 15% глубины потока. В подобных случаях максимальная концентрация, по-видимому, может значительно превосходить теоретические значения. В последующих опытах, которые будут претендовать на большую точность, влияние на плотность суспензий указанного явления должно обязательно приниматься в расчет.

В нескольких опытах проводилось одновременное опробование различных уровней потока. Было отмечено, что заметных изменений плотности суспензии по вертикали не наблюдается. Исключение составляет лишь придонный слой, где плотность несколько повышена, что, вероятно, объясняется взмучиванием осадка во время отбора пробы пипеткой.

Отложение. При скорости течения менее 10 см/сек суспензия темной глины плотностью 48 г/л начинает постепенно осветляться за счет образования донного осадка. Полное выпадение осадка из потока, имеющего скорость 9 см/сек, происходит в течение 1—2 дней.

Результаты измерений плотности суспензии приведены в табл. 3 и 4. При концентрациях суспензий до  $306 \ \epsilon / \lambda \ (\pm 250 \ 000 \ \text{ч.}$  на млн.) и скорости течения 21 см/сек и менее в ходе эксперимента наблюдается постепенное снижение нагрузки потока, т. е. происходит выпадение глинистого материала в осадок. Грубо говоря, чем ниже была скорость течения, тем меньшей плотностью обладала суспензия к концу первых суток. Суспензия с плотностью 306 г/л при скорости 28 см/сек обнаруживала небольшую потерю взвеси. При скорости 9 см/сек на полное выпадение взвеси в осадок требовалось 48 час, тогда как при скоростях 48 и 71 см/сек осаждения вообще не происходило. Для суспензии с плотностью 565 г/л выпадение осадка не было отмечено даже при скорости движения, равной 4 см/сек.

Эрозия. В трех опытах взвесь осаждалась и затем уплотнялась до начала течения суспензии (табл. 4). С началом движения наблюдалось медленное повышение нагрузки потока, тем более заметное, чем короче был период уплотнения осадка. При скорости течения 28 см/сек плотность суспензии оставалась низкой даже спустя 48 час после начала движения, тогда как поток со скоростью течения 48 см/сек переводил весь осадок во взвешенное состояние, хотя этот процесс и шел очень медленно, растягиваясь на сутки и более.

Для сравнения полученных результатов с данными по пресноводным суспензиям могут быть использованы материалы Нордина [14], составившего перечень наибольших концентраций взвеси, когда-либо зарегистрированных в реках США. Исключая песчаную составляющую нагрузки речных потоков, концентрация глинисто-алевритовой смеси в них колеблется в восьми рассмотренных случаях от 149 000 до 301 000 мг/л и в среднем составляет 200 000 мг/л. Ясно, что порядок значений, полученных нами в экспериментах с соленой водой, выше, чем для речных потоков, за исключением некоторых крайних случаев.

Белая каолинитовая глина, насколько можно судить по результатам нескольких опытов, ведет себя аналогично темной глине. Максимальная скорость, при которой еще наблюдается отложение осадка, равна 21 см/сек. При скорости 28 см/сек и выше осадконакопление, видимо, прекращается.

#### Большой лоток

Окружность и ширина этого лотка лишь ненамного больше, чем у малого, но зато его глубина почти в три раза превышает глубину малого лотка и составляет 65-68 см вместо 25-28 см. Такая глубина обусловливает меньшее трение потока о днище лотка при одинаковой его скорости, что влечет за собой увеличение суспензионной нагрузки потока на единицу площади дна. Однако бетонные заготовки, использованные в конструкции нашего большого лотка, оказались неодинаковыми по размерам, вследствие чего ширина желоба при переходе от одной части к другой менялась от 35 до 40 см. Кроме того, грубая шероховатость стен вызывала дополнительное трение и турбулентность потока.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ

Другим недостатком большого лотка является значительное различие скоростей потока: у внешней стенки желоба она в полтора раза больше, чем у внутренней. В то же время большая глубина потока позволяет значительно расширить сферу исследований.

К настоящему времени на большом лотке было проведено всего несколько экспериментов, к тому же часть из них с суспензиями, характеризующимися более низкими плотностями, чем те, что исследовались в малом лотке. Но теперь сконструирован циркулярный лоток со стеклянными стенками и внешним диаметром, равным 380 см, который позволит получить значительно более надежные количественные данные.

Отложение. Суспензия темной глины с концентрацией 24 г/л интенсивно осаждается при скоростях течения 6,5 и 9 см/сек; в первом случае полное осаждение взвеси происходит за несколько часов, во втором на это требуется свыше 24 час. В малом лотке за то же время и при тех же скоростях течения полностью переходила в осадок суспензия вдвое большей плотности. В большом же лотке повышенная плотность суспензии требует гораздо более плительного времени для сбрасывания всей нагрузки потока. Однако неправильная форма и шероховатость стенок и дна желоба большого лотка должны препятствовать отложению; кроме того, скорость течения во внешней части его на 15% превышает среднюю. Очевидно, прежде чем делать окончательные выводы, необходимо провести эксперименты с целью выяснения влияния на осадконакопление в большом лотке глубины потока, создавая и исследуя потоки различной глубины.

Эрозия. Эрозия осадка, отложившегося в большом лотке, начиналась тогда, когда скорость течения возрастала не менее чем до 30 см/сек. Даже в этом случае плотность потока за 10 мин повышалась только до 0,7 г/л, а за 2 час достигала величины не более 0,8-0,9 г/л. Эти значения затем почти не претерпевали изменений на протяжении всего опыта, длившегося 64 час. При скорости 34 см/сек требовалось 44 час на приобретение потоком плотности, равной 1,4 г/л, в то время как скорость течения 44 см/сек за 8 час вызывала увеличение плотности до 19 г/л. Поток, движущийся со скоростью 54 см/сек, за 10 мин достигал плотности 20—21 г/л, оставляя в осадке только песчаный материал; при переходе во взвесь всего донного осадка плотность потока возросла бы до 24,5 г/л.

Очень важно выяснить вопрос о связи между скоростью течения, способной вызвать эрозию, и стадией осаждения ила. Верхняя часть осадка, образованного в период постоянной скорости осаждения, который описан в предыдущем разделе статьи, остается по существу жидкой. Эрозия в таком случае происходит при низких скоростях течения перекрывающей осадок чистой воды, а при очень небольших наклонах поверхности осадка начинается его оползание. Но если осадок образуется в период снижения скорости отложения, он приобретает определенную степень твердости, и тогда скорость эродирующего потока должна в течение первых нескольких часов возрастать быстро, а затем несколько медленнее, по мере того как продолжается уплотнение осадка; правда, и в этих условиях самая верхняя часть осадка уплотняется очень слабо. Постепенное возрастание скорости эродирующего потока с увеличением времени уплотнения уже отложившегося осадка отмечал и Постма [16].

Шероховатость дна. Наряду с другими опытами в большом лотке было проведено экспериментальное исследование влияния на эродирующий поток шероховатости дна. Поверх глинистого осадка, отложившегося накануне из потока плотностью 24 г/л, было рассыпано 96 галек диаметром около 4 см из расчета по одной на 140 см² площади дна. Затем перекрывающая этот осадок толща воды была приведена в движение со скоростью 34 см/сек. Влияние этих редко разбросанных неровностей дна на эродирующую способность потока оказалось значительно более сильным, чем можно было ожидать. На протяжении 24 час в суспензию перешло до 75% донного осадка — ровно столько, сколько через сутки оставалось в процессе отложения в суспензионном потоке с первоначальной плотностью 24 г/л. С гладкого дна поток той же скорости переводил во взвесь всего 3% донного осадка за 2 суток (табл. 6).

При скорости течения 30 *см/сек* эрозия протекала медленнее, но по прошествии двух суток с неровной поверхности вдвое большей массы осадка во взвесь перешел тот же процент донного осадка. С гладкой поверхности точно такое же течение взмучивало всего 3% осадка за 2 суток, а при скорости течения 27 *см/сек* эрозия осадка с ровной поверхности вообще прекрашалась.

В том случае, если глина отлагалась поверх галек, воздействие созданных ими неровностей на эродирующую способность потока становилось еще более сильным: эрозия наблюдалась даже при скорости течения около 12 см/сек. При такой скорости максимальную нагрузку, равную 4 г/л, поток приобретал через 2,5 час с начала движения, после чего она вновь падала, по-видимому, за счет выпадения осадка между гальками. При скорости потока 16 см/сек его максимальная нагрузка достигала 11,4 г/л за 2,5 час, а затем постепенно уменьшалась и через 54 час, к концу опыта, была равна 7,8 г/л. Поток, обладающий скоростью 34 см/сек, к тому же при менее длительном уплотнении осадка после отложения, чем в случае залегания галек на глине, отличается удивительно высокой интенсивностью эрозии. За 10 мин такой поток достигает тех же значений плотности, каких подобный поток в случае залегания галек на глине достигает за 7 час, и за 2,5 час он переводит во взвесь примерно те же 75% осадка, которые поток, текущий по гальке, лежащей сверху, поднимает со дна только за 12 час.

Очевидно, необходимо также выяснить, как сказывается влияние шероховатости дна на свойства потока в зависимости от изменения размера неровностей и густоты распределения их по дну. Первые полученные результаты уже показывают, что при скорости течения 34 см/сек донные осадки должны повсеместно подвергнуться полному смыву. Другими словами, каждая галька в этих условиях создает у поверхности дна ареал турбулентности площадью 150 см², которая в 25 раз превышает площадь самой гальки.

### Понятие о компетентности (подъемной силе) потока

При анализе процессов транспортировки потоками песчаного материала большую роль играет понятие об их подъемной силе (компетентности). Оно может быть применимо к различным способам перемещения обломочных частиц в потоке: качению, сальтации, переносу в виде суспензии. Подъемная сила определяется максимальным размером зерен, которые способен переместить данный поток. Обычно это понятие рассматривается применительно к гипотетическому случаю переноса потоком частиц только одного размера.

Возникает вопрос, можно ли употребить данное понятие в отношении глинистых суспензий в морской воде? Размер и скорость осаждения хлопьевидных глинистых агрегатов меняются в зависимости от солености воды и минералогического состава взвешенного материала; но размер частиц, содержащихся в каждой конкретной суспензии, также колеблется в широких пределах. Кроме того, наблюдается зависимость плотности хлопьевидных

агрегатов от концентрации суспензии. Однако, несмотря на существование подобных явлений, автор пришел к выводу, что компетентность потока не имеет никакого отношения к процессу выпадения осадка из движущихся глинистых суспензий. Эйнштейн и Крон [4] без каких-либо обоснований утверждают, что отложение глинистого осадка в морской воде происходит благодаря силам сцепления глинистых агрегатов с дном. Автор данной статьи также согласен с тем, что отложение глин имеет мало общего с явлением перегрузки потока, т. е. с недостаточностью его компетентности или емкости.

Прежде всего было обнаружено, что только около 50 вес. % глинистой суспензии осаждается в спокойной соленой воде со скоростью более 0,17 мм/сек. Если бы завихрения в потоке создавали такую же восходящую составляющую скорости, они значительно замедлили бы осаждение. Необходимую турбулентность способен создать поток со скоростью течения около 0,2 см/сек. На самом деле даже наиболее слабые потоки, использовавшиеся в наших опытах, имели скорость, в 30 раз превосходившую названную. Напрашивается вывод, что турбулентность экспериментальных потоков должна была полностью исключить выпадение не только глинистого осадка, но также алевритовой и мелкопесчаной фракций, если только это явление связывать с понятием о компетентности потока.

Далее, соответствующие измерения показали, что глинистый материал был равномерно распределен по вертикальному разрезу водной толщи. Это также находится в противоречии с понятием о компетентности потока, поскольку, если бы часть глинистого материала осаждалась вследствие неспособности потока удержать ее во взвешенном состоянии, в придонной части потока должны были бы наблюдаться критические значения концентрации глинистой взвеси.

Следует также иметь в виду, что ни перенос качением по дну, ни сальтация не характерны для транспортировки глинистых агрегатов, т. е. на дне скапливаются и переносятся по нему только частицы тонкопесчаной фракции. Последнее в свою очередь свидетельствует о том, что не может иметь места и какая-либо гранулометрическая сортировка материала в процессе донной эрозии, поскольку никакой переработки наносов не происходит. В том случае, если наносы состоят из песчаного материала, в процессе перемещения на их поверхности постоянно обнажаются все новые и новые зерна, так что поток может постепенно вымывать более тонкие из них; в то же время глинистый осадок остается неподвижным. Если этот вывод является правильным, то из него следует, что увеличение нагрузки потока при возрастании скорости течения до 60% (т. е. за счет фракции <33 мк) не имеет ничего общего с ростом его компетентности.

Таким образом, следует признать, что даже слабые течения способны удерживать глинистый материал в суспензии. Можно задать вопрос: почему же тогда глинистая взвесь частично выпадает в осадок из более быстрых потоков? Ответ на него, очевидно, будет заключаться в том, что глинистые частицы, приходя в соприкосновение с дном, как бы прилипают к нему и вновь отделяются с большим трудом. Связанность консолидированной глины обусловливает значительную ее устойчивость к эрозии, так что (согласно экспериментальным данным некоторых исследователей) для дезинтеграции глинистого осадка требуется поток пресной воды, движущийся со скоростью 1—2 м/сек и более [17]. Как показали наши опыты, медленная эрозия глинистого осадка, отложившегося накануне, требует скорости течения. в два-три раза превосходящей ту, которая допускает полное осаждение; эта скорость еще более возрастает с увеличением времени консолидации глинистого осадка. Можно предположить, что если дно будет покрыто слоем какого-либо вещества, препятствующего прилипанию глинистых частиц, то даже при очень низкой скорости течения глинистый осадок формироваться не будет.

#### понятие о мощности (емкости) потока

Термин «емкость» употребляется в связи с содержащимися в потоке частицами песчаной размерности и обозначает максимальное количество песчаного материала определенного гранулометрического состава, которое поток способен переносить. Это понятие относится как к взвешенным зернам песка, так и к переносимым посредством качения или сальтации. Возникает вопрос: применимо ли понятие о емкости потока к переносу глинистого вещества?

Чтобы установилось равновесие между потоком и глинистым осадком, обычно требуется много часов или даже несколько дней. Следовательно, влияние емкости потока на поведение глинистой взвеси проявляется не столь наглядно, как в случае перемещения частиц песчаной размерности, не испытывающих воздействия сил взаимного сцепления. Прежде чем рассматривать понятие о емкости потока, следует сделать некоторые замечания относительно природы равновесия между потоком и глинистой взвесью, а также длительности времени его установления при различных скоростях и плотностях потоков.

При скорости течения ниже  $10 \, cm/ce\kappa$  вся глинистая взвесь в конце концов оседает и емкость потока таким образом сводится к нулю. Если скорость потока превышает  $30-50 \, cm/ce\kappa$ , осаждение глин, наоборот, полностью прекращается и, сколько бы ни вводилось в поток глинистого материала, он весь будет удерживаться во взвешенном состоянии, пока плотность потока не достигнет величины порядка  $500 \, e/n$ , при которой суспензия превращается в некое подобие твердого тела и вне зависимости от скорости начинает перемещаться по дну волочением. При этом в суспензии, вероятно, могут удерживаться значительные порции песчаного материала. В интервале же скоростей течения от  $10 \, \text{до} \, 50 \, cm/ce\kappa$  емкость потока, как было установлено, определяется его скоростью.

Наши опыты подтвердили сделанный ранее Эйнштейном и Кроном [4] вывод о том, что скорость осаждения из перегруженного потока увеличивается по мере его замедления. Средняя суточная норма выпадения осадка из потока, обладающего скоростью 28 см/сек, по результатам четырех опытов равна 3,4% (или 0,14% в час); при скорости течения 21 см/сек, также по данным четырех опытов, она равна 19% (или 0,8% в час), а при скорости 9 см/сек — 75% (или 3% в час). Как указывалось выше, Эйнштейн и Крон отмечали подобные темпы осаждения при несколько более низких скоростях. Поскольку эти исследователи не занимались изучением эрозии (т. е. не ставили опыты со скоростями течения свыше 20 см/сек), они не рассматривали вопрос о емкости потоков.

Повышение плотности потока также увеличивает скорость осаждения, поскольку процент осаждаемого в единицу времени вещества остается примерно постоянным. При одной и той же скорости потока 21 см/сек она равна 22% в сутки при его плотности 48 г/л, 16% в сутки при плотности 177 г/л и 20% при плотности 306 г/л. Такая же картина сохраняется, очевидно, для потоков, движущихся со скоростью до 28 см/сек и имеющих глубину около 25 см.

Что касается эрозии, то было установлено, что при скоростях течения ниже  $20 \, cm/ce\kappa$  в малом лотке и ниже  $30 \, cm/ce\kappa$  в большом лотке никакого размыва только что отложившегося глинистого осадка не происходит. Когда в малом лотке скорость потока достигает  $21 \, cm/ce\kappa$ , начинает проявляться слабая эрозия. Поскольку в потоке с плотностью свыше  $30 \, e/a$ , движущемся с этой скоростью, продолжается одновременно и выпадение осадка, его емкость должна соответствовать какой-то средней величине между значениями 7 и  $32 \, e/a$  (табл. 3 и 4). При скорости потока  $28 \, cm/ce\kappa$  емкость должна оцениваться величиной от  $55 \, \text{до} \, 97 \, e/a$ .

Эйнштейн и Крон [4] проводили опыты с мечеными глинами. Они установили, что при скорости течения 8,5 см/сек наблюдается взаимообмен осадочным материалом между потоком и дном. Таким образом, отложение и эрозия происходят совместно и одновременно. Этот вывод не противоречит замеченному в наших опытах отсутствию эрозии в потоках, имеющих скорость ниже 20 см/сек, ибо последнее обусловлено тем, что воздействию потока подвергались осадки, отложенные за несколько часов до этого и, следовательно, находящиеся на определенной стадии старения. Естественно, что совершенно не консолидированный слой осадка должен подвергаться в какойто степени эрозии и при более низких скоростях течения.

Итак, повышение емкости потока по мере увеличения его скорости стимулирует процессы эрозии. Наоборот, возрастание плотности потока усиливает отложение. Отсюда следует, что с увеличением скорости потока равновесие между эрозией и отложением глинистого ила постепенно смещается в сторону возрастания плотности потока.

Изложенные закономерности не распространяются на потоки, текущие по неровному дну, но проведенных в этом направлении опытов еще недостаточно, чтобы сформулировать какие-то правила для этого случая.

Как отмечалось ранее, из суспензии плотностью 565 г/л осадок не выпадает даже при очень низкой скорости течения — около 4 см/сек. Очевидно, поток с такой концентрацией взвеси в какой-то степени становится подобным волочащемуся по дну твердому телу. Это предположение было позднее подтверждено изучением режима осадконакопления в застойных условиях. Выше указывалось, что неподвижной суспензии с концентрацией 500 г/л не свойственны ни конвекция отстаивания, ни период постоянной скорости осаждения; такие условия скорее характерны для твердой среды, чем для жидкой.

Представления о компетентности и емкости потока кажутся столь же несостоятельными в отношении переносящих глинистый материал морских течений, как и в отношении ветра, транспортирующего песок по мокрой поверхности. Равномерно дующий ветер свободно переносит песок через участки сухой поверхности, но при прохождении над влажной поверхностью он будет терять свою нагрузку из-за прилипания к этой поверхности зерен песка. Создается ложное впечатление об отсутствии у воздушного потока компетентности и емкости. Точно такое же ложное отсутствие компетентности и емкости свойственно отлагающим глины морским течениям.

Поскольку для достижения потоком максимальной нагрузки, соответствующей его емкости, требуется обычно несколько дней, может быть, следует ввести понятие о «предельной емкости». Законы, определяющие величину емкости глинистых суспензий, отличны от тех, которые управляют изменениями этого параметра в песчаных взвесях. Это подтверждается хотя бы тем фактом, что в песчаных взвесях предельные значения емкости достигаются в течение минут, тогда как время полного насыщения потока глинистым материалом измеряется часами или даже днями.

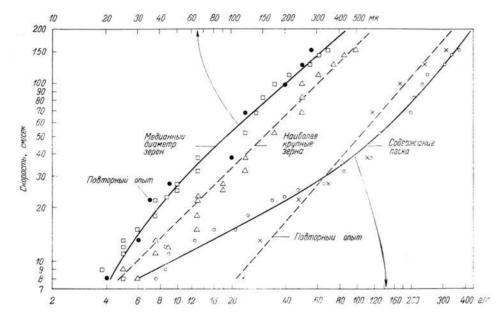
#### песок в суспензии

Термину «суспензия» различные авторы придают различный смысл: одни объединяют в это понятие весь материал, не находящийся в постоянном соприкосновении с дном, иными словами, любой материал, попадающий в пробоотборник выше уровня дна; другие противопоставляют суспензию той части нагрузки потока, которая перемещается качением или сальтацией, т. е. имеют в виду материал, не соприкасающийся с дном; третьи относят к этому понятию материал, переносимый турбулентными потоками. Поскольку суспензионный поток может распространяться на большие расстояния, основная масса материала, составляющего его нагрузку, не должна касаться

6 - 691

дна, в противном случае он терял бы слишком много потенциальной энергии. По-видимому, это означает, что основная часть нагрузки потока переносится в виде турбулентной суспензии. Вверх от уровня максимальной скорости потока должно наблюдаться уменьшение гранулометрической размерности взвешенного материала.

С целью более подробного ознакомления с рассматриваемой проблемой было выполнено несколько предварительных опытов в малом гидрометрическом лотке. Солоноводная суспензия объемом 155 л, состоящая из смеси



Фиг. 8. Зависимость между скоростью потока, содержанием в суспензии песчаного материала (г/л) и его гранулометрическим составом.

Пробы отбирались на уровне половины глубины малого циркулярного лотка.

5 кг крупнозернистого речного песка, 5 кг среднезернистого дюнного песка, 20 кг мелкозернистого эолового песка, 20 кг лёсса и 5 кг глины из месторожления Брунссум, перемещалась со скоростью 155 см/сек, образуя турбулентный поток. Средняя плотность суспензии достигала, очевидно, 355 г/л, приближаясь к фактически измеренному максимальному значению (388 г/л, песок + + глина). Скорость течения в продолжение 2 час постепенно снижалась до 8 см/сек. Через каждые 5 мин на расстоянии 13 см от дна, т. е. примерно с глубины вполовину расстояния от дна до поверхности потока, отбиралась проба объемом 50 см<sup>3</sup>. Песок, отмытый от глинистой и алевритовой примеси. взвешивался. Под бинокулярным микроскопом определялись (в среднем четыре определения) размеры коротких горизонтальных осей наиболее крупных, редко встречающихся зерен и зерен, обильно представленных в данном образце песка (размер зерен соответствовал медианному диаметру). Результаты исследований приведены на фиг. 8, представляющей собой слвоенный логарифмический график. Повторный опыт дал весьма сходные с первым данные гранулометрического состава, но показал значительное несовпадение режима изменения плотности суспензии. Это несоответствие могло быть вызвано резличной техникой отмучивания осадка.

#### ПРИМЕНИМОСТЬ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ К СУСПЕНЗИОННЫМ ПОТОКАМ

Хотя результаты проведенных опытов следует рассматривать лишь как первую прикидку, охватывающую ограниченный круг вопросов и не отличающуюся большой точностью, экспериментальное исследование деятельности суспензионных потоков помогает понять это загадочное явление.

Во-первых, экспериментальные данные свидетельствуют о том, что скорость в головной и основной (средней) частях потока, способного транспортировать в суспензии песчаный материал, намного превосходит верхний предел скорости течения, необходимой для переноса глин. Другими словами, весь глинистый материал, поднятый со дна эродирующей силой потока, может удерживаться в суспензии неограниченно долгое время. Осаждение глинистых частиц происходит только за счет их улавливания в промежутках между песчаными зернами, но не в результате перегруженности ими потока. Этот вывод подтверждается относительно низким процентным содержанием глин в песчаных частях разреза современных турбидитов. Часть этих глин могла быть привнесена сюда в виде комочков или кусков не полностью дезинтегрированного материала. Согласно Камминсу [2] и Эмери [5], в древних турбидитах глины имеют отчасти вторичное (постседиментационное) происхождение.

Во-вторых, промоины в основании мелкозернистых турбидитов, образованных относительно медленными потоками, свидетельствуют о том, что головная часть осаждающего потока двигалась со скоростью, достаточной для размыва неконсолидированной глины — обычного материала, слагающего ложе, по которому движется суспензионный поток. Это означает, что скорость течения головной части такого потока, очевидно, значительно превышала 50 см/сек. Расчеты, основанные на гранулометрическом составе суспендированного материала, также указывают на то, что течения, несущие во взвеси тонкий песчаный материал, должны иметь скорость свыше 50 см/сек, особенно в том случае, если они переносят песок на большие расстояния. Однако при этом нужно еще учитывать время и прогрессивное уплотнение вниз по разрезу осадка, по поверхности которого проходит суспензионный поток. Поскольку все новые и новые слои пелагических глин взмучиваются и удаляются с данного участка морского дна, в его пределах обнажаются все более уплотненные осадки. Уже на ранней стадии в процессе постепенного замедления донной эрозии в данном месте проходящий здесь поток начинает сбрасывать наиболее крупные зерна и таким образом формировать защитный покров. Следовательно, в количественном отношении донная эрозия ограничивается не только мощностью пелагических глин, залегающих в кровле предыдущего турбидита, но во многих случаях и небольшой продолжительностью времени ее проявления до начала отложения осадков. В противном случае поток глубоко эродировал бы донные накопления, достигая слоев, сложенных зернами, почти столь же крупными, какие он отлагает на поверхности пелагических глин, покрывающих предыдущий турбидит.

Опыты также показывают, что поток, движущийся со скоростью  $10 \, cm/cek$  или менее, постепенно теряет взвешенный в нем глинистый материал и в конце концов полностью освобождается от него. Теоретически, если бы плотность потока достигала 400 000 me/n, даже при крайне медленной скорости течения никакого осаждения перемещаемого им материала не должно происходить; однако совершенно невероятно, чтобы нормальные морские течения или медленно движущиеся хвостовые части суспензионных потоков обладали столь высокой плотностью.

Процесс выпадения осадков из суспензионных потоков является самоускоряющимся, поскольку потеря части взвеси ведет к уменьшению их движущей силы, и, как показывают опыты, чем медленнее движется поток, тем быстрее он освобождается от взвешенного материала. Другими словами, как только часть суспензионного потока, текущая вниз по наклонному участку дна, снижает свою скорость до величины менее 25 см/сек, поток становится менее плотным, еще более замедляется и в итоге окончательно иссякает вследствие постепенной утраты движущей силы.

Если принять, что скорости осаждения из турбидных потоков, установленные опытным путем, в первом приближении отвечают действительности, то естественный турбидный поток, текущий со скоростью 25 см/сек, должен прекратить свое существование менее чем через неделю и в течение этого времени преодолеть расстояние не более 100 км.

Однако мы еще не располагаем достаточным количеством данных для выяснения вопроса о том, отлагают ли более мощные потоки большее количество глин в граммах на единицу времени и площади, чем экспериментальные потоки глубиной 28 см. Поэтому возможно, что более крупным течениям требуется более длительное время на сбрасывание своей нагрузки. Плотность хвостовой части суспензионного потока, вероятно, составляет 1,01 г/см³, или около 10 г глины на 1 л суспензии. При такой плотности поток мощностью 1,25 м должен содержать то же количество глины, что и опытный поток глубиной 25 см, обладающий плотностью 48 г/л. Если бы хвостовая часть потока имела мощность 12,5 м, она соответственно содержала бы в 10 раз больше глинистого материала на единицу площади. Такой поток после снижения его скорости до 25 см/сек мог бы пройти путь длиной 500—1000 км.

Результаты исследования суспензионных потоков, движущихся по неровному дну, имеют важное значение для понимания донных текстур (solemarkings) турбидитов, особенно текстур размыва (flutings). Время, отделяющее момент достижения потоком данного участка дна от начала формирования здесь предохранительного покрова осадков, должно быть очень коротким и, вероятно, измеряется минутами. Для того чтобы эродирующая сила потока достигала величины, при которой поток был бы способен смыть верхний насыщенный водой слой ила и прорезать углубления в подстилающих его осадках, скорость течения должна значительно превышать 50 см/сек. Однако, если норы роющих организмов, экскременты и отдельные выемки создают дополнительные местные завихрения течения, та же эродирующая сила может быть достигнута в более короткое время и даже у более слабого потока. Процессы размыва приобретут в этом случае местный характер. Если эрозионное воздействие потока начинает проявляться, оно будет усиливаться даже в том случае, когда поток утратит необходимую скорость, ибо возникшие уже неровности дна будут создавать местные завихрения течения.

Можно предполагать, что редкие раковины организмов, рассеянные по поверхности илистых осадков, должны в значительной мере способствовать эродированию дна различными морскими течениями.

Что касается транспортировки и отложения осадков суспензионными потоками, содержащими песчаный материал, то данное исследование очень мало прибавляет к тому, что уже известно по этому вопросу. Вероятно, экспериментальный поток глубиной всего 25 см слишком маломощен, чтобы его использовать для моделирования естественных суспензионных потоков, обладающих мощностью во много метров. Если допустить, что такой экспериментальный поток соответствует лишь нижней половине или четверти турбидного потока, то и в этом случае мы получим представление только о самых незначительных течениях этого типа. Поэтому данные, приведенные на фиг. 8, должны рассматриваться только как предварительные сведения о тех результатах, которые мы можем получить путем моделирования в более крупных масштабах. Весьма вероятно, что скорость течения, необходимая для переноса песчаного материала в суспензии на расстояния, измеряемые километрами, должна быть значительно выше, возможно более чем вдвое,

значений, указанных на диаграмме. Это значит, что зерна величиной 0,5 мм, составляющие основную массу осадочного материала нижней части турбидитов, должны были перемещаться потоком, имевшим среднюю скорость около 6 м/сек, которая снижалась до 4—5 м/сек, когда зерна указанного размера присоединялись к материалу, перемещавшемуся волочением по дну. Этот вывод остается справедливым и для потоков, обладавших высокой плотностью — приблизительно 400 г/л. Отложение зерен размером 1 мм, вероятно, происходит при скорости течения 7—8 м/сек, а мелкопесчаных зерен (0,1 мм) — при скорости течения 1 м/сек и плотности суспензии 100 г/л. При более низких плотностях суспензий осаждение начинается, вероятно, при еще больших скоростях течения.

Интересен вопрос о максимальной скорости течения, при которой начинается осаждение пелагических глин из придонного слоя воды в глубоком море. Эта скорость должна быть ниже той, при которой происходит эрозия, т. е. меньше 100 см/сек, если донный осадок состоит из глин, схожих с использовавшимися в опытах Постма (Postma, устное сообщение), и меньше 50 см/сек для глин, более схожих с применяемыми в наших опытах. При указанных скоростях течения емкость потока намного превышает величину крайне незначительной нагрузки прозрачных придонных вод. Глубоководное фотографирование и исследование проб воды из суспензионных потоков и придонных слоев показывают, что придонные воды почти совершенно чистые. Таким образом, отложение пелагических глин происходит постепенно из равномерно движущихся почти чистых придонных вод, а не из спазматически возникающих суспендированных масс. Имеющиеся экспериментальные данные позволяют считать, что максимальная скорость движения воды в 0.5 м от дна бассейна, при которой происходит осаждение глин, составляет 20-30 см/сек, а в случае наличия на дне неровностей в виде комочков и углублений не должна превышать 10-20 см/сек.

Вполне логично предположить, что через зоны развития глубоководных неконсолидированных илов песчаные зерна могут транспортироваться только в суспензии, иначе они завязали бы в мягком илистом грунте. Следовательно, далекий перенос песчаного материала может осуществляться только течениями, достаточно быстрыми, чтобы быть способными удерживать песчаные зерна в суспензии или эродировать верхний разжиженный слой глин и затем перемещать зерна песка волочением по обнаженной вследствие этого более твердой поверхности. В обоих случаях скорость потока должна в несколько раз превышать максимальную величину, при которой происходит аккумуляпия. Отсюда следует, что накопление лютитов, переслаивающихся с глубоководными песками, является весьма убедительным подтверждением точки зрения о том, что донные течения, способные к дальнему переносу песчаного материала, возникали лишь однажды за многие сотни лет. (Конечно, это не исключает возможности, что в пределах немногих других участков в эти отрезки времени могли существовать донные течения, препятствовавшие накоплению глин.)

Некоторые исследователи придерживаются мнения, что скопления глубоководных песков могли образоваться благодаря деятельности обычных морских течений. Измерения скорости движения воды и наличие участков морского дна, характеризующихся отсутствием осадконакопления, свидетельствуют о существовании во многих местах активных донных течений. Это наводит на мысль, что везде, где среди глубоководных глин распространены глубоководные песчаные накопления, донные течения периодически приобретали скорость, значительно превышавшую обычную. В результате этого после некоторого периода отложения глин в пределы данного участка дна привносился путем волочения по дну песчаный материал из далеких мест его первоначального залегания. Такая транспортировка песчаного материала на расстояние несколько сотен километров, например в пределы центральных

частей абиссальной равнины, требует нескольких недель. Но задолго до отложения песков течение должно начать эродировать донные глинистые илы.

Однако такой ход рассуждений ведет к еще большим противоречиям. Некоторые седиментологи утверждают, что всем глубоководным пескам без исключения свойственна градационная слоистость, в то же время другие считают, что во многих глубоководных песках она отчетливо не проявляется. До сих пор ни разу не были обнаружены глубоководные пески с обратной последовательностью наслоения, и во всех опубликованных описаниях отмечается хотя бы слабое уменьшение размера зернистости песков вверх по разрезу. Это означает, что, как только предполагаемое донное течение доносит песчаный материал до данного участка морского дна, оно начинает замедлять свое движение и уже не может в течение некоторого времени принести и отложить здесь более грубый материал. Однако можно ожидать, что крупные зерна, перемещаясь медленнее, чем более мелкие, полжны постигать определенных участков дна позднее последних. Это правило должно оставаться справедливым на всем протяжении от места возникновения течения до противоположного края абиссальной равнины. Более того, хотя течение замедляется уже в начале своей трассы, формируя здесь градационную слоистость осадков, полностью оно прекращается лишь на большом удалении от места своего зарождения, там, гле едва начинает образовываться грубозернистый подошвенный слой песчаной пачки.

Трудность объяснения аккумуляции глубоководных песков еще более усиливается следующими обстоятельствами: 1) необходимостью признания спазматического характера и значительных размеров обычных течений; 2) явным отсутствием таких течений (за исключением тех случаев, когда обычное донное течение способно перемещать встреченный на своем пути песчаный материал), ибо в глубоководных отложениях не встречается диастем со слоями отмытых галек; 3) тем, что отложения, за счет перемыва которых образуются пачки осадков с градационной слоистостью турбидитов, должны иметь обратную гранулометрическую последовательность наслоения, характеризующуюся залеганием крупнозернистых фракций над более мелкозернистыми; 4) необъяснимостью связи отложения глубоководных песков с уклонами в рельефе дна бассейнов, поскольку обычные морские течения (т. е. те, которые существуют независимо от того, содержат они или не содержат осадочный материал) не обнаруживают приуроченности к слабым уклонам морского дна вдали от источников сноса и обходят стороной аккумулятивные возвышенности, которые встречаются на их пути.

Представление о том, что глубоководные пески обязаны своим происхождением обычным донным течениям, очевидно, не является перспективным теоретическим направлением.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Coe H. S., Clavenger G. H., 1916. Methods for determining the capacities of slime-settling tanks, Trans. Am. Inst. min. (metall.) Engrs., 55, 356-384.
- 2. Cummins W. A., 1962. The greywacke problem, Lpool Manchr geol. J., 3,
- 3. Dzulynski S., Walton E. K., 1963. Experimental production of sole markings, Trans. Edinb. geol. Soc., 19, 279-305.
- 4. Einstein H. A., Krone R. B., 1962. Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water, J. geophys. Res., 64, 1451-1461.
- 5. Emery K. O., 1964. Turbidites-Precambrian to Recent, Studies on Oceanography, Tokyo, 486-496.
- 6. Heezen B. C., Hollister C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments, Mar. Geol., 1, 141-174.
- 7. H s u K. J., 1959. Flute- and groove-casts in the Prealpine flysch, Switzerland, Am. J. Sci., 257, 529-536.
- 8. Hubert J. F., 1964. Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents, J. Geol., 72, 757-785.

- 9. Jopling A.V., 1964. Laboratory study of sorting processes related to flow separation, J. geophys. Res., 69, 3403-3418.
- Kuenen Ph. H.. 1963. Experimentele sedimentstructuren, Versl. gewone Vergad. Akad. Wet. Amst., 72, 65-66.
- 11. Kuenen Ph. H., 1965. Value of experiments in geology, Geologie Mijnb., 44,
- 12. Kuenen Ph. H., Humbert F. L., 1964. Bibliography of turbidity currents and turbidities, Devs. Sedim., 3, 222-246.
- 13. Moss A. J., 1962. The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part I,
- Am. J. Sci., 260, 227-373; 1963, Part II, Ibid., 261, 297-343.

  14. Nordin C. F., 1963. A preliminary study of sediment transport parameters Rio Puerco near Bernardo, New Mexico, Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 462-C, C 1-21.
- 15. Pettijohn F. J., 1957. Sedimentary rocks, New York, 1-718. 16. Postma H., 1962. In Demerara coastal investigations, Hydraulics Laboratory,
- 17. Sundborg A., 1956. The river Klarälven, a study of fluvial processes, Geogr. Annlr, 38, 127-316.
- Whitehouse U. G., Jeffrey L. M., Debrecht J. D., 1960. Differential settling tendencies of clay minerals in saline water, in Clays and Clay Minerals, Ingerson E. (ed.), London, 1-79.

## Седиментационные бассейны Средиземного моря

Дж. Херси

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Данные, полученные при изучении горных цепей Южной Европы, указывают на существование крупных, повторявшихся во времени оспиллящий земной коры, определявших изменение условий седиментации во время отложения мощных толщ морских осадков в глубоких бассейнах и формирование складчатых горных сооружений, поднимавшихся над уровнем моря. Образование древних бассейнов, к настоящему времени испытавших складчатость и воздымание, устанавливается в пределах Италии и Греции. Обломочный материал, по-видимому, поступал в них с суши, располагавшейся на месте теперешней глубоководной части Средиземного моря. Имеются многочисленные исторические и археологические данные, свидетельствующие о быстрых вертикальных тектонических движениях в недавнее время на обрамляющих море территориях. Средиземное море расположено вдоль одной из основных сейсмичных зон земного шара, и ее вулканическая активность широко известна. Поэтому можно ожидать, что под дном моря удастся обнаружить интенсивные процессы формирования и преобразования земной коры.

С целью изучения этих процессов с 1958 г. была организована геологическая экспедиция. Во время неоднократных посещений рассматриваемого района всесторонне изучались геологические процессы в различных частях Средиземного моря. В задачу настоящей статьи входит анализ работ экспедиции, обобщение полученных данных и обсуждение возможностей применения некоторых результатов.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все рассматриваемые в статье работы проводились в море на борту судна «Атлантис» в 1958 г., на катере береговой охраны «Ямакроу» также в 1958 г. и на катере «Чейн» в 1959, 1961 и 1964 гг. Сейсмические исследования выполнялись совместно с группами ученых Ламонтской обсерватории (1958 г.), Монако (1959 г.) и Саклантского исследовательского центра (1961 г.).

Во время маршрутов 1958 и 1959 гг. были отстреляны сейсмические профили методом преломленных волн, при этом использовалась установленная на двух судах гидрофонная техника, эксплуатировавшаяся уже в течение многих лет [19]. В результате были получены данные о скоростях распространения упругих волн и о мощностях основных слоев, образующих земную кору. Подробный отчет об этих работах, которые были прекращены после 1959 г., был опубликован Фалквистом [7].

Во время тех же маршрутов с помощью эхолотирования изучался рельеф дна моря. Для этого начиная с 1958 г. применялись звуковые сигналы длительностью менее 1 мсек; фильтр, приблизительно подобранный к форме импульса, увеличивал разрешающую способность аппаратуры. Цель работ заключалась в картировании структуры пластов на глубинах от 0 по 30 м ниже поверхности дна. Более подробно аппаратура, обладающая высокой СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

разрешающей способностью, описана Херси [12]. Запись производилась прецезионным графическим самописцем (PGR). Датчик иногда монтировался в корпусе судна, но чаще буксировался на цепях у борта или за кормой на глубине около 50 футов (15 м).

В 1959 г. для изучения седиментационных структур на глубинах до 400-500 морских саженей впервые была применена установка для непрерывного сейсмического профилирования (СSP) [11, 2]. Источником звуковых волн пля этих работ служил спаркер емкостью 1000 дж, приемником был единственный гидрофон, буксируемый за кормой. Между гидрофоном и самописцем PGR были помещены усилитель и фильтры. Такая аппаратура уповлетворительно работала только при скорости менее 3 узлов; она была неспособна регистрировать частоты ниже 200 гц.

В 1961 г. при работах использовались спаркер емкостью 25 000 дж и единственный гидрофон в качестве приемника. В 1964 г. энергия была уже увеличена до 100 000 дж, приемником служил буксируемый за бортом судна смонтированный в линию набор гидрофонов, а скорость движения судна возросла примерно до 8 узлов. По мере развития техники исследований анпаратура была настолько усовершенствована, что стало возможным получать удивительно точные данные при скоростях свыше 10—12 узлов и глубине моря по 2500 морских саженей. Рассматриваемые ниже результаты экспедиции получены при скоростях 5-8 узлов.

Современный спаркер состоит из изолированного латунного стержня, служащего положительным электродом, и медного шнура для заземления. Питание поступает по двум массивным коаксиальным кабелям, соединенным параллельно. Электроды буксируются за «рыбой» весом около 1000 фунтов, подвешенной на лебедке на стальном проволочном тросе длиной 50 футов. Трос и коаксиальные кабели заключены в плотный брезентовый рукав для уменьшения лобового сопротивления при движении. Такая конструкция оказалась вполне удовлетворительной, несмотря на свою очевидную простоту. «Рыба» состояла из мертвого груза, которым служил башмак поршневого пробоотборника, соединенный с коротким отрезком трубы, и хвостового плавника от «рыбы» для эхолотирования. Эта конструкция обладает очень хорошими свойствами при скоростях буксирования до 14 узлов.

При работах применялись два скомпанованных набора гидрофонов. Оба они содержали по пять датчиков, воспринимающих акустическое давление и не чувствительных к ускорению. Один из них имел 40, а другой 15 футов в длину. Последний набор оказался более удачным, поскольку при буксировке он создавал меньше шумовых помех; вероятно, это связано с тем, что он обладает постоянной формой в поперечном разрезе и более обтекаемой поверхностью. Количество помех в обеих конструкциях значительно уменьшилось после того, как они были покрыты тонким слоем силиконовой смазки.

В течение 1964 г. записи производились на PGR и на магнитную ленту,

с которой они успешно могли быть воспроизведены для PGR.

Во время маршрута 1961 г., согласно нашему плану, с помощью спаркера и радиозвуковых буев наблюдались и записывались наклонные отражения. Данные, принимаемые акустическим частотным гидрофоном, прикрепленным пол звуковым буем, через установленный на буе радиопередатчик транслировались одновременно на PGR и самопишущее устройство с магнитной лентой, установленные на борту корабля. Используя метод, описанный Оффисером [16], при удалении источника волн от приемника (по горизонтали) могут быть проанализированы изменения во времени прохождения волн, отраженных от последовательных поверхностей литологических разделов под дном моря. В результате можно получить скорости распространения сейсмических волн в соответствующих пластах осадков или коренных пород.

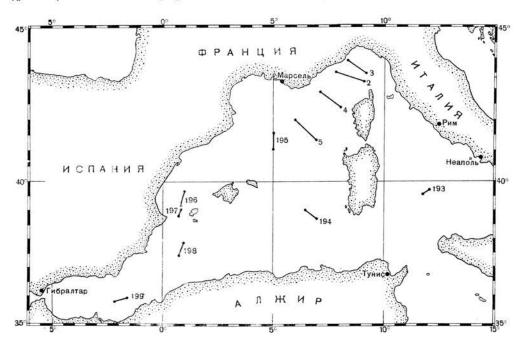
В период между 1961 и 1964 гг. мы получили морской гравиметр Лакоста-Ромберга, переносной ядерный магнитометр, цифровую вычислительную

<sup>1</sup> J. B. Hersey, Sedimentary Basins of the Mediterranean Sea.

машину и контрольную систему для проверки выдаваемых ими результатов, а также навигационных данных и данных эхолотирования. Гравиметр и магнитометр применялись во время маршрута в Средиземном море в 1964 г. Результаты, которые были систематизированы при помощи вычислительной машины на борту корабля в ходе исследований, в настоящее время изучаются.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отдельные сейсмические профили методом преломленных волн были получены в 1958 г. в пределах почти всей акватории Средиземного моря (фиг. 1). Несколько профилей находятся в восточной части моря, но эти



Фиг. 1. Расположение сейсмических профилей, полученных методом преломленных волн, в западной части Средиземного моря.

Профили 193—199 выполнены в 1958 г., а профили 2—5— в 1959 г.

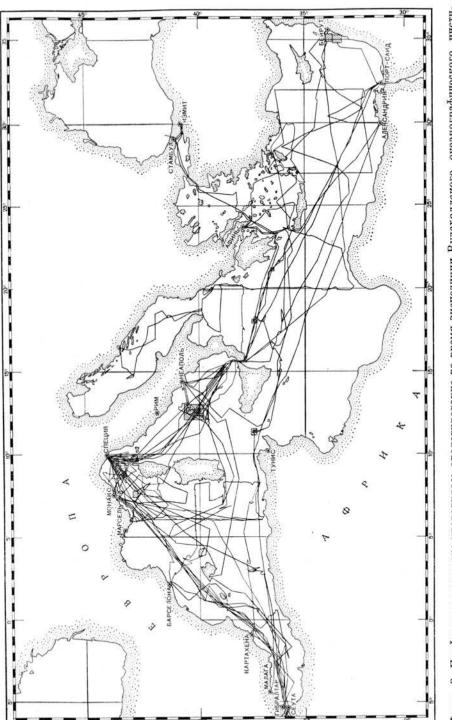
материалы еще не изучены. Семь профилей в западном бассейне Средиземного моря были проанализированы Фалквистом в его докторской диссертации. Эти профили позволили выявить мощности неглубоко залегающих пластов, а также характерные для них скорости сейсмических волн, которые изменяются в пределах 1,5—6,8 км/сек. Два профиля в центральной части Балеарского, или Алжирско-Провансальского, бассейна дали скорости 7,7 км/сек на глубине около 12 км и 7,2 км/сек на глубине около 10 км ниже уровня моря. Профиль, полученный вблизи центра Тирренского моря, позволил установить, что на глубине около 6 км под уровнем моря скорость сейсмических волн составляет приблизительно 7 км/сек.

В 1959 г. было получено в четыре раза больше профилей. Все они расположены в Лигурийском море и ориентированы приблизительно с северозапада на юго-восток (фиг. 1). Каждый профиль имеет 90—100 км в длину и состоит из трех коротких встречных профилей и одного длинного. Цель такого усложненного профилирования заключалась в том, чтобы с помощью коротких профилей получить больше данных о неглубоко залегающих горизонтах с низкими скоростями сейсмических волн, а по длинному профилю — о более глубоких структурах. С помощью такой методики исследований было установлено, что геологический разрез территории состоит из трех основных горизонтов, перекрывающих породы со скоростями 7.7—  $8 \ \kappa m/ce\kappa$  и залегающих на глубинах  $10.5 - 14 \ \kappa m$  ниже уровня моря. Средние скорости сейсмических волн, свойственные этим трем горизонтам, составляют 2.5. 3.4—6.0 и 6.6—7.0 км/сек. Толша пород со скоростями 3.4—6.0 км/сек залегает в интервале глубин от 3 до 8 км ниже поверхности морского дна при глубине моря 2,8 км. Исключение составляет только крайний северовосточный профиль, где кровля соответствующего горизонта располагается в 1,2 км под дном моря при глубине бассейна около 1,1 км. Результаты эхолотирования свидетельствуют о существовании в исследованном районе протяженной абиссальной равнины с ровным дном, постепенно понижающимся (с уклоном 1  $m/\kappa m$ , а местами и менее) к юго-западу, в сторону центральных частей основного Алжирско-Провансальского бассейна. Под абиссальной равниной залегает толща мощностью около 1 км с минимальной скоростью сейсмических волн 2 км/сек. Эта толща подстилается горизонтом мощностью обычно менее 1 км со скоростями около 3—4 км/сек.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Расположение профилей эхолотирования, выполненных во время нескольких наших маршрутов, показано на фиг. 2, которая является также и картой маршрутов корабля, рассматриваемых в данной статье. Этими маршрутами была широко охвачена вся территория исследования; кроме того, они позволили получить детальные данные для нескольких небольших участков Средиземного моря. Данные проведенного эхолотирования были использованы Менардом и др. [14, стр. 272] для изучения района близ дельты реки Роны, а также Эмери и Хейзеном [5] для описания морфологии восточной части Средиземного моря. Наши детальные работы были сосредоточены в замкнутых бассейнах, дно которых повсеместно представляет собой абиссальную равнину, подстилаемую широко распространенной и удивительно выдержанной толщей, устанавливаемой эхолотированием. Эта толща показывает типичные отражения звуковых волн до глубин несколько более 30 м ниже дна моря (фиг. 3). Мощность пластов, слагающих толшу, в пределах бассейна различна, но вблизи гранип подводной равнины при уменьшении глубины моря пласты маломощны и часто выклиниваются (фиг. 4). Очевидно, что подводная равнина образована рассматриваемой толщей. Наиболее крупным и плоским бассейном Средиземного моря является Балеарская равнина, которая почти непрерывно простирается от северной части Лигурийского моря к югу между островом Сардиния и Балеарскими островами и к материковому склону Северной Африки. Глубина равнины около 2850 м. Второй бассейн, характеризующийся более сложными очертаниями в плане, лежит в центре Тирренского моря и имеет глубину около 3970 м. Наиболее глубокую часть этого бассейна составляют две впадины, причем западная впадина на несколько метров глубже восточной (фиг. 5) [18, фиг. 3]. Детальное эхолотирование показало, что дно каждой из этих впадин подстилается в основном однородными пластами, а сами впадины соединены отчетливо выраженным каналом глубиной несколько метров, по которому воды оттекают из более мелкой части в более глубокую [18].

Райан, Уоркам и Херси [18] проанализировали несколько колонок керна длиной 10—12 м, полученных в этих бассейнах, и обнаружили, что пласты в колонках обоих бассейнов хорошо коррелируются. В кернах, взятых на расстоянии 36 км друг от друга, сопоставимы не только основные пачки, от которых получают отражения звуковых волн, но и миллиметровые прослойки. Детальное сравнение мощностей слоев между колонками керна показало, что определенные слои грубозернистых отложений имеют максимальную мощность в колонках, отобранных в районе каньона

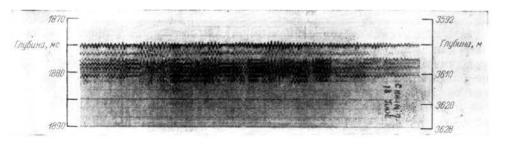


по которым проводилось Профили, 5

СЕЛИМЕНТАПИОННЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

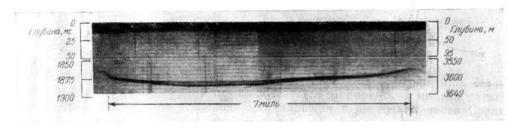
9:

Нэплс, в то время как максимальная мощность других слоев связана с зоной каньона, расположенного вблизи восточного берега Сардинии. Было установлено, что эти слои сложены главным образом косослоистыми песками, которые, вероятно, переносились вдоль близлежащих каньонов. Другие



Фиг. 3. Разрез донных осадков абиссальной равнины Тирренского моря, полученный при высокоточном эхолотировании.

Плительность импульса 0.4·10-3 сех.

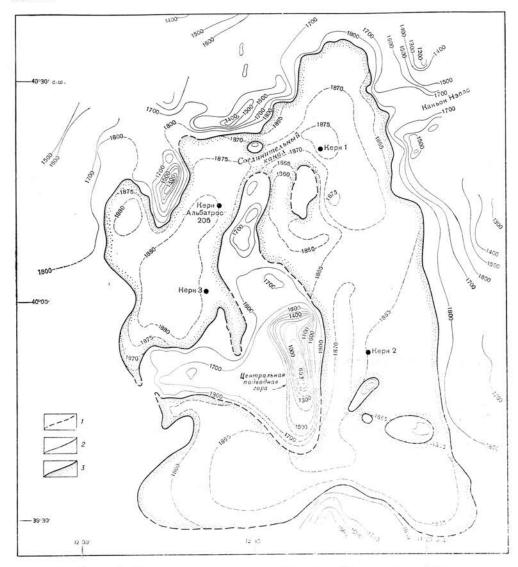


Фиг. 4. Широтный профиль высокоточного эхолотирования через западную часть бассейна Тирренского моря.

слои грубозернистых осадков образованы вулканическими пеплами, по-видимому, соответствующими четырем местным вулканическим извержениям, происшедшим в историческое время. Такое сопоставление основано на предположении, что зоны максимальных мощностей пепловых слоев расположены в непосредственной близости от источников вулканогенного материала. Корреляционные данные указывают на то, что скорость седиментации на протяжении последних 4 тыс. лет составляла около 1 м в тысячелетие.

Все другие более или менее детально изученные бассейны расположены в восточной части Средиземного моря. Кроме наших собственных работ, значительный объем батиметрических исследований был проведен здесь группами Ламонтской геологической обсерватории. Саклантского исследовательского центра, Скрипповского океанографического института, а также учеными Франции и Советского Союза. В результате этих работ установлено, что в восточной части Средиземного моря крупные абиссальные равнины, подобные Балеарской, отсутствуют. Здесь имеется лишь несколько небольших замкнутых бассейнов с плоским глубоким дном. Группа таких бассейнов простирается параллельно Критской дуге, на юг и запад от нее. Один из них, расположенный к юго-западу от мыса Матапан, был детально исследован в 1958 г. Позднее подобные же исследования были проведены Кусто на «Калипсо» (Cousteau, личное сообщение) и советскими учеными на корабле «Академик Вавилов» [8]. Очертания этого бассейна, полученные нами, соответствуют данным советских ученых; расхождения в основном не превышают 1 км. Бассейн имеет плоское дно, глубина которого по нашим данным 5092 м, в то время как Гончаров и Михайлов приводят

величину 5121 м. Полагаем, что полученная нами цифра более правильна, поскольку во время этого плавания при эхолотировании применялся очень точный расчет времени; метод такого расчета советские ученые освоили позже.



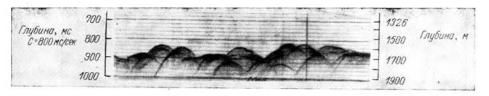
Фиг. 5. Батиметрическая карта бассейна Тирренского моря.

глубины рассчитаны исходя из скорости звуковых волн 4800 фут/сек.

1 — изобаты через 5 морских саженей; 2 — изобаты через 100 морских саженей; 3 — граница абиссальной равнины.

Другой бассейн, расположенный непосредственно к юго-востоку от острова Родос, необычен тем, что его ровное дно, по-видимому, слабо наклонено к северу, в сторону Эгейского моря (с уклоном около 1 м/км). Здесь установлена узкая абиссальная равнина, которая, по мнению Эмери и Хейзена, изгибаясь, простирается от участка, расположенного примерно в 35 км к югу от Кипра, по направлению к Ливии. Во всех этих бассейнах при эхолотировании были также получены данные о существовании пластов, непрерывно протягивающихся от одного края бассейна к другому.

Территории между небольшими абиссальными равнинами характеризуются неровным дном; амплитуды рельефа достигают здесь 100-200 м. Неровности рельефа обусловливают появление на записях при эхолотировании протяженных серий перекрывающих друг друга серповидных эхолотировочных разрезов (фиг. 6). Серповидный эхолотировочный разрез представляет собой серию последовательных отражений от одного и того же объекта, глубина залегания которого сначала как бы уменьшается, а затем вновь возрастает. Это явление обычно интерпретируется следующим образом. Источник волн проходит над поднятием дна или, возможно, даже над объектом, находящимся в толще воды, и обнаруживает его на расстоянии, большем, чем его действительная глубина. При этом одинаковые, но большие, чем действительная глубина залегания обнаруженного поднятия, расстояния отмечаются как до, так и после того момента, когда источник волн проходит точку, максимально приближенную к поднятию. В результате

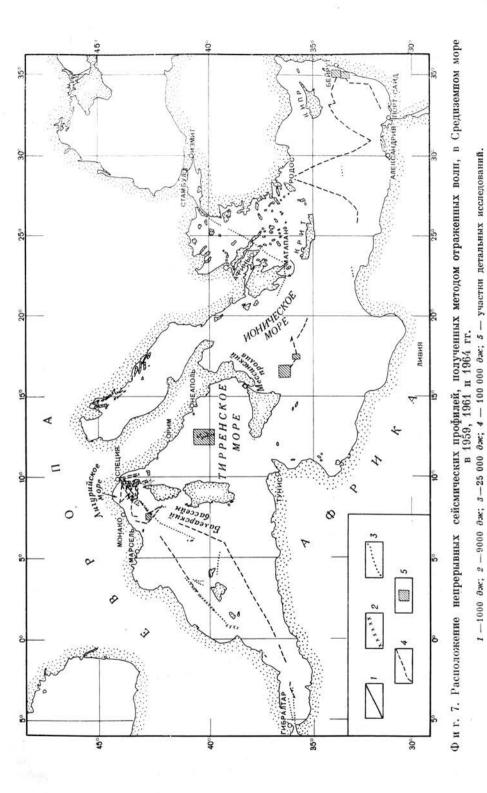


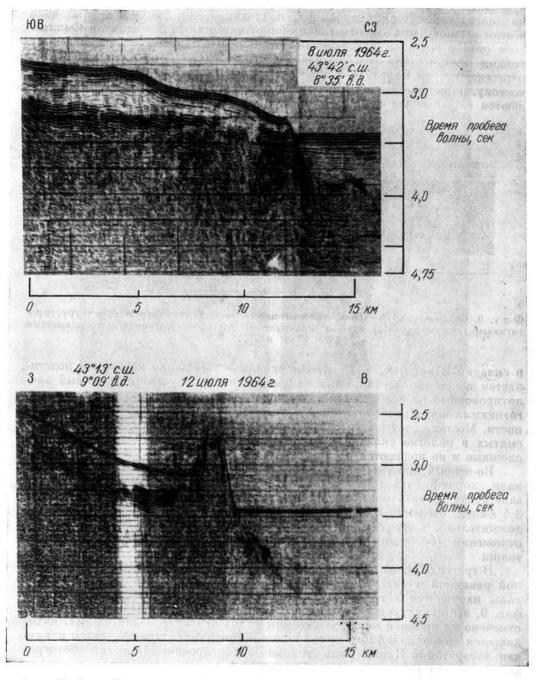
Фиг. 6. Типичные данные эхолотирования в Ионическом море.

наблюдается серповидная форма серии последовательных отражений. Большое количество таких отражений было зарегистрировано на многих сотнях квадратных километров исследованной площади в восточной части Средиземного моря. Как отметил Эмери, они вообще чрезвычайно характерны для восточного Средиземноморья. Ограниченное количество исследовательских работ, проведенных на небольшой территории с расчлененным рельефом дна в Ионическом море, показало, что отдельные серповидные эхолотировочные разрезы имеют в плане приблизительно одинаковые размеры. По-видимому, эта особенность обычно свойственна для всего восточного Средиземноморья, за исключением его крайней восточной части к югу и юго-востоку от Кипра, где подобный характер рельефа не является преобладающим.

Данные сейсмического метода отраженных волн представлены главным образом профилями, полученными в течение лета 1964 г., и несколькими профилями, записанными в 1959 и 1961 гг. на материковом склоне к северозападу от Мессинского пролива и через абиссальную равнину Тирренского моря. Результаты сейсмических работ к северо-западу от Мессинского пролива свидетельствуют о наличии здесь разреза мощностью в сотни метров, образованного несколькими толщами. Эти толщи полностью выпадают из разреза уже на расстоянии 2 км от пролива, а также в его пределах. Под дном пролива расчленить разрез на какие-либо горизонты не удалось. По данным работ 1961 г. под плоской абиссальной равниной дна Тирренского моря установлены горизонтально залегающие пласты осадочных образований мощностью 800—1000 м. Поверхность фундамента под этими пластами обладает расчлененным рельефом, который отражается в характере дна самого бассейна с его подводной горой, возвышающейся более чем на 1 км над поверхностью осадков.

На фиг. 7 показаны данные выполненной программы работ 1964 г., которая состояла из густой сети профилей в Лигурийском море и прилегающих к нему участках территории и отдельных сейсмических профилей во всех других местах Средиземного моря.





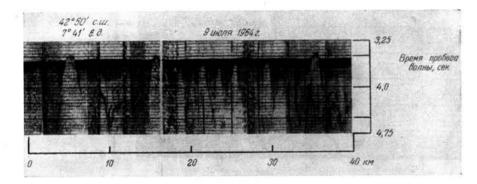
Фиг. 8. Два сейсмических профиля, полученных методом отраженных волн, в Лигурийском море.

Профили секут северо-восточную границу Балеарской абиссальной равнины.

7 - 691

98 Дж. ХЕРСИ

Результаты работ в Лигурийском море подробно еще не изучены, но уже в настоящее время привлекают внимание три обстоятельства. Во-первых, на многих сейсмических профилях, полученных методом отраженных волн в этом регионе (фиг. 8), отчетливо обнаруживается установленная Фалквистом резкая граница между континентальным и близким к океаническому типами земной коры. Эти профили, расположенные близко друг к другу, пересекают край Балеарской абиссальной равнины, протягиваясь к северовостоку, по направлению к Италии. На соседнем материковом склоне наблюдаются сложные серии депрессий, в пределах которых отложения смяты



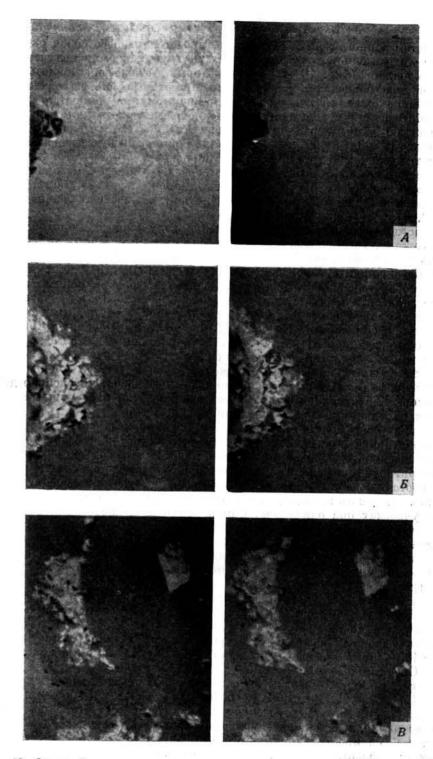
 $\Phi$  и г. 9. Сейсмический профиль, трижды пересекающий диапировую структуру, протягивающуюся между Корсикой и Французской Ривьерой, в пункте с координатами  $42^{\circ}50'$  с. ш. и  $7^{\circ}41'$  в. д.

в складки. Напротив, абиссальная равнина совершенно плоская и подстилается почти горизонтальными слоями. Однако полученный сложный эхолотировочный разрез позволяет предполагать, что под горизонтально залегающими слоями располагается фундамент с расчлененным рельефом поверхности. Местами этот новый разрез, по-видимому, свидетельствует о наличии смятых в пологие складки пластов; на некоторых участках записи очень сложные и не поддаются расшифровке.

Во-вторых, данные, полученные методами отраженных и преломленных волн, хорошо совпадают. В качестве примера можно привести глубокозалегающую поверхность, соответствующую кровле толщи со скоростями 3,4 км/сек, сведения о которой содержатся в материалах Фалквиста. Продолжительность отражений, свидетельствующая о наличии смятых в складки отложений (см. выше), также приблизительно соответствует мощности толщи.

В-третьих, далее к юго-западу от этой зоны перехода между абиссальной равниной и материковым склоном на профилях отчетливо зафиксированы нарушения в горизонтальном залегании отложений. Как видно на фиг. 9, эти структуры имеют ширину около 100 м. В Балеарском бассейне отмечено по крайней мере две дюжины таких структур. Одна из них, находящаяся примерно в 12 км прямо к востоку от пункта, где находится плавучая лаборатория Кусто, была детально закартирована. Попытки сфотографировать одну из структур подобного рода и снять верхний покров осадков успеха не имели.

Резкая переходная зона между абиссальной равниной и материковым склоном, показанная на фиг. 8, подвергалась драгированию, а затем была сфотографирована в надежде обнаружить здесь обнажения коренных пород. Во время драгирования с глубины около 2400 м были подняты скелеты одиночных кораллов Desmophyllum cristagalli. В образцах можно было наблюдать изломы относительно недавнего происхождения, покрытые тон-



Фиг. 10. Фотографии морского дна около пункта с координатами 43°22′с. ш. и 8°40′в.д. А — кораллы (Desmophyllum cristagalli), подобные тем, которые были подняты с глубины 2400 ж; Б — светлоокрашенные породы со структурами, возможно представляющими собой живые организмы; В — выход светлоокрашенных пород.

7th

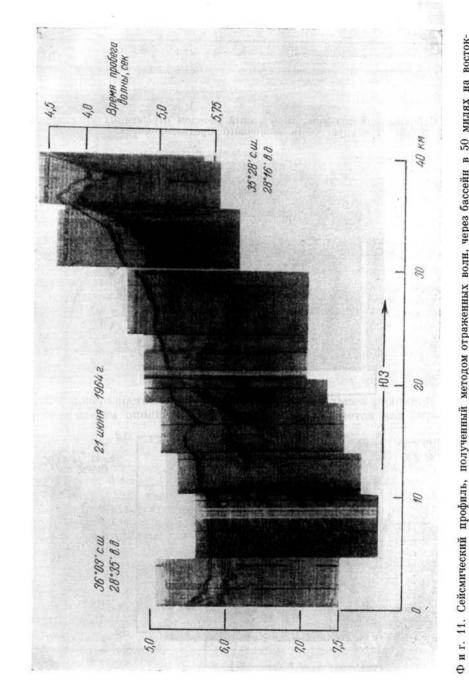
100 Дж. ХЕРСИ

ким налетом черного вещества, видимо, представляющего собой окись магния. На том же самом участке и на тех же глубинах были получены фотографии кораллов (фиг. 10, A). На некоторых фотографиях видны группы кораллов, возвышающихся над осадками, при этом все они находятся в вертикальном положении. Эти кораллы, по-видимому, не являются эрратическими образованиями. Томмерет из Океанографического института Монако установил по данным радиоуглеродного анализа, что возраст кораллов составляет  $31\,800\pm3400$  лет. Кроме кораллов, было сфотографировано несколько выходов светлоокрашенных пород (фиг. 10, B). При просмотре в стереоскопе на некоторых из этих фотографий были видны тонкие структуры, возвышающиеся над поверхностью пород; вероятно, они представляют собой живые организмы, но определить этих животных еще не удалось (фиг. 10, B).

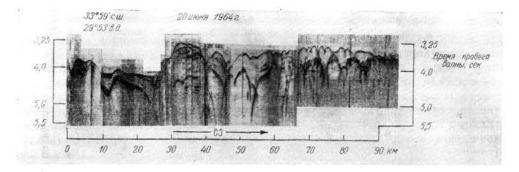
В восточной части Средиземного моря структурные планы бассейнов более сложные. Изучая построенный по сейсмическим данным структурный профиль через небольшой бассейн к юго-востоку от острова Родос (фиг. 11), можно предположить, что наклоненная абиссальная равнина, представляющая собой поверхность бассейна, сформировалась в процессе заполнения его горизонтальными пластами осадков, которые в свою очередь подстилаются гораздо более широко распространенными и более древними осадочными отложениями. На фиг. 12 можно видеть близкую к вышеописанной седиментационную структуру, располагающуюся прямо к югу от Родосского бассейна. Для этой структуры характерно увеличение мощности слоистых коренных пород или осадков по направлению к центральным участкам профиля, а также наличие складок и сбросов, интенсивно деформировавших первоначальные пласты отложений. Наиболее мощный разрез слоистых пород приурочен к зоне минимальных глубин моря.

Северная часть профиля на фиг. 12 и две записи на фиг. 13 характеризуют территорию с расчлененным рельефом, на которой были проведены батиметрические исследования. Можно видеть, что самые верхние слои этой территории сложены галечниково-валунными отложениями, которые подстидаются подобными же образованиями с еще большей величиной обломков. Мощность этих двух свит местами совершенно различна, на других же участках она одинакова. Самая верхняя толща отложений иногда имеет почти километровую мощность, но на протяжении многих миль профиля она не превышает 200—300 м. Такой характер строения дна наиболее обычен для Средиземного моря к западу от восточной части острова Крит, и, как можно судить по немногочисленным данным, верхняя толща отложений здесь имеет обычно меньшую мощность, чем к востоку от Крита. В западной части восточного Средиземноморья обнаружено несколько абиссальных равнин; некоторые из них имеют от 1 до 4 км (максимум 5 км) в поперечнике, но по крайней мере одна протягивается почти на 100 км. Мощность осадочных образований в пределах этой крупной равнины не превышает 100—300 м, что резко отличает ее от других крупных абиссальных равнин Средиземного моря.

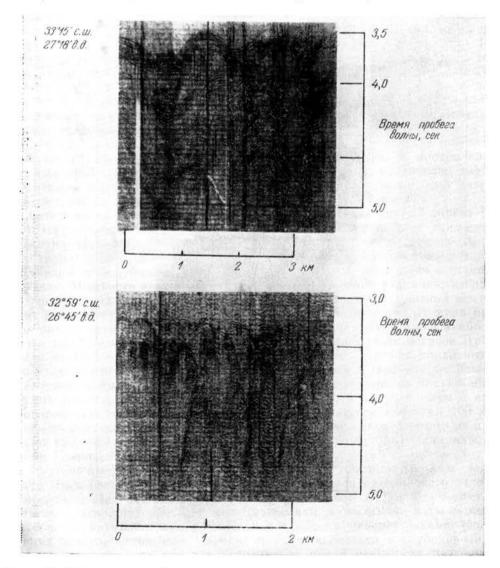
Другие профили методом отраженных волн были проведены через дельту Нила (фиг. 14), а также по редкой сети вдоль материкового склона у побережья Ливана. На профиле к северо-востоку от Нила совершенно отчетливо видно, что наиболее молодые осадки, залегающие на материковом склоне, не простираются к его основанию, а распространение более древних пластов отложений, хорошо прослеживающихся в глубоководную зону, по крайней мере частично ограничено рядом невысоких подводных поднятий. Однако в северо-западной части профиля отражающая поверхность может быть непрерывно прослежена от мелководной зоны к наиболее глубокой абиссальной равнине южной части Средиземного моря. Пласты же, залегающие выше этой поверхности раздела, выклиниваются и не достигают



50 милях воли, через бассейн полученный



Фиг. 12. Сейсмический профиль, полученный методом отраженных волн, через центральную часть восточного Средиземноморья.

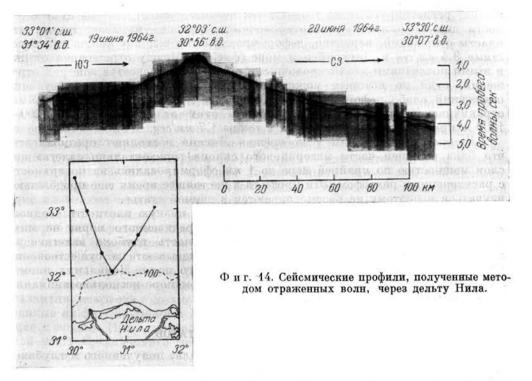


Фиг. 13. Сейсмические профили, полученные методом отраженных волн, через районы развития галечниково-валунных отложений в восточном Средиземноморье.

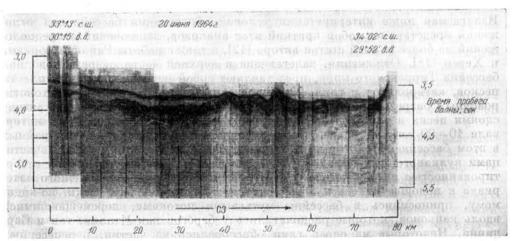
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

103

основания склона. Сейсмические данные позволяют предполагать, что пласты, образующие верхнюю часть разреза, подстилаются сложными структурами. На северо-западном профиле ниже отражающей поверхности, свя-



занной с поверхностью дна (фиг. 14), под абиссальной равниной и ее видимым окончанием около выступа, который воздымается над горизонтально



Фиг. 15. Абиссальная равнина Херодотус и седиментационный бассейн (расположенный северо-западнее) в центральной части восточного Средиземноморья.

лежащими слоями и образует невысокий холм или хребет (фиг. 15), прослеживается отчетливое, но слабое отражение. Начало сейсмического профиля, показанного на фиг. 15, совпадает с крайним северо-западным участ-

ком профиля фиг. 14; далее он пересекает абиссальную равнину Херодотус, как ее назвали Эмери и Хейзен, и другую депрессию, располагающуюся далее к северо-западу и непосредственно к юго-востоку от профиля, показанного на фиг. 12. Записи показывают, что здесь весьма отчетливы отражения, регистрируемые на 1,5—1,7 сек позднее, чем отражение от поверхности дна. Форма этих эхолотировочных разрезов указывает на то, что пласты отложений, вероятно, деформированы так же, как толща со скоростями 3,4 км/сек в Лигурийском море (фиг. 8). Между отражением от дна и этими последними эхолотировочными разрезами отмечается еще ряд отражений, судя по которым можно полагать, что пласты соответствующих отложений слабо деформированы и смяты в складки между поднятиями, ограничивающими депрессию. Мощность этих отложений около 1200—1300 м при средней скорости волн в толще 1,7 км/сек.

Данные по профилям у побережья Ливана позволяют предполагать, что близ большей части материкового склона горизонтально залегающие слои мощностью по крайней мере до 1 км сформировались на поверхности с расчлененным рельефом. Эти профили в настоящее время еще продолжают изучаться и поэтому не рассматриваются в данной статье.

Гравитационные аномалии четко отражают низкую плотность осадков, заполняющих депрессии в восточной части Средиземного моря; на них, по-видимому, оказывает также влияние плотность глубоко залегающих гетерогенных масс. Данные магнитометрии указывают на существование очень небольших местных изменений магнитного поля. Локальных аномалий свыше 500 гамм не отмечено; в Лигурийском море несколько аномалий имеют величину до 200 гамм.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретацию всего фактического материала, полученного в глубоководных частях Средиземного моря, логично начать с абиссальных долин в бассейнах. Структура и вероятная история осадконакопления в подобных бассейнах Тихого океана рассматривались Горслайном и Эмери [9] и Менардом [13], а в Средиземном море и северной части Атлантического океана — Хейзеном и др. [10], Херси [12], Райаном и др. [18] и Менардом и др. [14]. Излагаемая ниже интерпретация условий образования бассейновых отложений представляет собой краткий итог анализов, заключений и предположений из более ранней статьи автора [12], а также работы Райана, Уоркама и Херси [18]. Отложения, залегающие в верхней части разреза под дном бассейна Тирренского моря, представляют собой переслаивающиеся пласты песков, алевролитов и глин. Типичное отражение, отмечаемое на эхолотировочных разрезах, по-видимому, получено от поверхности раздела между слоями песка и глины. Переход от песков к глинам совершается в интервале 10-20 см или более, как это видно в образцах керна, отобранных в этом бассейне. Некоторые пески и грубозернистые слои сложены частицами вулканогенных пород, другие слои песков отличаются плохой отсортированностью и в то же время отчетливым погрубением обломочного материала к подошве пласта и косой слоистостью песков. Эти пески, по-видимому, приносились в бассейны мутьевыми потоками, перемещавшимися вдоль каньонов, которые располагались у берегов как Италии, так и Сардинии. Некоторые из слоев глин образовались из частиц, перенесенных в бассейн во взвешенном состоянии медленными течениями, которые существовали между периодами возникновения мутьевых потоков. Сейсмические отражения не содержат никаких данных о радикальном изменении характера отложений во всей толще осадков. Это позволяет предполагать, что процессы, вызывающие заполнение бассейна осадками, не претерпели сколько-нибудь существенного изменения с самого начала своего возникновения.

Можно также ожидать, что и другие бассейны заполняются в основном таким же способом. Скорость накопления осадков в Тирренском море, составляющая по заключению Райана и др. [18] около 1 м за тысячу лет, значительно отличается от скорости отложения других пелагических осадков [1], которая изменяется от нескольких миллиметров за тысячу лет до величины, значительно превышающей 10—50 см в тысячелетие, отмеченной Эриксоном и др. [6] на абиссальных равнинах Северной Атлантики. В то же время темп седиментации в Тирренском море почти равен скорости отложения осадков в бассейнах у берегов южной части Калифорнии, составляющей, по данным Эмери и Брэя [4], 92—114 см в тысячелетие.

Предполагается, что куполовидные структуры Балеарского бассейна, показанные на фиг. 9, представляют собой диапировые складки и являются, вероятно, судя по их размерам, соляными куполами. В то же время известно, что эвапориты принимают участие в строении разреза морских отложений на окружающих территориях [15]. Если это действительно так, соляные структуры произошли из толщи с характерными скоростями сейсмических волн 3,4 км/сек или из более глубоких слоев. Кроме того, имеющиеся данные позволяют предполагать, что толща со скоростями 3,4 км/сек сложена осадочными породами. Это в свою очередь дает возможность считать, что поверхность с расчлененным рельефом в восточной части Средиземного моря в основном одновозрастна с расчлененной поверхностью толщи со скоростями 3,4 км/сек в западном Средиземноморье. А раз так, то оба региона имеют сходную историю развития.

Основываясь на данных о характере подводного рельефа в области развития невысоких холмовидных поднятий, таких, как поднятия, показанные на фиг. 9, Эмери и Хейзен [5] предположили, что осадки, поступающие с водами Нила, не достигают абиссальной равнины в крайней восточной части Средиземного моря. Однако материалы, приведенные на фиг. 9, указывают на то, что осадки, приносимые Нилом, отлагались к северозападу от его дельты, в пределах наиболее южной абиссальной равнины, которая попадает в крайнюю правую часть этого профиля. Залегающие в верху разреза выклинивающиеся на северо-западе на материковом склоне пласты свидетельствуют о том, что на нижних частях склона в настоящее время осадки не отлагаются. Этот факт, однако, не противоречит возможности переноса осадков по склону в глубокие части бассейна. Отражения от поверхности, залегающей ниже поверхности дна (фиг. 14), доказывают, что осадки, приносимые Нилом, слагают по крайней мере часть отложений бассейна, мощность которых в настоящее время превышает 600 м.

Кажется весьма вероятным, что осадки, доставляемые с водами Нила, могли отлагаться и в соседних, расположенных севернее бассейнах, но для окончательного решения вопроса необходимы более детальные данные об этих бассейнах.

Бассейн к юго-востоку от острова Родос подстилается наклонно залегающими и смятыми в складки слоями (фиг. 11). Далее к югу залегает мощная толща смятых в складки и разорванных нарушениями слоев. Мощность толщи максимальна на центральном участке ее развития (вдоль имеющегося профиля) и уменьшается до полного выклинивания как к северу, так и к югу (фиг. 12). Подобная толща первоначально могла слагаться горизонтальными пластами, отлагавшимися в бассейнах, похожих на Балеарский и Тирренский. Такая гипотеза кажется весьма привлекательной, если учесть, что эти структуры приурочены к современному, наиболее глубокому, основному бассейну Средиземного моря и что процессы заполнения бассейнов безусловно действуют и ныне на абиссальных равнинах Средиземноморья.

Смятые в складки и разорванные нарушениями слоистые отложения в восточной части Средиземного моря, подобные показанным на фиг. 11 и 12, могли первоначально образоваться в бассейнах, сходных с Балеар-

ским и Тирренским. С тех пор эти бассейны были сильно деформированы вследствие складчатости и сбросообразования; вероятно, образование расчлененного рельефа территории можно связать с блоковой тектоникой. Разрывы, явившиеся следствием воздействия деформирующих напряжений, привели здесь к формированию множества мелких блоков, сложенных разбитыми нарушениями породами. Нарушениями могут быть захвачены и перекрывающие осадки, особенно если они успели приобрести некоторую жесткость. Именно таким образом могла сформироваться поверхность дна с расчлененным рельефом. Далее автор полагает, что подобные события всегда имели место на той или иной стадии развития в пределах всей акватории Средиземного моря и что сейсмические отражения, на которых видны детали, позволяющие сделать такое заключение, могут быть использованы для изучения крупных орогенических процессов на подводных территориях. Имеющиеся в настоящее время сведения лишь предварительные и нуждаются в существенном дополнении.

Сейсмические данные для бассейна западной части Средиземного моря, согласно принятой интерпретации сейсмологов, свидетельствуют об утонении земной коры под этими бассейнами. Несомненно, подобные же результаты должны быть получены в глубоководных частях восточного Средиземноморья. Скорости сейсмических волн, характерные для мантии, низки; они распределяются в интервале значений от 7,6 до 8 км/сек, а не концентрируются близ величины 8 км/сек. Это дало возможность Фалквисту сравнить свои результаты с данными, полученными при работах нескольких групп исследователей в Карибском море, где скорости волн в мантии так же низки [17]. Оффисер и его сотрудники полагали, что низкие значения скоростей обусловлены неполной ассимиляцией материала глубоких зон земной коры в мантии. Такая идея весьма привлекательна для объяснения структур Средиземного моря на данной стадии их изученности.

Северо-восточная граница Балеарской абиссальной равнины находится в непосредственной близости от материкового склона близ побережья северной Италии. В северной части Апеннин широко развиты мощные бассейновые отложения, содержащие турбидиты [15]. Источники этих отложений, согласно данным Мерла, были приурочены к той части Лигурийского моря, которая образует ныне материковый склон к востоку от показанного на фиг. 8. Возраст бассейновых отложений Апеннин охватывает интервал от олигоцена до неогена. Предположение, что и часть Балеарского бассейна и материковый склон, образующий Лигурийское море, во время осадконакопления в Апеннинском троге представляли собой положительные структурные элементы земной коры и имели мощности, характерные для континента, может быть вполне приемлемым. Из этого следует, что образование депрессии и утонение земной коры в пределах Лигурийского моря, а также воздымание Апеннин происходили в посленеогеновое время.

Данные о сложной и интенсивной нарушенности донных осадков и подстилающих их отложений, примеры которой приведены на фиг. 12 и 13, характерны для сейсмических записей от самой восточной части острова Родос до Сицилии и от Родоса почти до Египта. В свою очередь имеющиеся сведения о тектонической нарушенности толщи со скоростями 3,4 км/сек в Балеарском бассейне указывают на ее подобие в этом отношении вышеназванным отложениям. Гипотеза о деформирующих усилиях, в результате действия которых образовался Альпийско-Гималайский пояс, обычно предполагает существование горизонтального скалывающего момента сил. Де Бур [3] приводит палеомагнитные данные, свидетельствующие об образовании крупного правого сдвига. Горизонтальный сдвиг, по-видимому, недостаточен для объяснения такой мелкой и в то же время интенсивной нарушенности отложений, которая зафиксирована сейсмическими профилями отраженных волн. Однако если предположить, что одновременно

с образованием сдвига на отложения воздействовали вертикальные движения подстилающей мантии, происходившие в масштабах, сравнимых с размерами отдельных бассейнов, то станет вполне возможным объяснить возникновение наблюдаемых структур и низкие скорости распространения волн в мантии.

Превращение мощной континентальной коры в тонкую кору, которая устанавливается под глубокими бассейнами, по-видимому, требует, чтобы воздымающаяся мантия ассимилировала часть пород коры и заставида другую их часть передвигаться в латеральном направлении под действием гравитационных сил. Ассимиляция, вероятно, должна была бы быть как механической, так и химической, поскольку каждый из этих процессов привел бы к образованию геологического тела между корой и мантией, сложенного материалом, в котором значения измеренных скоростей сейсмических волн лежали бы в пределах 6,5—8 км/сек. Кроме того, соединение или смешение вещества коры и мантии, вероятно, было не везде одинаковым, что вызвало бы появление скоростей волн в мантии, изменяющихся от участка к участку. Существование таких различных скоростей подтверждается современными исследованиями в Средиземном море. Таким образом, эти предположения находятся в соответствии с геофизическими данными; они, по-видимому, подтверждаются также известными особенностями бассейновых отложений Альпийского пояса и сопутствующих им основных и ультраосновных пород. Описанные турбидиты Апеннин очень похожи на осадки в современных бассейнах, а офиолиты Альпийского пояса, по данным Хесса (Hess, устное сообщение), находятся в тесной ассоциации с базальтами и ультрамафическими породами.

Точные модели описанного процесса еще не созданы, и едва ли они принесут пользу, если мы не будем иметь гораздо большее количество сведений о структурах бассейнов Средиземного моря. Все геофизические исследования, проведенные до настоящего времени в Средиземном море, в лучшем случае можно расценивать как предварительную разведку. И прежде чем развивать далее высказанные идеи, необходимы более детальные сейсмические исследования методом отраженных волн, требуется увеличить в несколько раз количество профилей методом преломленных волн, а также проинтерпретировать, а возможно, и дополнить данные гравиметрии и магнитометрии.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование структуры земной коры в Средиземном море показало, что кора, подстилающая бассейны, почти так же тонка, как и под океанами. Бассейны в настоящее время заполняются осадками, состоящими главным образом из частиц терригенных и вулканогенных пород; современная скорость седиментации составляет примерно 1 м в тысячелетие. Отложения некоторых из этих бассейнов подвергались складчатости, и в них образовались дизъюнктивные нарушения. Дно бассейнов было приподнято и наклонено или в отдельных случаях погружено на еще большие глубины. Сейсмические данные указывают на развитие в пределах Балеарского бассейна диапировых структур, которые являются, по-видимому, соляными куполами. Такое заключение находится в соответствии с имеющимися материалами по эвапоритовым отложениям в седиментационных бассейнах Италии, которые хорошо сопоставляются с современными бассейнами, но находятся на значительно более поздней стадии развития. Высказано предположение, что воздымающиеся участки мантии могли обеспечить необходимую энергию для смещения первичной континентальной коры или ассимиляции ее вещества; это в свою очередь привело к смене континентального типа коры океаническим, а также к раздроблению сохранившихся коренных пород и вышележащих осадочных пород.

дж. херси 108

#### ЛИТЕРАТУРА

 Arrhenius G., 1963. Pelagic Sediments, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 655-718.
 Curry D., Hersey J. B., Martini E., Whittard W. F., 1965. The Geology of the Western Approaches of the English Channel. II, Geological interpretation aided by Boomer and Sparker records, Phil. Trans. B, 248, 315-351.

3. De Boer J., 1965. Paleomagnetic indications of Megatectonic Movements in the

- Tethys, J. geophys. Res., 70, 931-944.

  4. Emery K. O., Bray E. E., 1962. Radiocarbon dating of California Basin sediments, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 46, 1839-1856.
- 5. Emery K. O., Heezen B. C., Bathymetry of the Eastern Mediterranean Sea (в подготовке к печати).
- Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C., 1961. Atlantic Deep-Sea sediment cores, Bull. geol. Soc. Am., 72, 193-286.
- 7. Fahlquist D. A., 1963. Seismic Refraction Measurements in the Western Medi-
- terranean Sea, Doct. Diss. Mass. Inst. Tech. Gontcharov V. P., Mikhailov O. V., 1963. New data on the bottom reli-
- ef of the Mediterranean Sea, Oceanology, 6, 1056-1061.

  9. Gorsline D. S., Emery K. O., 1959. Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica Basins off Southern California, Bull. geol. Soc. Am., 70, 279-290.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The Floors of the Oceans. I, The North Atlantic, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 65, 1—122. См. также русский перевод: Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг, Дно Атлантического океана, часть І, М., ИЛ, 1962.
- 11. Hersey J. B., 1963. Continuous Reflection Profiling, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 47-71.
- 12. Hersey J. B., Sediment ponding in the deep sea, Bull. geol. Soc. Am. (в подготовке к печати).
- 13. Menard H. W., 1964. Marine Geology of the Pacific, New York, 1-271. См. также русский перевод.: Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, М., изд-во
- 14. Menard H. W., Smith S. M., Pratt R. M., 1965. The Rhône Deep-Sea Fan, Colston Pap., 17, 271-285.
- 15. Merla G., 1964. General Introduction, Guidebook to International Field Institute,
- Italy, Publs Am. geol. Inst. 16. Officer C. B., 1955. A Deep-Sea Seismic Reflection Profile, Geophysics, 20, 270 - 282.
- 17. Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F., Harkrider D. G., Miller D. E., 1959. Geophysical Investigations in the Eastern Caribbean: Summary of 1955 and 1956 Cruises, Physics Chem. Earth, 3, 17-109.
- 18. Ryan W. B. F., Workum F., Jr., Hersey J. B., 1965. The sediments on the Tyrrhenian Abyssal Plain, Bull. geol. Soc. Am.
- Shor G. G., Jr., 1963. Refraction and Reflection Techniques and Procedures, in The Seas: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 20-38.

## Область морской геологии и ее границы: сопоставление точек зрения океанолога и геолога

Л. Данжар, М. Риу

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Как это ни парадоксально на первый взгляд, мы лучше знаем древние окаменевшие морские осадки, чем рыхлые современные. Достаточно вспомнить древние турбидиты 2, представленные флишевыми фациями от докембрия до третичного периода. Эти фации известны давно и хорошо изучены, тогда как на дне современных морей потоки с большой плотностью и переносимые ими осадки обнаружены совсем недавно. Однако океанология и морская геология в наши дни успешно развиваются, и можно надеяться, что в ближайшее время их отставание от петрографии осадочных пород будет ликвидировано хотя бы частично. Морская геология, на которую возлагается много надежд, по-видимому, может внести много подлинно нового в традиционную геологию. Тем не менее мы вынуждены отметить, что новейшие исследования больше выявляют неизвестные величины, чем решают возникшие проблемы. Большая заслуга этих исследований — анализ данных проблем под новым углом зрения <sup>3</sup>.

В настоящей работе рассматриваются пять актуальных геологических проблем, решения которых можно ожидать от геологов. Эти проблемы включают: 1) турбидиты; 2) ледниково-морские отложения; 3) процессы переноса, переотложения и переработки; 4) уплотнение и литификацию; 5) образование глауконитовых, фосфатных, железистых и кремнистых отложений.

Обсуждение каждой из этих тем будет проведено в форме диалога между океанологом и геологом. Такой обмен мнениями должен помочь выявить современную концепцию морской геологии 4 с присущими ей целями и методами исследований, а также наметить определенные границы изучения, связанные с эволюцией морских бассейнов и самой планеты.

#### ТУРБИДИТЫ

Океанолог (О). В процессе изучения осадков наших морей и океанов в кернах различного происхождения, отобранных из толщи так называемых нормальных осадков, встречаются песчанистые и илистые отложения, обладающие всеми признаками древних турбидитов, т. е. характеризующиеся ритмичным чередованием слоев с крупнозернистой фракцией в их основании и более тонкой в верхней части, включающей линзы переработанного ила. Эти осадки бедны или, наоборот, очень богаты известью в зави-

Мы придаем термину «геологическая океанология» более широкое значение.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> L. D angeard, M. Rioult, Le domaine de la géologie marine et ses frontierès: confrontation de l'océanographe et du géologue.

<sup>2</sup> По Ломбару — песчанистые отложения мутьевых потоков, с характерными знаками течения и градационной слоистостью. — Прим. ред.

<sup>3</sup> Рекомендуем, кроме того, обратиться к классическим работам по морской геологии Ж. Буркара [6-9], Ф. Кюнена [48], Ф. Шепарда [70], а также к новым данным А. Брувера [14], А. Гилшера [36], Ф. Шепарда [72-74] и других.

симости от обилия обломочных или биокластических зерен. Подобные отложения отмечены, в частности, в каньоне Вар, в Средиземном море [12], в заливе Тонг-оф-Ошен у Багамских островов [68, 69], в Атлантическом океане — в открытом море у Большой Ньюфаундлендской банки [45], а также в подводных дельтах и на абиссальных равнинах [44].

Геолог (Г). Эти отложения, несомненно, очень интересны, но каково их значение в определенном осадочном бассейне по сравнению с нормальными осадками? Не следует ли согласиться с некоторыми авторами, что четвертичный период был более благоприятным для максимального распространения области развития турбидитов вследствие обилия моренных илов и значительных колебаний уровня моря в это время? Еще не хватает многих данных для познания современных турбидитов, хотя некоторые обнадеживающие результаты уже получены [5]. Особенно необходимы доказательства существования самих мутьевых потоков и их роли в современной природе [42]. Экспериментальные исследования, несмотря на значительные успехи, достигнутые в этой области, еще недостаточны для объяснения масштабов явлений, происходящих в морском бассейне и тем более в замкнутой среде [34, 35]. Только многочисленные наблюдения и точные измерения дадут сведения о современных глубоководных потоках, о их длине, ширине, скорости и повторяемости.

О. Экспериментально эти явления действительно хорошо изучены [47, 25, 27], но их непосредственное наблюдение или регистрация связаны со сложными техническими вопросами, которые, насколько нам известно, еще

не решены.

В настоящее время удалось уточнить только механизм возникновения мутьевых потоков: он может быть обусловлен бурными паводками, колебаниями земной коры [63] или, чаще всего, накоплением рыхлых осадков, превышающих порог равновесия на очень крутом склоне. Попытки искусственного воспроизведения мутьевых потоков в глубинах моря имели различный успех. Баффингтон [15] не получил ожидаемого результата в каньоне Монтере, а наблюдения Данжара [21, 22] из батискафа относились лишь к миниатюрному потоку. Таким образом, эта область требует детального изучения. Поэтому сопоставление древних турбидитов с современными сталкивается с большими трудностями.

Г. Необходимо прежде всего, чтобы геологи договорились в отношении определения понятий «геосинклиналь» и «флиш». Эти два понятия, исторически изменяющиеся, обычно связаны между собой, и в данном случае важно знать, отлагается ли в настоящее время где-либо на дне океанов

флиш?

океанам [57, 58].

О. Возможно, что флиш образуется в некоторых из современных океанов. Но если мощность многочисленных флишевых серий и тектоническая история вмещающих их осадочных бассейнов хорошо изучены, то, напротив, мощность турбидитов, заключенных в современном бассейне, а также направление, в котором будет развиваться этот бассейн, неизвестны. С увеличением запаса наших знаний о современных турбидитах, по-видимому, удастся точнее определить районы, сопоставимые с геосинклиналью (или с частью геосинклинали) в процессе заполнения ее флишем.

Г. И наоборот, вероятно, будет легче распознать среди древних турбидитов те, которые образовались за пределами собственно геосинклинальных районов, а также те, которые отлагались на сравнительно малой глубине, так как известно, что турбидиты приурочены не только к геосинклиналям. Интересно отметить, что современные турбидиты распространены на различных глубинах по периферии континентов и островных дуг: на материковых склонах, подводных дельтах, абиссальных равнинах и в глубоких впадинах. Это относится как к Атлантическому [61, 62], так и к Тихому

#### ледниково-морские отложения -

О. Ледниково-морские отложения очень широко распространены на дне океанов и морей, но они имели более значительные мощности и распространение в четвертичное время, чем в наши дни.

Г. Вы должны, следовательно, представить нам две различные карты: на первой должно быть показано распространение различных современных ледниково-морских отложений, а на второй — ледниково-морские отложений.

ния четвертичного периода.

О. В этом отношении для некоторых морей уже проделана большая работа, в частности благодаря исследованиям советских океанографов, и особенно работам группы Лисицына [52] в Индийском океане и Беринговом море. Эти исследователи опубликовали в 1958 г. классификацию ледниково-морских <sup>1</sup> отложений. Ледниково-морские отложения подразделены ими на три категории: подводные морены, айсберговые отложения и морские ледовые отложения. Советские океанографы показали также, что в Индийском океане мощность различных типов осадков уменьшилась по направлению с юга на север.

Кроме того, известны многочисленные подводные фотографии каменистого дна, трудно поддающиеся расшифровке. Участки дна, покрытые глыбами и галькой, наблюдаются часто, и для объяснения их происхождения океанографы выдвигают три гипотезы: либо это глыбы, занесенные плавающими льдами, либо они являются продуктами разрушения подводного вулканического лавового потока, либо, наконец, — результатом эрозии обнаженных коренных пород. При этом следует отметить, что в двух последних случаях характер глыб должен быть однородным, тогда как в первом перенос льдами приводит обычно к накоплению разнообразных пород, содержащих гальки, которые не могут попасть на большие глубины иным путем, кроме как путем занесения небольшого их количества в кишечнике крупных хрящевых рыб.

 $\Gamma$ . Особенности переотложения и стратификации ледникового материала, начиная от материка до глубин открытого моря, лучше изучены для очень древних серий пород, например докембрийских (Австралия, Норвегия).

О. И здесь геологи добились больших успехов, чем океанологи.

#### явления переноса, переотложения и переработки

- Г. С геологической точки зрения ледниково-морские отложения, естественно, ставят перед нами проблему переотложения и переработки. Число наблюдений этих явлений увеличивается; следовательно, геологи должны решить эти проблемы.
- О. В этой сложной совокупности процессов осадконакопления следует прежде всего различать: а) простой перенос; б) переотложение; в) переработку. В первом случае наличие растительных остатков континентального происхождения в глубоководных осадках можно объяснить различным образом: либо они приносятся реками во время паводков, как это наблюдается в открытом море у устьев Конго и Амазонки или (в меньшем масштабе) в устьях рек Бретани [55]; либо этот материал в плавающем или взвешенном состоянии был перенесен на большие глубины течениями; либо он был перенесен ветрами (споры, пыльца, фитолиты) и включен в морские осадки в различных океанических бассейнах, даже в удаленных от континентов районах. Возможно, наконец, что растительные остатки были смыты в верховья подводных каньонов и транспортировались вдоль их оси, а затем

<sup>1</sup> Лисицын называет их «марино-гляциальными». — Прим. ред.

были вынесены на большие глубины течениями. Континентальные, прибрежные и неритовые организмы и осадки достигают таким образом абиссальных равнин и впадин. Можно привести примеры обнаружения обломков деревьев, корней и раковин в осадках района Сан-Диего [39], остатков известковых водорослей на дне залива Тонг-оф-Ошен и Багамской банки [64], а также известковых водорослей [32] и кокосовых орехов [59] в желобе Пуэрто-Рико.

Г. Поскольку возможна фоссилизация этих органических остатков, геологам, по-видимому, еще более необходимо определить правильные критерии батиметрии. В этом случае ценную помощь окажет им активное сотрудничество с океанологами, которые ведут учет всех форм переноса и переотложения.

О. Уже отмечалось, что осадки, первоначально отложенные на склоне, начинают сползать, и составляющие их компоненты, которые обычно характерны для менее глубокой зоны, переносятся в открытое море. Материал в процессе такого переноса во взвешенном состоянии в водной среде не подвергается существенному истиранию. В результате последовательных перемещений посредством течений и мутьевых потоков осадки, пройдя промежуточный этап — область подводной дельты, — могут достигнуть абиссальной равнины. Логтон [50] подробно описал эти явления переотложения: осадки абиссальной равнины в Бискайском заливе постепенно переносятся по подводным руслам на Иберийскую равнину в открытом море против побережья Португалии.

 $\Gamma$ . Важно отметить, что снесенные материалы могут быть как современными отложениями, так и более древними осадками, обнажающимися на дне, например четвертичными или третичными, как это было установлено во время орлеансвильского землетрясения в Средиземноморые [43, 10, 11]. Эти осадки вместе с содержащимися в них органическими и палеонтологическими остатками вновь отлагаются, перемешиваясь с современными осад-

ками и организмами: таким образом происходит их переработка.

Особенно неясен вопрос о фораминиферах. Некоторые бентонные виды, обитающие обычно на глубинах 200-400 м, часто встречаются в осадках, отложившихся в более глубоких водах в ассоциации с ракушечными песками, на глубине 1100 м в районе Сан-Диего, Калифорния. В Мексиканском заливе, по данным изучения некоторых слоев одного керна, отобранного с глубины 3000 м, преобладающие виды фораминифер обитали на глубинах 100—200 м [65, 66]. В других местах была отмечена смесь фораминифер ранне-, средне- и позднетретичного периода в современных осадках, причем эти организмы составляли до 20% всей микрофауны и не носили следов дифференцированного истирания [67]. В общем в образце глубоководного ила могут присутствовать два основных типа фораминифер: ископаемые и современные. Среди последних некоторое число видов может происходить из литоральной зоны.

О. Эти процессы переотложения являются лишь частным случаем переработки, и трудно провести границу между различными видами переноса, эрозии и отложения. Действительно, существуют данные, свидетельствующие о переработке глубоководных осадков [71, 13, 41, 24]. Например, в океанических районах с замедленной седиментацией на некоторых подводных холмах часто встречаются четвертичные осадки, мощность которых не превышает 1 м; бентонные землероющие организмы, процессы сползания и глубинные течения могут обусловить смещение рыхлых плейстоценовых и подстилающих их третичных отложений, о чем свидетельствует переотложенная третичная микрофауна кокколитофорид [3] и фораминифер [37].

Г. Интерпретация ископаемых микрофаун и микрофлор должна проводиться с большой осторожностью. Перед составлением перечня современных видов для данного осадка надо учесть возможность его переработки. Раковины живущих и субфоссильных одноклеточных организмов можно определить с помощью красителей, но явления переработки в ископаемых осадках всегда очень трудно распознать. Однако недавно было доказано [40], что большинство видов фораминифер тенетского яруса (палеоген) в районе их типичного развития было переотложено из верхнего мела (кампанский и датский ярусы).

ОБЛАСТЬ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ЕЕ ГРАНИПЫ

Геолог должен также уметь отделять «унаследованные» минеральные элементы от компонентов, одновозрастных с первичной седиментацией, что трудно сделать в древних отложениях в связи с их диагенезом и литификацией.

О. С другой стороны, долгое время считали, что переработка свойственна только неглубоким морям с сильными течениями, в результате которых базис эрозии перемещался. Однако, как установлено в настоящее время, эти явления встречаются во всех морях и на любых глубинах.

#### УПЛОТНЕНИЕ И ЛИТИФИКАПИЯ

О. Осадки, такие, как илы, после отложения на дне моря теряют седиментационную воду и приобретают все большую связность в течение последовательных стадий диагенеза [46]. По скорости распространения звуковых волн, их отражению или преломлению в горизонтах, залегающих на различной глубине, часто различают четыре зоны: зону рыхлых осадков; зону полууплотненных осадков; зону уплотненных осадков, приравниваемых к осадочным породам или к лавовым потокам, и наконец, кристаллическое основание. Все эти зоны имеют различную, но довольно значительную мощность в разных точках океана; например, мощность верхней зоны обычно достигает нескольких сотен метров [38, 33].

Г. На первый взгляд это удивительный результат для петрографовосадочников, которые обычно привыкли говорить о «быстрой консолилации», о «раннем диагенезе», о «почти современной переработке». Под всеми названными процессами подразумеваются уплотнение и литификация отложений в течение сравнительно короткого промежутка времени (в масштабе геологического времени) и на относительно небольшой глубине. Многочисленные примеры «отвердевших и перфорированных участков» свидетельствуют о коротких перерывах. Петрографы главным образом ссылаются на более или менее известковистые осадки, которые относятся к слоям, отложившимся в неглубоких бассейнах, и которые, как полагают, испытывали «нарушения равновесия», связанные с трансгрессиями и регрессиями [17].

О. До сих пор уплотнение и литификация были известны в природе только в затапливаемой приливом береговой зоне, причем и здесь примеры их немногочисленны. Уплотненные илы встречаются на некоторых побережьях. Исключительный случай литификации карбонатных осадков представляют пляжевые песчаники («beach-rocks»), быстро спементированные вдоль береговой линии. Эти пляжевые песчаники в процессе образования подвергаются воздействию биогенной и механической эрозии. Следовательно, такие породы недолговечны и не могли быть фоссилизированы как большинство известных в геологической истории известняков; во всяком случае. в этих известняках всегда удастся обнаружить признаки их поднятия над уровнем моря.

Насколько нам известно, подводные исследования современных консолидированных или литифицированных слоев не увенчались успехом. До сих пор каждый раз, когда встречали твердое дно или когда грунтонос после его погружения на несколько метров в консолидированный материал ломался, считалось, что достигли древнего слоя (обычно плейстопенового или третичного), который никогда не имел покрова рыхлых осадков либо этот покров был смыт течениями, или же подводного потока вулканических дав. Тем не менее не следует отказываться от мысли найти на дне моря современные осадки в процессе консолидации. На некоторых подводных фотографиях мы видели твердые поверхности, которые, возможно, соответствуют явлениям глубинной и современной литификации. Доказательство этого можно будет получить только после отбора образцов и определения их возраста

радиоуглеродным методом.

Г. Особенно важно определить, в какой мере можно применять принцип актуализма к процессам преобразования рыхлых осадков в осадочные породы — процессам, проходящим еще малоизученные этапы диагенеза [75]. Для этого надо изучить различные факторы, которые контролируют это преобразование, внимательно исследовать, изменялись ли некоторые из них, и попытаться выявить те, которые не участвовали в процессе консервации древних рыхлых осадков, например синих кембрийских глин в Советском Союзе или кембрийских трилобитовых песков в Швеции.

#### ОБРАЗОВАНИЕ ГЛАУКОНИТОВЫХ, ФОСФАТНЫХ, ЖЕЛЕЗИСТЫХ И КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

О. Моря и океаны предоставляют чрезвычайно скудные фактические данные о современном осаждении железа, фосфора и кремнезема. Наши знания о глауконитовых, фосфатных и в особенности железистых зернах и современных кремнистых образованиях пока еще скромны, однако каждый год приносит плоды новых наблюдений.

Г. Глауконит является одним из тех минералов, который был хорошо изучен при океанографических исследованиях, но мы пока еще не встречали на дне наших морей то, что могло бы соответствовать такому трансгрессивному отложению, как «глауконит основания» зернистого строения, который типичен для меловых отложений Англо-Парижского бассейна.

- О. Океанографами «Челленджера» были обнаружены и изучены зеленые пески и зеленые илы [59, 18]; но эти отложения, по-видимому, нельзя сопоставлять, если учесть их положение в разрезе и обычную глубину распространения; кроме того, некоторые из них являются, вероятно, древними. В настоящее время глауконит в виде слепков организмов известен в неритовой зоне, и, так как он связан с органическими веществами, которые находятся в состоянии разложения, провести какие-либо сопоставления невозможно. На наблюдательных станциях никогда не отмечалось концентрации глауконитовых зерен непосредственно на древнем отвердевшем пласте.
- Г. Условия образования глауконита и фосфатов очень близки, поскольку оба эти вида отложений часто встречаются совместно в древних осадках. Большинство фосфатных конкреций, получаемых в настоящее время драгированием, приурочено к участкам дна с незначительной седиментацией или даже к участкам, где вовсе отсутствуют осадочные отложения. Большая часть этих конкреций ископаемые.
- О. Фосфатные конкреции, о которых Вы говорите, это в основном фосфатные конкреции отмели мыса Игольного, доставленные «Челленджером» [59, 18, 16], и фосфатные конкреции открытого моря, поднятые против южного берега Калифорнии [28]. Последние встречаются в районах, где подъем холодных глубинных вод, богатых фосфатными ионами и другими питательными веществами, изменяет условия среды. Правда, наблюдаемая в этих конкрециях микрофауна содержит многочисленные миоценовые формы и в меньшем количестве также плиоценовые виды и несколько четвертичных видов. По Эмери и Дицу [29], фосфатные конкреции могут образовываться и в настоящее время в открытом море у берегов Калифорнии. Они встречаются в различных условиях, на склонах подводных возвышенностей, на склонах каньонов и на перегибе материкового склона, но всегда там, где седиментация почти отсутствует [23].

- Г. Интересно отметить, что фосфатные конкреции распространены в настоящее время на сравнительно больших глубинах от 60 до 3800 м, тогда как в древних сериях они преимущественно связаны с менее глубоководными фациями. Кроме того, не встречено месторождений, тождественных крупным древним залежам фосфатов, открытым, например, в Северной Африке. Что же касается оолитовых железистых формаций, таких, как лотарингская типа Минетты и ордовикская, то на дне наших океанов они не найдены.
- О. Современные железистые оолиты очень редки. Известны лишь мелкие железистые зерна, описанные на одном из пляжей Берега Слоновой Кости [51]; причем они состоят всего лишь из одной или двух оолитовых оболочек вокруг довольно большого ядра <sup>1</sup>.

Г. Примеры окремнения чрезвычайно редки. Следует ли полагать, что эта последняя категория явлений диагенеза осталась скрытой от нас потому, что ее происхождение связано с реакциями, происшедшими позднее отломения внутриформационных осадков?

жения внутриформационных осадков?

О. Насколько нам известно, до сих пор еще не было встречено ни больших концентраций кремнистых осадков, ни формаций, напоминающих кремнистые образования в древних сериях. В мангровых болотах Новой Каледонии было найдено только несколько обломков верхних частей окремненных кораллов [2], а Блан [4] совсем недавно описал окремненные органические остатки в современных песках Средиземноморья.

После этого краткого обзора становится ясно, что все рассуждения об особой седиментации, о сегрегации железа, фосфора и кремнезема свидетельствуют о большом различии между некоторыми современными и древними осадочными явлениями. Еще остается много районов и зон на глубине моря, подлежащих изучению. Подводная разведка не закончена, и океанография не сказала еще своего последнего слова.

Г. Тем не менее надо признать, что эти особые условия седиментации ставят много препятствий перед принципом актуализма. Можно полагать, что современная эпоха неблагоприятна для проявления всех известных геологам осадочных процессов; однако это не означает, что подобные процессы прекратились и когда-нибудь не возобновятся. Некоторые факторы могли изменяться в течение геологического времени, и различное понимание времени еще отделяет геологов от океанологов. Следует пожелать, чтобы океанологи, изучая прошлое, начиная с третичного периода и, возможно, до мела, учитывали масштаб времени так, как геологи учитывают данные океанографических исследований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обмен мнениями и критическими замечаниями между океанологами и геологами становится все более необходимым и уже дает свои результаты. И те и другие, несомненно, извлекают пользу из постоянного сотрудничества, и таким образом постепенно вырабатывается новое направление в исследованиях, возникшее на грани этих двух областей науки. Наиболее рационально развитие геологии и океанографии, основанное на принципе «настоящее является ключом к прошлому». Сравнение наблюдений и гипотез процессов осадконакопления в настоящем и прошлом позволит этим двум дисциплинам быстрее развиваться.

Перед океанологами и геологами стоят огромные задачи. В их распоряжении большой арсенал измерительных, регистрирующих и исследовательских приборов, методы их исследований связаны со всеми другими науками.

Уже после написания этой статьи П. Жиресс обнаружил вблизи побережья Габона современные железистые оолиты, ядрами которых служили фекальные комочки.

Пока еще человек не может непосредственно разведать все морские глубины в автономном скафандре, но они доступны батискафам, небольшим подводным лодкам, фото- и киносъемке, телевидению и роботам.

Вслед за изучением рельефа морского дна надо составить карты распределения современных осадков и отметить местоположение обнажений древних коренных пород. Эта работа уже начата: Каспийское, Черное и Красное моря, Персидский, Калифорнийский и Мексиканский заливы хорошо разведаны. Карты распространения плейстоценовых и современных осадков уже опубликованы [56]. Остается сделать это в масштабе всего земного шара. Кроме того, необходимо пересмотреть различные седиментологические критерии с учетом новых океанографических и геологических открытий, уточняя для каждой среды осадконакопления все положительные и отрицательные факторы, находя их место в рамках осадочного бассейна в целом. Классические синтезы Твенхофела [77] и Ломбара [53] и, наконец, оригинальная работа Д. В. Наливкина [60] могут служить надежной основой для лучшего познания современных и древних бассейнов осадконакопления.

Хотя нельзя недооценивать значения современных фактических данных, а также принципа актуализма, необходимо все же вернуться к известным выводам Кайё [17], уже упомянутым выше, который считает, что все, что произошло в прошлом, может и не повториться в наши дни [19, 20, 49, 53]. И вообще, повторялись ли изменения основных процессов в течение геологического времени?

Установлено, что атмосфера, биосфера и гидросфера в исторический период постоянно находились в неустойчивом равновесии и непрерывной эволюции. Изменения, происходящие в одной из этих сред, вскоре отражались в других средах. Почему такого же явления не могло быть в области осадконакопления, которую мы здесь рассматриваем и которая находится в зависимости от других областей? Можно полагать, что в седиментогенезе, т. е. в комплексе факторов, управляющих осадконакоплением, изменялось не столько существование самих этих факторов, сколько интенсивность их проявления и их соотношения. Некоторые факторы эволюционировали в сторону усиления или уменьшения интенсивности, преобладая над другими факторами или тормозя их, но не уничтожая их полностью. Эти сложные взаимовлияния и их сочетания приводили к возникновению множества сред седиментации. При обзоре геологической истории удается установить, что одни важные явления седиментации, по-видимому, возникали лишь однажды, другие же проявлялись периодически, но нет оснований утверждать, что они приводили к идентичному результату. Так, например, седиментация итабиритов [1] — единственный в своем роде случай в геологической летописи. Почему это явление известно только в докембрии? Неужели, сочетание благоприятных условий для ритмического осаждения кремнезема и железа на дне моря возникло только один раз? Впоследствии эти два вещества осаждались в различных формах или неодновременно; они существовали, но их соотношение было иным. С другой стороны, несколько периодов формирования железистых оолитов, глауконитов, фосфатов и кремнистых образований следовали один за другим в истории Земли под воздействием тектонических факторов, а иногда даже контролируемые ими. Однако глаукониты и железистые оолиты палеозойских сланцев и песчаников не совсем такие же, как глаукониты и железистые оолиты мезозойских известняков, глин и песчаников.

Поскольку в комплексе седиментогенеза несколько сочетаний факторов могут привести к образованию отложений с аналогичным составом, структурой и текстурой, необходимо различать эти сходные черты, для того чтобы их не смешивать. Исследование и определение всех характерных признаков сред осадконакопления остается одной из главных задач геолога в области морской геологии. Кайё поставил следующий вопрос, который до сих пор

не получил ответа: почему железо осаждалось преимущественно в виде железистых оолитов в юре и в виде глауконита в меловом периоде? Он предложил в качестве рабочей гипотезы эволюцию бактериальных флор и взаимозависимость биологических и осадочных явлений. Палеонтологическое изучение древних отложений доказало эволюцию живого мира. Палеонтологи заметили, что эта эволюция происходила ритмично, причем ритмы опять-таки контролировались крупными тектоническими событиями, периодами трансгрессии и регрессии моря. Все эти организмы обитали в средах с колеблющимися условиями в масштабе геологического времени, как это подтверждается вертикальными и латеральными изменениями фаций. Поэтому биологическая эволюция косвенно отражает эволюцию условий среды и, наконец, эволюцию самих сред осадконакопления.

Следовательно, если в прошлом целые группы растений и животных внезапно исчезли, почему бы не представить себе, что некоторые типы осадков, образовавшиеся в результате определенных сочетаний условий среды, могли также исчезнуть и не повториться никогда вновь? Осаждение, переход в раствор и концентрация того или иного химического элемента приводили к радикальному изменению условий среды. Физико-химические и биологические свойства морских вод, несомненно, эволюционировали с докембрия в связи с палеогеографической и биологической, морской и континентальной эволюцией [30, 31]. Химизм древних морей остается, таким образом, важной проблемой, которую предстоит решить седиментологам. Но, если отказаться от узкого понимания эволюции применительно к осадочным отложениям, следует отметить, что периоды осаждения обычно следовали за длительными периодами растворения и концентрации солей из минеральных растворов, причем каждый из этих периодов характеризовался колеблющимися условиями среды.

Что касается седиментации железа, фосфора и кремнезема, то не находимся ли мы в одном из таких особых периодов, когда современных примеров недостаточно для объяснения прошлого? Зная прошлое и настоящее, раскроем ли мы направление, ритм и свойства эволюции в литосфере, вписанной в сферу нашей планеты?

В конечном итоге, изучение современных условий могло дать лишь небольшое число решений для всех поставленных геологических проблем, и ключ к решению многочисленных загадок в этом случае следует искать в ином. Однако выводы, сделанные при обсуждении исследований в области морской геологии, должны побудить океанологов и геологов к более частому обмену мнениями и к совместным заключениям на каждом важном этапе их открытий.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ancion Ch., 1964. Aspects scientifiques et économiques de l'étude des formations itabiritiques et des gisements de minerai de fer associés, Annls Soc. géol. Belg., 87, 21-57.
- A v i a s J., 1949. Note préliminaire sur quelques phénomènes actuels ou subactuels de pétrogénèse et autres dans les marais cotiers de Moindou et de Canala (Nouvelle-Calédonie), C. r. somm. Séanc Soc. géol. Fr., 13, 277-280.
- Black M., 1964. Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts, Palaeontology, 7, 306-316.
- Blanc J.-J., 1963. Vases bathyales et sables détritiques au large de Marseille, Rec. Trav. St. Mar Endoume, Bull. 31, 203-229.
- 5. Bouma A. H. (Ed.), 1964. Turbidites, Devs Sedim., 3, 1-264.
- 6. Bourcart J., 1949. Géographie du fond des mers, Paris, 1-307.
- 7. Bourcart J., 1958. Problèmes de géologie sous-marine, Paris, 1-127.
- Bourcart J. (Ed.), 1959. La topographie et la géologie des profondeurs océaniques, Colloques int. Cent. natn. Rech. scient., 83, 1-313.
   Bourcart J., 1961. Le fond des oceans, Coll. Que sais-je?, Paris, 1-125.
- 10. Bourcart J., Glangeaud L., 1958. Perturbations sous-marines et courants

- de turbidité du séisme d'Orléansville, C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris. 242 1504-
- 11. Bourcart J., Glangeaud L., 1958. Perturbations sous-marines et courants de turbidité résultant du tremblement de terre d'Orléansville, Bull. Inf. Com. cent. Océanogr. Etude Côtes, 10, 642-654.
- 12. Bourcart J., Gennesseaux M., Klimek E., 1961, Sur le remplissage des canvons sous-marins de la Méditerranée occidentale, C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris. 252. 3697—3698.
- 13. Bradley W. C., 1958. Submarine abrasion and wave-cut platforms, Bull, geol. Soc. Am., 69, 967-974.
- 14. Brouwer A., 1962. Past and present in sedimentology, Sedimentology, 1, 2-6.
- 15. Buffington E. C., 1961. Experimental turbidity currents on the sea floor, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 45, 1392-1400.
- 16. Cayeux L., 1934. The phosphatic nodules of the Agulhas Bank (A study of submarine geology), Ann. S. Afr. Mus., 21, 105-136.
- 17. Cayeux L., 1941. Causes anciennes et causes actuelles en géologie, Paris, 1-81.
- 18. Collet L. W., 1908. Les dépots marins, Paris, 1-325.
- 19. Dangeard L., 1945. L'avenir de la géologie marine, Bull. Soc. Linn. Normandie. 4. 64-67.
- 20. Dangeard L., 1950. A propos des «Causes anciennes» en géologie. Rev. gén. Sci. pur. appl., 57, 143-145.
- 21. Dangeard L., 1960. Glissements de vase sous-marine et phénomènes de compaction. Observations faites en bathyscaphe, C. r. hebd, Séanc, Acad, Sci., Paris, 251, 2224—
- 22. Dangeard L., 1961. A propos des phénomènes sous-marins profonds de glissement et de resédimentation, Cah. océanogr. 13, 68-72,
- 23. Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P., 1942. Phosphorite deposits on the sea floor off southern California, Bull. geol. Soc. Am., 53, 815-848.
- 24. Dill R. F., 1963. Submarine erosion, Thes. Univ. Calif., San Diego.
- 25. Dzulvnski S., Sanders J. E., 1959. Bottom marks on firm lutite substratum underlying turbidite beds (abstract), Bull. geol. Soc. Am., 70, 1594.
- 26. Dzulynski S., Sanders J. E., 1962. Current marks on firm mud bottoms, Trans. Conn. Acad. Arts Sci., 42, 57-96.
- Dzulynski S., Walton E. K., 1963. Experimental production of sole markings, Trans. Edinb. geol. Soc., 19, 279-305.
- 28. Emery K. O., 1960. The sea off southern California, New York, 1-366.
- 29. Emery K. O., Dietz R. S., 1950. Submarine phosphorite deposits off California and Mexico, Calif. J. Mines Geol., 46, 7-15.
- 30. Erhart H., 1956. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, 1-90. 31. Erhart H., 1964. Conséquences logiques de la bio-rhexistasie sur le chimisme des mers anciennes et sur les sédiments qu'elles ont engendrés, C.r. hebd. Séanc. Acad.
- Sci., Paris, 259, 2669-2671. 32. Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C., 1952. Turbidity currents and sediments in North Atlantic, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 36, 489-511.
- 33. Ewing J. I., Nafe J. E., 1963. The unconsolidated sediments, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 73-84.
- 34. Gould H. R., 1951. Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents, Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Pap., 2, 34-52.
- 35. Gould H. R., 1960. Turbidity currents, in Comprehensive survey of sedimentation in Lake Mead by Smith, Vetter, Cummings and Gould, Prof. Pap. U.S. geol. Surv.. **295**, 201—207.
- 36. Guilcher A., 1964. Present time-trends in the study of recent marine sediments and in marine physiography, Mar. Geol., 1, 4-15.
- 37. Hamilton E. L., 1953. Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planktonic Foraminifera from mid-Pacific flattopped seamounts, J. Paleont.. 27, 204-237.
- 38. Hamilton E. L., 1959. Thickness and consolidation of deep-sea sediments, Bull. geol. Soc. Am., 70, 1399-1424.
- 39. Hand B. M., Emery K. O., 1964. Turbidites and topography of north end of San Diego Trough, California, J. Geol., 72, 526-542.
- 40. Haynes J., El-Naggar Z.R.M., 1964. Reworked Upper Cretaceous and Danian planktonic Foraminifera in the type Thanetian, Micropaleontology, 10, 354-
- 41. Heezen B. C., 1959. Dynamic processes of abyssal sedimentation, erosion, transportation, and redeposition on the deep-sea floor, Geophys. J. R. astr. Soc., 2, 142-163.
- 42. Heezen B. C., 1963. Turbidity currents, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 742-775.
- 43. Heezen B. C., Ewing M., 1955. Orleansville earthquake and turbidity currents, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 39, 2505-2514.

- 44. Heezen B. C., Laughton A. S., 1963. Abyssal plains, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York,
- 45. Heezen B. C., Menard H. W., 1963. Topography of the deep-sea floor, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 233-280.
- 46. Jones O. T., 1944. The compaction of muddy sediments. Quart. J. geol. Soc. Lond., 100, 137-160.
- 47. K u e n e n P h. H., 1937. Experiments in connection with the problem of submarine canyons, Leid. geol. Meded., 8, 327-335.
- 48. Kuenen Ph. H., 1950. Marine Geology, New York, 1-568.
- 49. Laffitte R., 1949. Sédimentation et orogénèse, Annls Hébert Haug, 7. 239-259.
- 50. Laught on A. S., 1960. An interplain deep-sea channel system, Deep-Sea Res.
- 51. Leneuf N., 1962. Les pseudoolithes ferrugineuses de la Côte d'Ivoire. C.r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr., 5, 145-146.
- 52. Лисицы н А. П., 1958. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов, ДАН СССР, 118, № 2, стр. 373-376.
- 53. Lombard A., 1949. Critéres descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 58, 214-271.
- 54. Lombard A., 1956. Géologie sédimentaire. Les séries marines, Paris, 1-722. 55. Magniez G., Rat P., Tintant H., 1960. Découverte d'oogones de Charophytes dans le Bathonien marin près de Dijon, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris,
- 250, 1692—1694. 56. Menard H. W., 1953. Pleistocene and Recent sediments from the floor of north-
- eastern Pacific Ocean, Bull. geol. Soc. Am., 64, 1279-1294. 57. Menard H. W., 1959. Distribution et origine des zones plates abyssales. Collo-
- ques int. Cent. natn. Rech. scient., 83, 95-108. 58. Menard H. W., 1964. Marine geology of the Pacific, New York, 1-271. Cm. также русский перевод: Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, М., изп-во «Мир», 1966.
- 59. Murray J., Renard A., 1891. Report on deep-sea sediments, in Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger, Wyville-Thomson C. (ed.), London, 1-525.
- 60. Наливкин Д. В., 1956. Учение о фациях. Географические условия образования осадков, изд. АН СССР., отд. геолого-географ. наук, М.-Л., 2 тома (1 изд., 1 том — 1955; 2 том — 1956), стр. 539, 396.
- 61. Nesteroff W. D., Heezen B. C., 1960. Les dépôts de courant de turbidité, le flysch et leur signification tectonique, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 250, 3620 - 3692.
- 62. Nesteroff W. D. Heezen B. C., 1963. Essais de comparison entre les turbidities modernes et le flysch, Rev. geog. Phys., Geol. dyn., Paris, 5, 115-127.
- 63. Oulian off N., 1960. Compaction, déplacement et granoclassement des sédiments, Rep. Int. geol. Congr. Sess. XXI, Norden, 10, 54-58.
- 64. Ne well N. D., Rigby J. K., 1957. Geological studies on the Great Bahama Bank, Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ., 5, 15-79.
  65. Phleger F. B., 1951. Displaced Foraminifera faunas, Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ., 2, 66-75.
- 66. Phleger F. B., 1954. Foraminifera and deep-sea research, Deep-Sea Res., 2,
- 67. Riedel W. R., 1963. The preserved record: Paleontology of pelagic sediments, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (ed.), New York, 3, 866-887.
- 68. Rusnak G. A., Nesteroff W. D., 1964. Modern turbidites: terrigenous abyssal plain versus bioclastic basin, in Papers in Marine geology, Miller R. (ed.), New York, 488-507.
- 69. Schneider D. E., Heezen B. C., 1964. Sediments of the Caicos Cone, Bahamas (abstract), Bull. Am. Ass. Patrol. Geol., 48, 546.
- 70. Shepard F. P., 1948. Submarine geology, New York, 1-348. 71. Shepard F. P., 1951. Submarine erosion, a discussion of recent papers, Bull. geol. Soc. Am., 62, 1413-1418.
- 72. Shepard F. P., 1959. The Earth beneath the Sea, Baltimore, 1-275. См. также русский перевод: Ф. Шепард, Земля под морем, М., изд-во «Мир», 1964.
- 73. Shepard F. P., 1963. Submarine geology, 2nd ed., New York, 1-557. 74. Shepard F. P., 1964. Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments, Devs Sedim., 1, 1-25.
- 75. Taylor J. H., 1963. Some aspects of diagenesis, Advmt Sci., Lond., 20, 417-436. 76. Tercier J., 1939. Dépôts marins actuels et séries géologiques, Eclog. geol. Helv.,
- 77. Twenhofel W. H., 1950. Principles of sedimentation, 2nd ed., New York, 1-673.

# В Хардангер-фьорде, Норвегия

Х, Хольтедаль

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В геоморфологической терминологии понятие «фьорд» означает относительно длинный, узкий, часто искривленный и ветвящийся морской залив, характеризующийся более или менее крутыми склонами и значительной глубиной. Одна из основных особенностей типичного фьорда — наличие у его «устья» подводного барьера, или порога, и таких же порогов, разделяющих отдельные котловины вдоль всего фьорда. Эта и некоторые другие особенности фьордов несомненно свидетельствуют об их ледниковом проис хождении. Фьорды — это ложбины, врезанные спускающимися с континента языками ледника. Ледниковая природа фьордов подтверждается и характером их распределения вдоль побережья моря: они свойственны береговой линии тех районов, которые были покрыты ледником в плейстоценовую эпоху.

Особый интерес как в отношении выявления природы фьорда, так и влияния на гидрологическую обстановку в нем вызывает приустьевой порог. Ранее предполагалось, что этот порог представляет собой затопленную конечную морену, которая была отложена на основании, выработанном в процессе речной эрозии. Однако подобная трактовка неудовлетворительна. Нет оснований сомневаться в том, что фьорды являются переуглубленными ледниковой экзарацией бассейнами с подводными порогами, сложенными преимущественно коренными скальными породами. В процессе движения край ледника мог на какой-то период остановиться у одного из таких скальных барьеров и отложить моренный материал, который полностью перекрывал этот барьер, образуя моренную гряду.

Современная глубина приустьевых барьеров определяется суммарным воздействием эвстатических колебаний уровня моря и изостатических движений земной коры. Начиная с позднеледникового времени регионы, ранее изостатически погружавшиеся, стали испытывать обратные, восходящие движения земной коры, что приводило к уменьшению глубин над приустьевыми барьерами, а иногда к частичной или полной изоляции фьорда от открытого моря и превращению его в пресноводный бассейн.

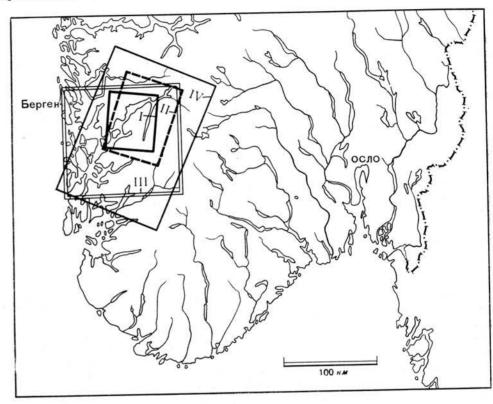
Фьорды, связанные в своем происхождении с ледниковыми процессами, которые в свою очередь рассматриваются как результат «климатических катастроф», по выражению Коттона [7], являются специфическим геоморфологическим образованием. В геологическом прошлом фьордовые ландшафты чрезвычайно редки, а существование осадочных пород, сформировавшихся за счет осадконакопления в фьордовом бассейне, вообще подвергается сомнению. Учитывая это, можно было бы сделать вывод, что исследование фьордов и отлагающихся в них осадков не имеет сколько-нибудь значительной ценности для познания древних отложений и условий их образования. Однако это давно развенчанное заблуждение, ибо изучение Стрёмом [20, 21] норвежских фьордов, являющихся бассейнами эвксинского типа, оказало

СОВРЕМЕННЫЕ ТУРБИДИТЫ В ХАРДАНГЕР-ФЬОРДЕ

неоценимую услугу в понимании природы некоторых важных групп древних осадочных образований, например черных граптолитовых сланцев ордовика, которые, как теперь считается, сформировались в подобных условиях.

121

Литература по геоморфологии фьордов чрезвычайно обширна, тогда как работы, посвященные фьордовым осадкам, насколько известно автору, наоборот, очень немногочисленны. В свое время фон Дригальски [8] опубликовал некоторые данные об осадках Литл-Карайяк-фьорда в западной Гренландии. Согласно этим данным, на глубине 250 м и расстоянии 10 км



Фиг. 1. Обзорная карта. I — участок, изображенный на фиг. 7, 16, 24; II — то же на фиг. 11; III — то же на фиг. 2; IV — то же на фиг. 6.

от фронта ледника осадки представляют собой алевритистую глину с примесью песка и гравия и почти аналогичны по составу ледниково-морским осадкам более открытых участков морского пляжа.

Статья Стрёма, вышедшая в 1936 г. и внесшая важный вклад в познание фьордов, особенно их гидрографии и химических особенностей донных отложений, представляла собой исследование, посвященное главным образом «слабо вентилирующимся» фьордам. Влияние слабой связи фьордов с открытым морем на их гидрологический режим обычно недооценивалось, в связи с чем в литературе часто встречалось мнение о том, что все норвежские фьорды являются застойными бассейнами.

В более позднее время были предприняты исследования океанского дна вдоль побережья Канады, которые, в частности, включали изучение донных отложений фьордов [18, 23]. Выровненность дна на большом расстоянии от верховьев фьордов наряду с находками здесь в донных осадках тонких прослоев средне- или мелкозернистых песков интерпретируется как резуль-

<sup>1</sup> Hans Holtedahl, Recent Turbidites in the Hardangerfiord, Norway.

122 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

тат деятельности периодических подводных оползней или суспензионных потоков.

В 1952 г. автор данной статьи, воспользовавшись испытаниями оборудования для отбора керна, собрал несколько образцов донных осадков Согне-фьорда. Образцы с глубины около 970 м были представлены песчанистыми и алевритистыми глинами с изредка встречающимися в них прослоями песка и зонами скопления крупных зерен и гальки в глинистой основной массе; эти глины напоминали ледниково-морские осадки материкового шельфа и дна Норвежского моря. Песчаные прослои при этом рассматривались как отложения суспензионных потоков [11].

Некоторые сведения относительно осадков района Милфорд-Саунд, Новая Зеландия, опубликованы Бруном и др. [4]. Грант-Гросс и др. [9] описали морские ленточные осадки одного из застойных фьордов Британской Колумбии.

В 1958 г. автор приступил к геологической съемке территории Хардан-гер-фьорда в западной Норвегии (фиг. 1). Эта работа составляла часть комплексных исследований фьорда, осуществлявшихся совместными усилиями нескольких институтов и охватывавших такие вопросы, как геология фьорда, его гидрография, гидрохимия, светопроницаемость толщи воды, фитопланктон, зоопланктон, бентонные водоросли, бентонная фауна, фауна рыб и места ее скопления [5].

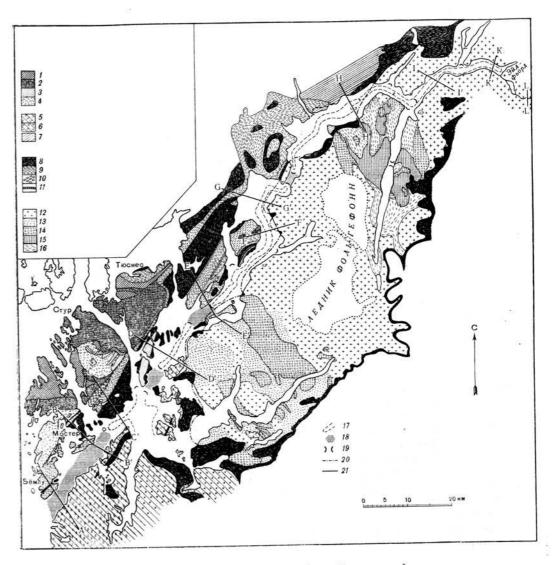
В задачи геологической съемки входило изучение геоморфологических особенностей фьорда, его четвертичной истории и осадков. Уже опубликованы две работы, касающиеся мощности осадков фьорда [2, 6]. Предлагаемая статья освещает некоторые предварительные результаты изучения осадков Хардангер-фьорда.

#### ГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ ХАРДАНГЕР-ФЬОРДА

Хардангер-фьорд простирается под углом к общей линии побережья и этим отличается от других крупных фьордов, например от Согне-фьорда, расположенного севернее, который почти перпендикулярен береговой линии. Причиной необычного расположения Хардангер-фьорда, возможно, является геологическое строение региона, показанное на фиг. 2. Ориентировка фьорда в значительной степени совпадает с направлением основного складчатого сооружения каледонид, вытянутого с северо-востока на юго-запад, и отчасти — с простиранием границы между докембрийским комплексом на юговостоке и кембро-силурийскими породами на северо-западе; хотя, конечно, нельзя утверждать, что фьорд заложен точно вдоль этой границы, как можно видеть на карте. Указанная граница трижды пересекает фьорд. В общем же северо-западное побережье характеризуется развитием кембро-силурийских слюдистых сланцев, филлитов и зеленых сланцев, в то время как юго-восточному побережью в основном свойственны преимущественно массивные докембрийские породы — граниты, кварцевые диориты, габбро и метавулканиты [14]. Вблизи устья фьорда, к югу от него, распространены граниты и гнейсы предположительно каледонского возраста, но по своим физическим свойствам очень напоминающие докембрийские образования.

Наряду с простиранием кембро-силурийских образований большое влияние на форму фьорда оказывают также системы разломов, присущие как кембро-силурийскому, так и докембрийскому комплексам пород.

В приустьевой части Хардангер-фьорда имеется несколько ответвлений, соединяющихся на северо-западе с подобными ответвлениями других фьордов и образующих таким образом «подвешенные» проливы, более мелкие, чем главный фьорд. Далее в глубь материка по обе стороны от главного трога появляются дочерние фьорды, глубоко вдающиеся в горные массивы. Наиболее крупный и резко выраженный из них Сер-фьорд представляет



Фиг. 2. Геологическая карта района Хардангер-фьорда.

Изверженные породы каледонского возраста: 1— граниты; 2— габбро; 3— кислые метавулканиты; 4— основные метавулканиты; 5— преимущественно гнейсы различного происхождения; 6— граниты (сланцеватость слабая или отсутствует); 7— породы надвига: гнейсы и граниты. Кембро-силурийские породы: 8— филлиты и слюдистые сланцы; 9— зеленые сланцы; 10— политенные конгломераты; 11— известняки. Докембрийские породы: 12— граниты; 13— кварцевые генные конгломераты; 11— известняки. Докембрийские породы: 12— граниты; 13— кварцевые диориты; 14— габбро; 15— кварциты; 16— метавулканиты. Прочие условные обозначения: 17— русловидные участки фьорда с плоским покрытым осадками дном; 18— пороги, главным образом скальные; 19— уступы; 20— преднолагаемая граница между докембрийскими и более молодыми породами; 21— поперечные профили.

124 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

собой типичный ограниченный разломами трог длиной почти 40 км. Кроме дочерних фьордов, дно которых всегда несколько приподнято по отношению к ложу главного трога, встречаются обширные заливообразные формы. еще более мелководные.

Хардангер-фьорд, протягивающийся на расстояние более 160 км. является одним из самых крупных по длине фьордов Норвегии. Он врезается в массив суши и достигает максимальной отметки 1650 м на юговосточном борту, в 70 км от морской береговой линии; наибольшая отметка на северо-западной стороне фьорда близ его внутреннего замыкания не превышает 1500 м. Такая разница высот, несомненно, обусловлена геологическими причинами. Развитые к юго-востоку от фьорда массивные породы докембрия менее подвержены денудации, чем слоистые и менее устойчивые кембро-силурийские породы северо-западного обрамления.

Окружающие приустьевую часть Хардангер-фьорда участки суши, низменные и относительно плоские, входят в состав узкой прибрежной полосы, так называемого норвежского «стрендфлета». Как можно видеть на фиг. 3, стрендфлет одинаково хорошо прослеживается по обе стороны от фьорда; он пересекает контакты различных пород, но наиболее полного развития достигает в районах распространения кембро-силурийских сланцев, например в юго-восточной части острова Стур. Как далеко прододжается стрендфлет вдоль фьорда в глубь материка, с необходимой точностью определить трудно, но к востоку он достаточно четко выражен вплоть до острова Тюснес. В направлении на северо-восток крутизна склонов фьорда сильно варьирует в зависимости от местных геологических условий. В некоторых районах, таких, как восточная часть острова Фюксесунд, характеризующаяся перевернутым залеганием пород, или верховья Эйд-фьорда, Гранвинфьорда и Уса-фьорда, склоны очень круты и лишены береговых уступов. Однако в большинстве случаев берега фьордов имеют уступы того или иного размера.

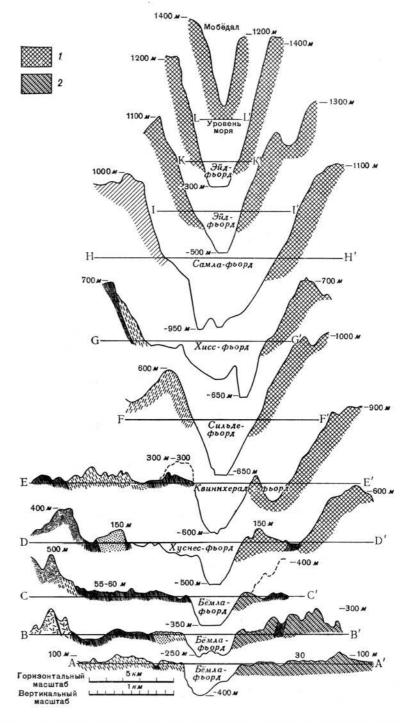
Геоморфологические особенности подводной части Хардангер-фьорда показаны на фиг. 2—5.

Продольный профиль фьорда (фиг. 4) был построен с использованием как опубликованных материалов, так и данных эхозондирования, проведенного с борта исследовательского судна «Фритьоф Нансен», находящегося в ведении Морской биологической станции Бергенского университета. Фьорд состоит из нескольких котловин; самая внутренняя из них (Итреи Индре-Самла-фьорд) является наиболее глубокой и имеет максимальную глубину около 900 м. Котловины разделены подводными порогами с неровной поверхностью, бесспорно представляющими собой выступы коренных пород.

В Хардангер-фьорде можно выделить следующие котловины и подводные пороги:

	1 луонна, м
Котловина Утне-фьорд	~730
Котловина Итре- и Индре-Самла-фьорд	~870
Порог Йонанесосен	~560
Котловина Квинихерад-фьорд — Сильде-фьорд — Хисс-фьорд	~660
Порог Скорпу	$\sim 480$
Котловина Хуснес-фьорд	~500
Порог Хуглохамарен	~190
Котловина Индре-Бёмла-фьорд	~360
Порог Мостерхави, Валевог	~160
Котловина и порог Итре-Бёмла-фьорд	$\sim 200 - 480$
Район островов и шхер в устье Бёмла-фьорда с ложбинами глубиной около 200 м, имеющими продолжение в океане	

Внутренние, наиболее глубокие котловины фьорда весьма обширны и характеризуются наличием протяженных участков совершенно плоского

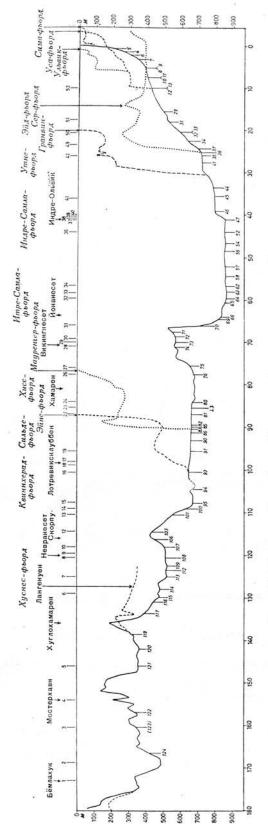


Фиг. 3. Поперечные профили различных частей Хардангер-фьорда.

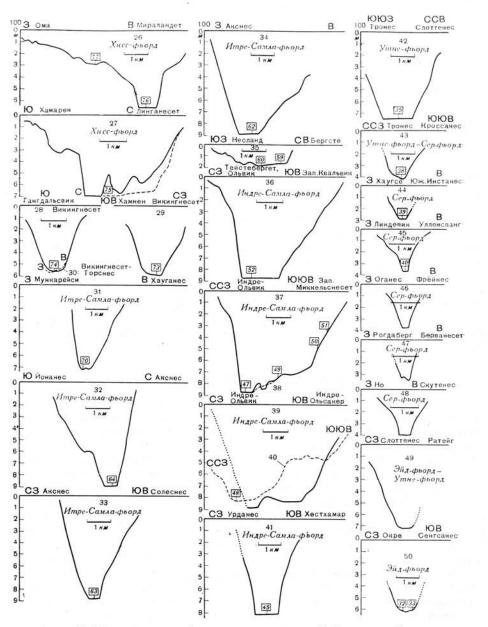
Расположение см. на фиг. 2.

— докембрийские породы; 2 — преимущественно гнейсовые породы различного происхождения.

Остальные обозначения см. в легенде фиг. 2.



0



Фиг. 5. Поперечные профили различных частей Хардангер-фьорда. Составлены по данным эхографирования. Расположение см. на фиг. 4.

дна; внешние котловины, особенно ниже порога Мостерхавн, невелики по размерам, а их дно расчленено многочисленными неровными выступами, вероятно, коренных пород. На продольных профилях дочерних фьордов, приведенных наряду с главным на фиг. 4, привлекает внимание то обстоятельство, что наибольшая глубина присуща их внутренним участкам, а не зонам сочленения с главным трогом. Таким образом, продольные профили и главного и дочерних фьордов убедительно свидетельствуют о ледниковом происхождении этих впадин. Совершенно безнадежно пытаться найти удовлетворительное объяснение 700-метрового переуглубления дна фьорда относительно уровня моря, пренебрегая механизмом ледниковой эрозии.

128 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

На фиг. 5 приведены поперечные разрезы различных частей системы Хардангер-фьорда, построенные по данным профильного эхографирования и обнаруживающие большое разнообразие местных поперечных сечений. В крупных котловинах, таких, как Хисс-фьорд и Самла-фьорд (26, 27, 32), ширина которых достигает 5—8 км, оба склона сначала плавно погружаются к осевой зоне, а затем обрываются настолько резко, что нарушается четкость эхографической записи. У их подножий наблюдается плоское дно, возможно перекрытое плащом осадков. Склоны местами имеют падение до 40—50°. На поперечных профилях подводных порогов (28, 31) участки с плоским дном отсутствуют. На некоторых участках фьорда береговые откосы, довольно постепенно спускающиеся к плоскому дну центральной зоны, образуют симметричный профиль (33); в других случаях наблюдается отчетливая асимметрия склонов (34, 36). В средней части котловины Самла-фьорд видны две ложбины, располагающиеся на различных уровнях и разделенные грядой. Дно обеих ложбин плоское и ровное (37, 39).

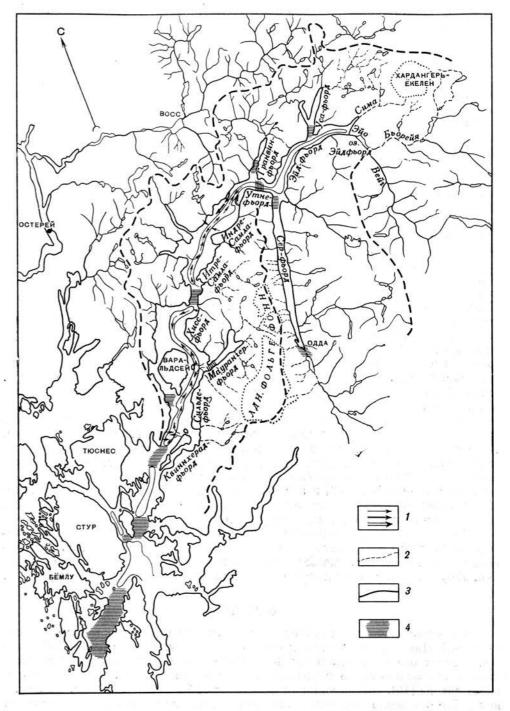
Таким образом, в целом подводный рельеф фьорда можно представить как серию котловин, располагающихся на разных уровнях и разделенных подводными скальными порогами. Котловины имеют плоские днища и ограничены очень крутыми бортами, которые в одних случаях моноклинально поднимаются до самого верха, а в других сначала резко воздымаются до какого-то промежуточного уступа дна, после чего приобретают более плавный наклон. Ширина руслообразного днища непостоянна и изменяется от нескольких сот метров почти до полутора километров. Фарватер фьорда извилистый, изобилует излучинами и поворотами, обрамляющими отроги берегов.

#### ФЬОРД КАК БАССЕЙН СЕДИМЕНТАЦИИ

Преобладающая часть осадочного материала, который в настоящее время приносится в Хардангер-фьорд, представляет взвешенный материал, транспортируемый реками, и потому является тонкозернистой. На фиг. 6 показана гидрографическая сеть территории Хардангер-фьорда и прилегающих районов. На северо-западном обрамлении фьорда речные водоразделы расположены на небольшом расстоянии от него, местами, например, в верховьях реки Бордал-Велли, впадающей в озеро Восс, приближаясь к фьорду вплотную. Реки, как правило, короткие и неширокие, вследствие чего их транспортирующая способность крайне ограничена. Встречающиеся на пути рек озера улавливают весь транспортируемый ими грубый материал. Такую же роль играют дочерние фьорды, подобные Фюксесунду, Гранвинфьорду и Уса-фьорду, имеющим приустьевые подводные пороги.

Наиболее крупные реки бассейна Хардангер-фьорда сосредоточены вблизи его верховий и впадают в котловину Эйд-фьорда или ее внутренние ответвления. Основная масса воды поступает в реки с ледников. Вблизи котловин фьорда встречаются также озера, которые являются самостоятельными седиментационными бассейнами. Примером таких бассейнов может служить, в частности, озеро Эйдфьорд с уровнем воды на 15 м выше уровня моря, отделенное от фьорда барьером шириной не более 2 км. Прямой и длинный Сер-фьорд питается водой с обширного горного плато, возвышающегося восточнее фьорда. Вода поступает также с юга и в меньшей степени с запада, где расположен ледник Фольгефонн. Грубый материал, поступающий в небольшом количестве в котловину Сер-фьорда, не попадает в главный трог из-за наличия в устье Сер-фьорда подводного порога.

Большинство небольших рек юго-восточного обрамления Хардангерфьорда, часть которых питается талыми водами с обширного ледника Фольгефонн, впадает непосредственно в главный фьорд. Только некоторые из них перехватываются крупнейшим в этом районе боковым трогом — Маурангер-



Ф и г. 6. Карта, показывающая гидрографическую сеть Хардангер-фьорда, некоторые котловины фьорда, подводные пороги, предполагаемые направления оползней и суспензионных потоков.

предполагаемые направления оползней и суспензионных потоков; 2 — реки, питающиеся водой с ледников; 3 — водоразделы; 4 — котловины фьорда.

and the second s

9 - 691

фьордом, выполняющим частично роль ловушки наиболее грубого осадочного материала.

Для рек, берущих начало на ледниках и снежных вершинах гор, характерно проявление отчетливого летнего максимума стока. Например, река Эйо, связывающая озеро Эйдфьорд с котловиной Эйд-фьорда, в середине лета имеет месячный сток порядка  $5 \cdot 10^8$   $\mu^3$ , тогда как в течение февраля марта месячный сток ее не достигает 2 · 107 м3. Кроме того, реки, питающиеся в основном за счет ледников, отличаются от других значительно более высоким содержанием в воде взвешенных частиц. Это можно проиллюстрировать данными определения эффекта Тиндаля в нескольких пробах воды из рек района Эйд-фьорда [13, 1]. Так, воды рек Сима и Бьорейя, стекающих с ледника Хардангерьёкелен, характеризуются соответственно значениями 221 и 115 единиц, в то время как вода неледниковой реки Вейг, впадающей в озеро Эйдфьорд, оценивается всего в 14 единиц. Важность роли озера Эйдфьорд в удавливании осадочного материала, транспортируемого реками, подчеркивается, в частности, тем обстоятельством, что значение эффекта Тиндаля для воды реки Эйо, связывающей это озеро с Эйд-фьордом, равно всего 19 единицам.

Согласно измерениям светопроницаемости вод, выполненным Ортхуном [1], наибольшая концентрация взвешенного материала, приносимого реками, наблюдается во внутренних частях Эйд-фьорда, причем близ устья реки Сима она выше, чем южнее, у места впадения реки Эйо. Однако эти различия отмечаются только в верхней 5-метровой толще воды, в то время как нижние слои ее характеризуются равномерным распределением взвешенного материала. Это объясняется тем, что основная масса взвешенных частиц, приносимых в фьорд разными водами, сосредоточивается в верхних слабосоленых слоях воды, поэтому именно здесь наблюдается наибольшее изменение световой проницаемости вод при переходе от внутренних участков фьорда к внешним.

Несомненно существуют также значительные сезонные колебания концентрации в воде взвешенного материала и дальности его транспортировки. В весеннее, летнее и осеннее время в отличие от зимы в фьорде устанавливается своеобразный гидрографический режим, характеризующийся возникновением тонкого верхнего слоя воды с низкой соленостью, относительно высокой температурой [22] и значительным содержанием взвеси. Это благоприятствует дальнему переносу взвешенного материала и обусловливает относительно высокий темп седиментации.

Помимо осадков, принесенных реками в виде взвеси, некоторое количество материала поступает в фьорд за счет разрушения его берегов. Во внутренних частях фьорда, где берега очень круты, процессы сползания делювия, обрушения скальных пород, оползни и обвалы развиты особенно широко.

#### ОСАДКИ

В течение нескольких рейсов, выполненных на исследовательском судне «Фритьоф Нансен», в различных частях фьорда было взято около 130 колонок донных осадков. Отбор колонок производился главным образом с помощью гравитационного грунтоноса, описанного в одной из предыдущих работ автора [10]. Длина колонок варьирует от 10 см почти до 2 м. В последнем рейсе благодаря использованию поршневого грунтоноса были получены колонки длиной до 4—5 м. Кроме того, во многих местах, в основном в приустьевой части фьорда, производилось драгирование дна. Было сделано также несколько подводных фотоснимков.

При отборе образцов во всех случаях поддерживалась постоянная скорость погружения грунтоноса. Это дало возможность установить различную глубину проникания снаряда в разных пунктах отбора. Соответственно

была неодинаковой и длина извлеченных колонок. В целом наиболее длинные колонки получены на плоских участках дна центральной части фьорда, тогда как колонки, отобранные со склонов или подводных порогов, более короткие. В некоторых случаях при достижении коренных пород дна снаряды повреждались.

В настоящей статье описываются осадки только части Хардангер-фьорда, включающей котловины Квиннхерад-фьорд, Сильде-фьорд, Хисс-фьорд, Итре- и Индре-Самла-фьорд. Пункты отбора проб показаны на приводимых

в статье картах и продольном профиле фьорда (фиг. 4).

#### Поверхностные осадки

На фиг. 7 показаны основные структурные особенности поверхностных осадков фьорда. Термин «пелит» применяется в данном случае к осадочному материалу с размером частиц менее 62,5 мк. Осадки фьорда представлены преимущественно алевритистым или песчанистым пелитом, причем в песчанистом пелите, широко распространенном во внутренней части Индре-Самла-фьорда и в Итне-фьорде, содержание песка не превышает 30%. В верховьях котловины Эйд-фьорда (оставшейся за рамкой карты) ни в одном образце осадка содержание песчаного материала не было ниже 5%. Увеличение тонкозернистости осадков по мере удаления от верховьев Хардангерфьорда, очевидно, указывает на то, что основная масса поступающих в него терригенных осадков разгружается именно здесь, во внутренней части фьорда, куда выносят свой обильный материал ледниковые реки. Интересно сравнить эти данные с результатами исследования светопроницаемости толщи воды Хардангер-фьорда, проведенного Ортхуном [1]. Эти данные свидетельствуют, что мутность поверхностных вод уменьшается по мере удаления от верховьев фьорда.

На очень узком участке подводного порога к западу от реки Йондаль (пункты отбора 69—74) также развиты песчанистые пелиты, причем один образец солержит даже материал гравийной размерности (70). Возможно, крупнозернистость осадков этого района связана с впадением здесь реки Йондаль и некоторых других рек, берущих начало на расположенном восточнее леднике Фольгефонн. Отложению крупнозернистых пелитов, вероятно, способствовали также узость фьорда на рассматриваемом отрезке и крутизна его берегов. В южной части Хисс-фьорда, наоборот, осадки представлены очень тонким алевритистым пелитом с максимальным содержа-

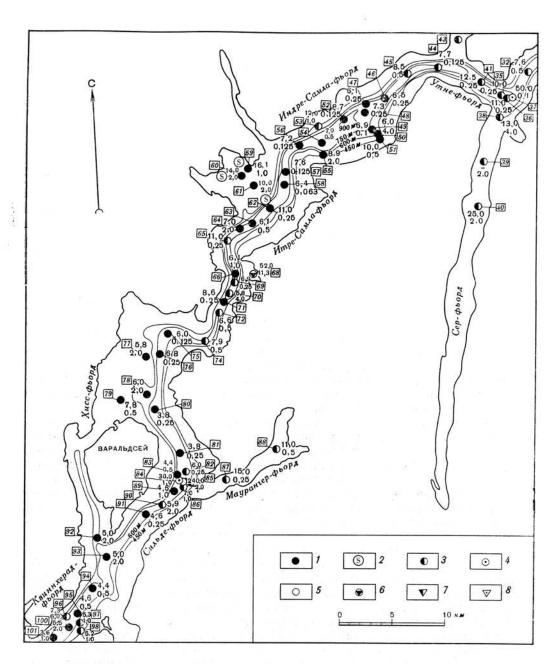
нием глинистой фракции (<4 мк) до 50-60%.

В главном троге Хардангер-фьорда близ устья Маурангер-фьорда поверхностные осадки плоского днища у основания склона на глубине около 660 м были представлены песком и поэтому резко отличались от поверхностных осадков других частей фьорда. В колонке 85 был обнаружен 40-сантиметровый слой хорошо отсортированного песка, характеризующегося содержанием песчаной фракции от 88 до 97%. Гранулометрическая характеристика этого песчаного пласта и подстилающего его осадка приведена в табл. 1. Количественное содержание различных гранулометрических фракций показано в весовых процентах.

Кумулятивные кривые этих песчаных отложений приведены на фиг. 21

(колонка 85).

В кровлях колонок 84, 82 и 86 также присутствуют песчаные пласты. В колонке 84 мощность этого пласта около 15 см, а относительное содержание в нем песчаных частиц 44%, в колонке 86 он имеет мощность 12 см при содержании песчаной фракции до 20%. В колонке 82 песчаный пласт как таковой отсутствует, но содержание песка в верхней части достигает максимум 8%. Считают, что крупнозернистые пески, обнаруженные в пункте 85, представляют собой опознлевые образования, первоначально накоп-



Фиг. 7. Поверхностные осадки Квиннхерад-фьорда, Сильде-фьорда, Маурангер-фьорда и Хисс-фьорда (Хардангер-фьорда).

Верхние числа у пункта отбора образцов обозначают медианный диаметр зерен в микронах, нижние — максимальный размер зерен в миллиметрах. В рамках показаны номера грунтовых колонок.

\*\*NONOHOK.\*\*
1 — алевритистый пелит: песок < 5%, пелит (< 62,5 мк) > 90%, гравий < 5%; 2 — > 70% алеврита (4 — 62,5 мк); 3 — песчанистый пелит: песок 5-30%, пелит 70-95%, гравий < 5%; 4 — сильно песчанистый пелит: песок 30-70%, пелит 30-70%, гравий < 5%; 5 — песок: песок (62,5 мк-2 мм) > 70%; 6 — гравийно-пелитовый песок: гравий (> 2 мм) 5-30%, песок 5-30%, пелит 40-90%; 7 — гравийный песок: гравий 5-30%, песок 65-95%, пелит < 5%; 8 — песчанистый гравий: гравий 30-70%, песок 25-70%, пелит < 5%. (См. также фиг. 16.)

СОВРЕМЕННЫЕ ТУРБИДИТЫ В ХАРДАНГЕР-ФЬОРДЕ

133

ленные вблизи устья реки Аенес, непосредственно западнее или на периферии приустьевого порога Маурангер-фьорда. Флювиогляциальные пески и галечники, отложившиеся в речной дельте у фронта ледникового языка, заполнявшего долину Аенес, ныне образуют хорошо выраженную и обширную террасу в устьевой части долины, приподнятую несколько менее чем на 100 м над современным уровнем моря. Река, глубоко врезаясь в эти отложения, переотлагала эродируемый материал у подножия внешнего склона террасы.

Таблица 1

Номер колонки	Номер образца	Интервал колонки, см	Гравий	Песок	Алеврит и глина	Медианный диаметр (Md), мм	Коэффициен сортировки по Траску (So)
85	1 2 3 4 5 6	1-7 $7-14$ $14-20$ $20-27$ $27-36$ $36-40$	0,4 3,5 1,0 —	97,2 93,4 88,3 99,4 90,2 95,9	2,4 3,1 10,7 0,6 9,8 4,1	0,24 0,51 0,20 0,25 0,24 0,35	1,53 1,95 1,55 1,39 1,50 1,41
	7	40—52	-	5,0	95,0	-	_

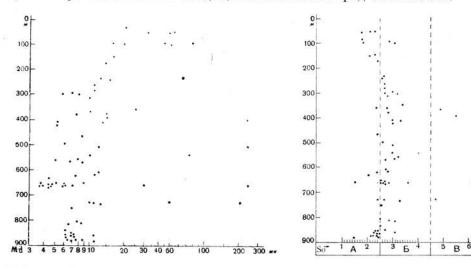
Хорошая сортировка песков подножий склона, вероятно, обусловлена хорошей отсортированностью исходного материала. На фиг. 21 показано распределение песков различных гранулометрических типов за пределами Маурангер-фьорда, а на фиг. 22 — предполагаемые на основании этого направления транспортировки песчаного материала. Следует отметить, что отсортированность осадков ухудшается с увеличением дальности переноса. Эта закономерность обратна той, которая наблюдается в типичных отложениях суспензионных потоков, что будет показано в дальнейшем изложении. Кроме того, предположению о том, что описанные пески образованы суспензионными потоками, противоречит отсутствие между ними и подстилающими их тонкими осадками четкой границы, а также отсутствие в них градационной слоистости.

Юго-западнее устья Маурангер-фьорда осадки представлены алевритистым пелитом с содержанием глины до 40—50%, но в районе Квиннхерадфьорда, западнее острова Снилтведтей, снова появляются песчаные осадки (пункты отбора 96—98). Установить причины увеличения крупнозернистости отложений Квиннхерад-фьорда очень трудно, ибо по обе стороны от фьорда здесь нет ни одной реки. Однако этот район, как будет показано ниже, весьма благоприятен для возникновения подводных оползней.

Из других поверхностных осадков могут быть упомянуты алевриты (осадки, содержащие более 70% алеврита). На фиг. 7 они обозначены знаком «». Алевриты распространены на глубинах от 150 до 170 м в излучине фьорда неподалеку от Эйстезе и Нордхеймсунд и связаны с выносами двух основных рек, впадающих здесь в котловину фьорда. Естественно предположить, что алевриты, залегающие на глубине 879 м в пределах центральной зоны фьорда (пункт отбора 62) среди более тонкодисперсных осадков, также относятся к мелководным осадкам и были отложены суспензионными потоками или в результате подводных оползней. Беннет и Савин [2] с помощью непрерывного сейсмического зондирования получили интересные данные о характере дна на обрамлении рассматриваемого участка основного трога фьорда. Эти данные свидетельствуют о наличии порога на краю осевого трога фьорда; в пределах этого порога идет накопление осадков, кровля

которых погружается к осевой зоне, а у его края возвышается на несколько метров над ограничивающим уступом. Можно не без оснований считать, что подобное положение осадков неустойчиво и чревато возникновением подводных оползней, которые, как мы увидим ниже, действительно здесь происходят.

На фиг. 8 показана зависимость между величиной медианного диаметра частиц осадков (Md) и глубиной, с которой были взяты образцы колонок 1-95. Для построения графика использовались образцы как из внутренних боковых фьордов, так и из пунктов, приведенных на фиг. 7. Здесь намечается отчетливая тенденция увеличения значений медианного диаметра с уменьшением глубины залегания осадка, хотя имеется и ряд исключений.



 $\Phi$  и г. 8. Зависимость между медианным диаметром частиц (Md) осадка и глубиной, с которой отбирались образцы поверхностных осадков колонок 1-95.

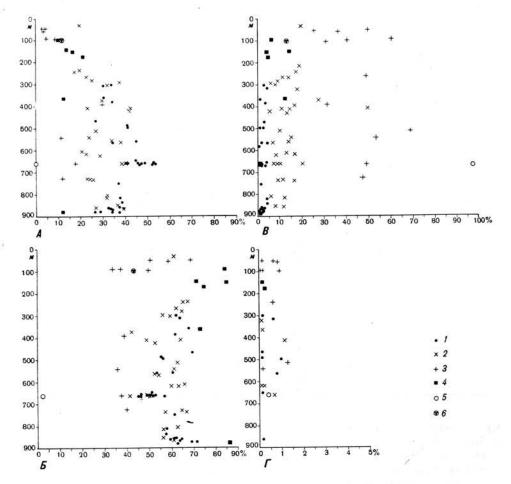
Фиг. 9. Зависимость между отсортированностью осадка (So) и глубиной, с которой отбирались образцы поверхностных осадков колонок 1—95.

 $egin{array}{lll} A & — & {
m хорошая} & {
m отсортированность;} \ B & — & {
m плохая} & {
m отсортированность.} \ \end{array}$ 

На фиг. 9 показана связь между отсортированностью осадков (So) и глубиной взятия тех же образдов. Используя коэффициент сортировки и подразделения пород по степени отсортированности, предложенные Траском [24], можно убедиться, что большая часть исследованных образдов представлена нормально отсортированными осадками. Хорошо отсортированные осадки были обнаружены как на мелководье, так и на значительных глубинах, тогда как плохо отсортированные отложения встречаются редко и сосредоточены в интервале глубин 350—725 м.

На фиг. 10 отображена зависимость между глубиной и глинистостью, песчанистостью, алевритистостью и гравийностью осадков на примере той же группы образцов. Содержание глины, как видно на графике, достигает максимума на глубине 660 м, хотя везде, особенно на больших глубинах, подвержено значительным колебаниям. Песчанистость осадков на глубинах менее 200 м выше, чем в более глубоких частях фьорда. Имеется, однако, много образцов с повышенной песчанистостью и на больших глубинах.

Содержание гравия в поверхностных отложениях нигде не достигает больших значений и остается примерно одним и тем же и на мелководье, и в более глубоких зонах бассейна.



 $\Phi$  и г. 10. Зависимости между содержанием различных гранулометрических фракций (A — глины; B — алеврита; B — песка;  $\Gamma$  — гравия) и глубиной. 1 — алевритистый пелит; 2 — песчанистый пелит; 3 — сильно песчанистый пелит; 4 — алеврит; 5 — песок; 6 — гравийно-пелитовый песок. Для построения использованы поверхностные образцы колонок 1—95 (внутренняя часть Хардангер-фьорда).

#### Погребенные осадки

Детальный структурный анализ погребенных осадков позволил уста новить значительные различия между образцами, взятыми с плоского дна центральной зоны фьорда, и отложениями других его частей. Эта разница была впервые подмечена еще при отборе грунтовых колонок, когда оказалось, что колонки, взятые на склонах фьорда, короче, чем в глубоком осевом троге.

Небольшая длина колонок в одних случаях, очевидно, была обусловлена незначительной мощностью осадков, залегающих на коренном ложе, в других же — их грубозернистостью. Гранулометрический состав некоторых таких грубозернистых отложений приводится в табл. 2.

Колонки, отобранные в центральной зоне фьорда, сложены в основном алевритистыми пелитами, обычно заключающими прослои песков, алевритов и гравия. Для этих прослоев характерна резкая граница с нижележащими тонкодисперсными осадками и постепенный переход к перекрывающим более мелкозернистым отложениям. В большинстве образцов содержится по одно-

136 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

Таблица 2

Номер пункта отбора и глубина, м	Номер образ- ца	<b>И</b> нтервал колонки, см	Гравий	Песок	Але	еврит и гл	шна	So	Макси- мальная величина зерен, мм
53 (510)	1 2 3 4 5 6	1-7 $7-16$ $16-26$ $26-36$ $46-58$ $67-75$	1,2 1,4 1,8 0,8 0,6	10,0 12,0 13,4 13,9 9,7 9,9	62,8	(90,0) 86,8 85,2 84,3 89,5 89,5	27,2	3,0	1,7 5,6 4,0 4,0 5,6 4,0
78 (490)	1 2 3 4 5 6 7 8 9	0—15 15—22 22—30 30—38 38—48 48—55 55—66 66—75 75—83	0,1 0,3 10,3 9,9 1,8 0,4 0,4 0,7 4,2	2,6 5,0 12,5 13,5 5,4 4,4 6,2 5,7 7,5	55,6 46,2	(97,3) 94,7 77,2 (76,6) 92,8 95,2 93,4 93,6 88,3	41,7 30,4	4,3	2,0 2,0 11,3 8,0 5,6 4,0 2,0 5,6 8,0
38 (408)	1 2 3 4 5 6	0-7 7-13 13-24 24-36 36-48 48-62	1,1 3,9 28,7 39,3 19,5 2,0	11,0 19,5 21,5 7,3 11,4 6,3	64,4	(87,9) 76,6 50,2 53,4 69,1 91,7	23,5	3,0	4,0 5,6 8,0 11,3 11,3 5,6

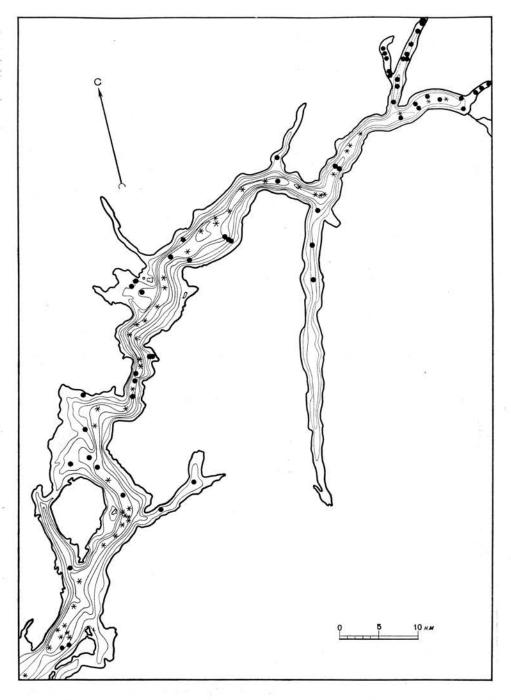
му такому прослою, но встречаются образцы, насчитывающие до трех и более прослоев. Отсутствие четкой верхней границы затрудняет определение мощности прослоев, обладающих градационной слоистостью, но установлено, что она колеблется в пределах 20—50 см. В одной из колонок, отобранных поршневым грунтоносом, мощность прослоя была равна около 100 см.

Поскольку описанные прослои обладают всеми особенностями турбидитов [17], есть все основания предполагать, что они сформированы суспензионными потоками, которые весьма характерны для фьордов и являются важным фактором седиментации в бассейнах этого типа.

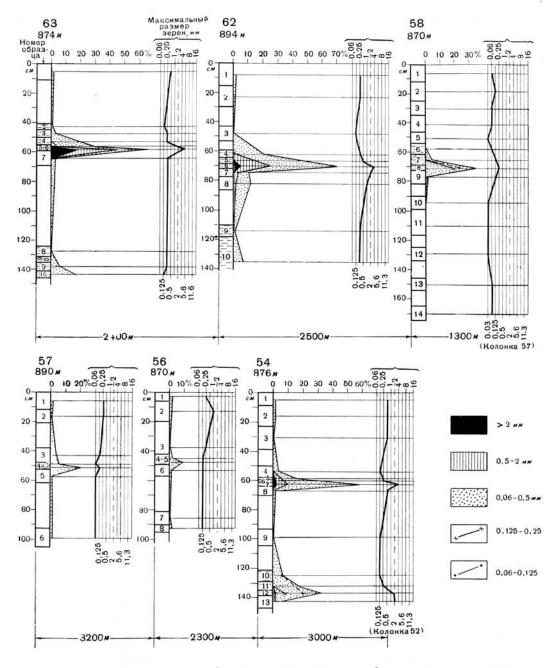
На фиг. 11 показано расположение пунктов отбора грунтовых колонок, содержащих гравийные, песчаные или алевритовые пласты, которые интерпретируются как турбидиты. Интересно отметить, что почти все эти колонки были отобраны в пределах глубоководного осевого трога фьорда.

На фиг. 12 приведены результаты детального анализа структурных особенностей, главным образом гранулометрического состава погребенных осадков, в данном случае относящиеся к образдам, отобранным в Итре-и Индре-Самла-фьорде. В колонках 63—56 в 40—80 см ниже кровли осадочного чехла отмечено присутствие одного четко выраженного крупнозернистого слоя, обнаруживающего отсортированность как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и постепенно утоняющегося на северовосток.

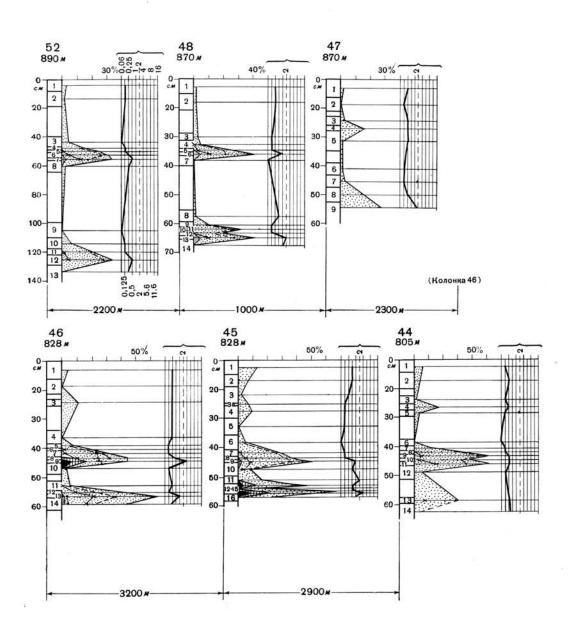
В колонке 54 имеются два слоя с градационной слоистостью, разделенных «нормальными» тонкодисперсными пелитовыми глинами. Верхний из них по сравнению с песчаным слоем колонки 56 характеризуется более грубым гранулометрическим составом и, вероятно, имел дополнительный источник крупнозернистого материала. Два песчаных слоя четко выделяются также



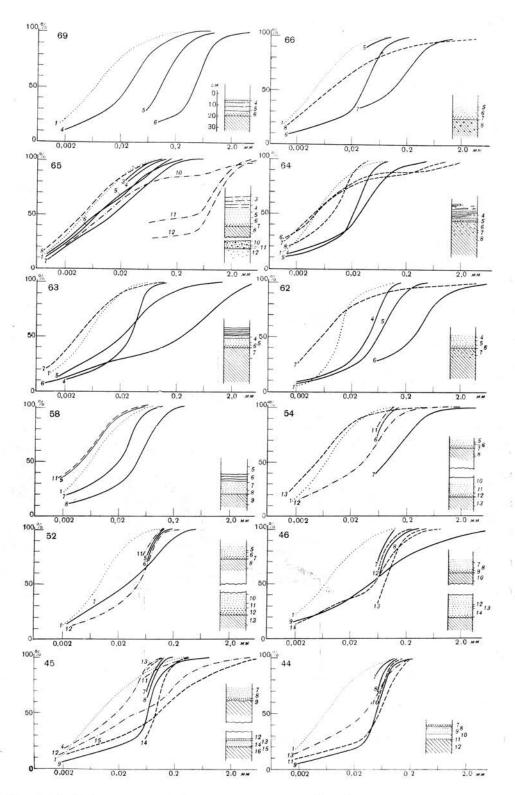
Фиг. 11. Колонки донных осадков с турбидитами (звездочка) и без турбидитов (черный кружок).



Фиг. 12. Структурные особенности осадков грунтовых



колонок из Итре- и Индре-Самла-фьорда.



Фиг. 13. Гранулометрический состав нижних частей турбидитов, осадков, непосредственно их подстилающих, и поверхностных осадков.

Использованы образцы из грунтовых колонок 69—44, Индре- и Итре-Самла-фьорд.

СОВРЕМЕННЫЕ ТУРБИДИТЫ В ХАРДАНГЕР-ФЬОРДЕ

в последовательно расположенных колонках 52, 48 и 47, а в колонках 46, 45 и 44 характер напластования несколько усложняется, тем не менее здесь можно различить три отдельных песчаных слоя.

С целью определения возможности корреляции песчаных пластов, развитых в соседних пунктах отбора проб, было предпринято их детальное исследование.

На фиг. 13 приведены результаты ызучения нижних частей турбидитов, обнаруженных в колонках Итре- и Индре-Самла-фьорда. Последовательность колонок на фигуре соответствует их расположению вдоль центрального желоба фьорда. Результаты определения гранулометрического состава показаны в виде кумулятивных кривых.

Одной из особенностей этих осадков, четко прослеживающейся на диаграммах, является их градационная слоистость. Снизу вверх по разрезу происходит заметное уменьшение размера зерен. Наблюдается также вертикальное изменение отсортированности отложений: плохая отсортированность материала, характерная для базальной части турбидитового пласта,

Таблица 3

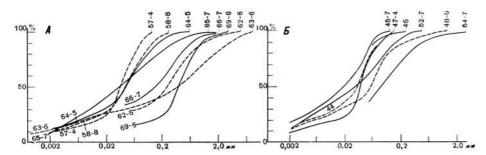
141

		Нижняя часть турб	идита				Верхняя часть	турбид	ита	
Номер ко- лонки	Номер об- разца	Класс осадка и процентное содержание в нем песка	Ма, мм	So	Максималь- ный размер зерен, мм	Номер об- разца	Класс осадка и процентное содержание в нем песка	Ма, мм	So	Максималь- ный размер зерен, мм
69	6	Песок, 80,6	0,4	1,8	2,0	4	Песчанистый пелит, 61,5	0,03	2,7	0,5
66	7	Сильно песча- нистый пе- лит, 59,6	0,15		2,0	6	Сильно песча- нистый пе- лит, 36,7	0,05	2,3	0,5
65	7	То же, 36,0	0,03	4,7	2,0	5	Песчанистый пелит, 27,0	0,02	4,0	0,5
64	5	То же, 35,6	0,04	3,2	2,0	4	То же, 14.8	0.03	2,1	0,25
63	6	Гравийно-пели- товый песок, 48,0	0,4	9,3	5,6	4	То же, 19,6	0,04	2,2	0,25
62	6	Сильно песча- нистый пе- лит, 64,7	0,3	4,4	4,0	4	То же, 20,9	0,04	2,1	0,25
50	0		0.05	2,6	0,25	7	То же, 5,2	0,02	3,1	0,125
58	2	То же, 34,3		2,0				0,02	0,1	
54	8 7 7	То же, 56,9	0,09		4,0	7 5 5	То же, 15,9			0,25
52	7	То же, 33,0	0,03	4,3	0,5	5	То же, 25,4		1	0,125
46	9	Гравийно-пели- товый песок, 36,9	0,05	5,7	4,0	7	Сильно песча- нистый пе- лит, 30,3			0,125
45	9	Сильно песча- нистый пе- лит, 50,5	0,07	1,9	1,0	7	Песчанистый пелит, 28,5			0,125
44	11	То же, 52,3	0,07	2,2	0,25	10	Сильно песча- нистый пе- лит, 36,6			0,25
82	13	Песок, 76,0	0,2	1,8	2.0	11	То же, 36,4			0,25
85	11	То же, 96,1	0,5	1,7	0,5	9	Песчанистый пелит, 23,1	171		0,25
86	9	Гравийно-пели- товый песок, 46,8	0,06		8,0	8	То же, 5,6	4)		0,125
95	11	Гравийный песок, 78,5	0,2	2,0	11,3	9	То же, 20,6			0,125
96	13	Песок, 70,9	0,08	1,4	0,25	12	Сильно песчанистый пелит, 61,6	0,07	16	0,125

142 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

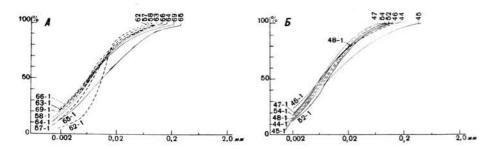
постепенно сменяется нормальной и хорошей в направлении к кровле. Однако отдельные образцы из базальных частей турбидитов могут обнаруживать хорошую отсортированность и даже быть лучше отсортированы, чем вышележащий материал. Некоторые из указанных свойств турбидитов можно проследить в табл. 3.

При сравнении структурных характеристик базальных частей турбидитов в различных колонках выявляется изменение гранулометрического



Ф и г. 14. Гранулометрический состав базальной части турбидитов, обнаруживающей отсортированность по простиранию.

Использованы образцы грунтовых колонок 69—44.

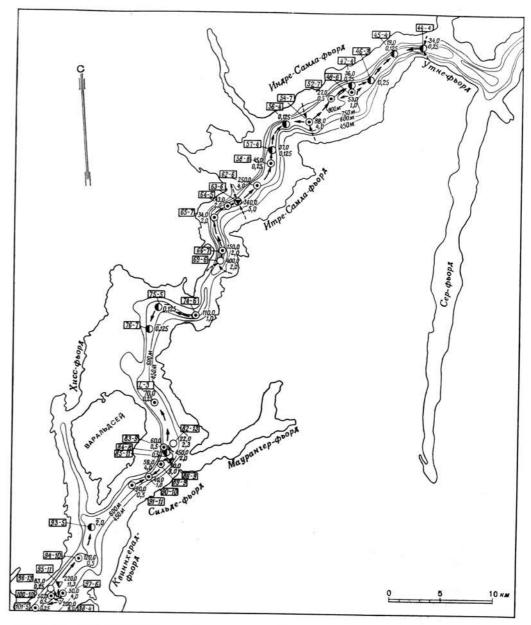


Фиг. 15. Гранулометрический состав поверхностных осадков. Грунтовые колонки 69—44.

состава в горизонтальном направлении, т. е. постепенно уменьшается или увеличивается размер зерен и в какой-то мере последовательно изменяется степень сортировки осадочного материала. Описанные явления прочилюстрированы на фиг. 14, A и B. На фиг. 15 для сравнения приведены кумулятивные кривые гранулометрического состава поверхностных осадков тех же колонок.

## происхождение и направление движения суспензионных потоков

Допуская, что слои, характеризующиеся градационной слоистостью, были образованы суспензионными потоками и что отлагаемый потоками материал становится более тонким по мере увеличения дальности транспортировки, можно, опираясь на результаты изучения структурных особенностей базальных частей этих слоев, в какой-то степени реконструировать направления движения суспензионных потоков. На фиг. 16 показаны структурные параметры базальных слоев верхней серии турбидитов (I) и предполагаемые направления движения суспензионных потоков, которые сформировали эти отложения. Такие же данные приведены на фиг. 17 и 18 для двух других серий турбидитов (II, III), залегающих в более глубоких частях



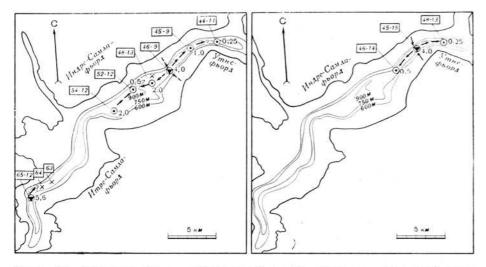
Фиг. 16. Базальная часть турбидитов серии I, развитых в центральном желобе Итреи Индре-Самла-фьорда.

В рамке даны номера колонок и образцов. Стрелками показаны предполагаемые направления движения суспензионных потоков. Остальные обозначения см. на фиг. 7.

144 х. хольтедаль

грунтовых колонок. Фиг. 19, В дает представление о гранулометрическом составе, медианном диаметре частиц, коэффициенте сортировки и максимальном размере обломочных частиц базальной части турбидита I на примере образцов, отобранных на всем протяжении центрального желоба фьорда от Квинихерад-фьорда до Утне-фьорда. Те же признаки поверхностных отложений отражены на фиг. 19, А.

Предполагается, что суспензионные потоки, отлагавшие осадки с градационной слоистостью в различных частях центрального желоба, порождались подводными оползнями и обвалами. Сходное стратиграфическое положение турбидитов серии I в колонках из различных районов фьорда наводит



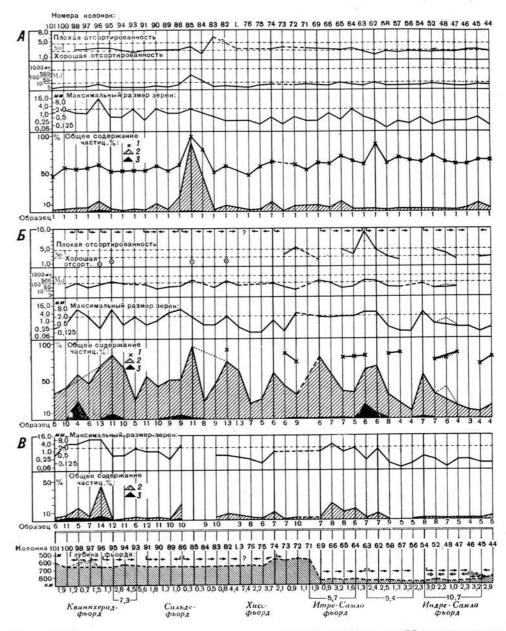
серии II, развитых в центральном желобе серии III, развитых в центральном фьорда.

Крестиками обозначены колонки, в которых вскрыта только кровля турбидитов серии II. Остальные обозначения см. на фиг. 7 и 16.

Ф и г. 17. Базальная часть турбидитов Ф и г. 18. Базальная часть турбидитов желобе фьорда.

Обозначения см. на фиг. 7 и 16.

на мысль, что эти катастрофические смещения осадочных масс повсеместно происходили в одно и то же время и, возможно, были обусловлены толчками землетрясений. Это заключение представляется особенно правдоподобным в тех случаях, когда мы имеем дело с районами развития подводно-оползневых дислокаций, поскольку в большинстве районов не устанавливается прямой связи этих явлений с разгрузкой современной речной сети. В южной части Квиннхерад-фьорда суспензионные потоки, очевидно, зарождались на восточном склоне желоба, западнее острова Снилтведтей (пункты отбора проб 98—94), где нет явных следов аккумуляции осадков. Интересно, однако, отметить, что поверхностные осадки этого участка отличаются песчанистостью и даже содержат гравий, а отложения, подстилающие турбидиты, состоят из грубозернистого, совершенно не отсортированного материала, бесспорно имеющего подводно-оползневой генезис (фиг. 20). Эти аллохтонные образования, содержащие богатую фауну литоральной зоны и крупные комки глин, очевидно, были снесены с крутого западного склона фьорда и пересекли бассейн в направлении, противоположном тому, в каком двигались суспензионные потоки. Однако этот вывод основывается исключительно на данных гранулометрии и может быть подвергнут сомнению. Если же он верен, то следует признать, что после преодоления осевой зоны фьорда подводно-оползневая лавина, сорвавшаяся с западного склона, поднималась на противоположный склон фьорда до высоты почти 100 м.



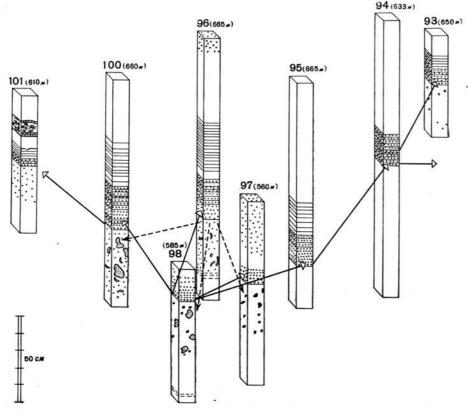
Фиг. 19. Диаграмма изменения гранулометрического состава, коэффициента сортировки, медианного диаметра и максимального размера зерен осадков вдоль центрального желоба Хардангер-фьорда на участке от Квиннхерад-фьорда до Индре-Самла-фьорда. A — поверхностные осадки; B — базальная часть турбидитов; B — осадки, подстилающие турбидиты. Стрелками показаны предполагаемые направления движения суспензионных потоков.

1 — алеврит; 2 — песок; 3 — гравий.

10-691

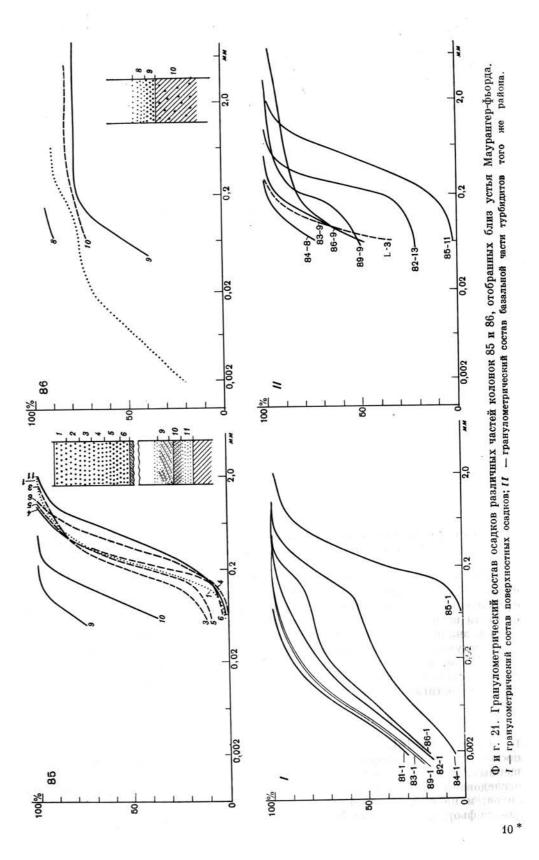
146 Х. ХОЛЬТЕДАЛЬ

Другим местом зарождения суспензионных потоков является восточный склон главного трога неподалеку от устья Маурангер-фьорда (фиг. 21 и 22). Здесь, как и в предыдущем районе, поверхностные осадки представлены крупнозернистым песком. Но в данном случае их образование, как было показано выше, можно связывать с деятельностью реки Аенес. Сами турбидиты, вероятно, обязаны своим происхождением подводным оползням, развивавшимся в местах скопления речного аллювия. Весьма показательно наличие в песках, залегающих у основания турбидной серии I в колонке 85, косой слоистости, указывающей на формирование этой части разреза турбидита в результате перемещения материала по дну.



Фиг. 20. Диаграмма, показывающая оползневые отложения, подстилающие турбидиты. в районе западнее острова Снилтведтей, Квинихерад-фьорд. Стрелками показано направление транспортировки материала.

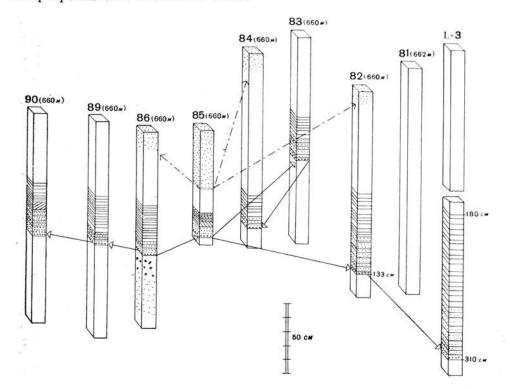
Оползневые явления были развиты и на склонах узкого и относительно мелководного участка главного трога между Итре-Самла-фьордом и Хиссфьордом, давая начало суспензионным потокам, распространявшимся по обе стороны от подводного порога. Расположение оползней, образовавших суспензионный поток, который отлагал материал в месте отбора колонки 69 и далее к северу, с точностью не известно, но вряд ли оно связано с участками разгрузки рек. Предполагается существование в прошлом суспензионного потока, двигавшегося вдоль желоба фьорда от пункта 69 к пункту 63. Однако с этим предположением не увязывается неожиданно хорошая отсортированность материала базальных слоев турбидной серии в пункте 69, вполне сравнимая с отсортированностью тех же осадков в последующих пунктах отбора образцов.



современные турбидиты в хардангер-Фьорде

В районе расположения колонки 63 суспензионный поток вновь пополнялся осадочным материалом, поступавшим с обоих склонов фьорда или, возможно, преимущественно из подводной долины, восходящей к мелководным участкам районов Нордхеймсунд и Эйстезе.

От пункта 63 суспензионный поток распространялся в северо-восточном направлении на расстояние до 9,5 км, отлагая материал, в котором последовательно уменьшался размер обломочных частиц и все более улучшалась отсортированность базальных слоев.

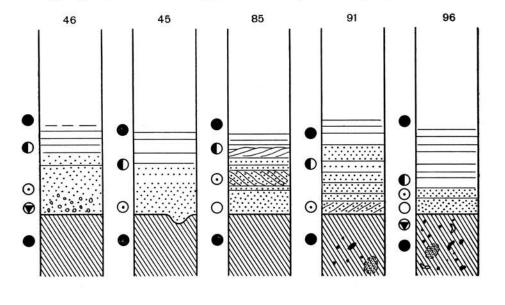


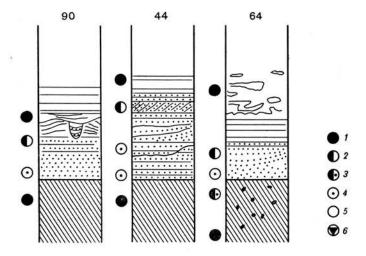
Фиг. 22. Турбидиты и песчаные осадки близ устья Маурангер-фьорда. Стрелками показано направление транспортировки материала.

Еще одним местом проявления подводных оползней являются крутые склоны Индре-Самла-фьорда в районе пункта 54. Здесь зарождался мощный суспензионный поток, длина которого достигла 10,7 км. По мере удаления от места возникновения потока турбидиты, как и в других случаях, становились значительно более мелкозернистыми, а отсортированность их материала улучшалась от плохой до хорошей. Глубина трога в пункте 54 составляет 876 м, а в пункте 45 — только 813 м; это заставляет полагать, что данный суспензионный поток двигался по восходящей плоскости, уклон которой достигал 6,3%.

#### РАЗРЕЗЫ И ТЕКСТУРЫ ТУРБИДИТОВ

Кюнен [15, 16], Боума [3] и другие авторы описали много разновидностей разрезов турбидных серий, как полных, или идеальных, так и сокращенных, лишенных одного или нескольких членов. В процессе наших исследований были выявлены многие из описанных разновидностей турбидитов, и на фиг. 23 представлены основные типы турбидных серий Хардангер-фьорда. В колонке 46 был обнаружен идеальный многослой, в основании которого залегает слой крупнозернистого «мусорного» осадка с градационной слоистостью (гравийно-пелитовый песок), постепенно сменяющийся кверху слоистыми алевритистыми пелитами и лютитами. Базальная часть турбидита колонки 45 представлена хорошо отсортированным песком,



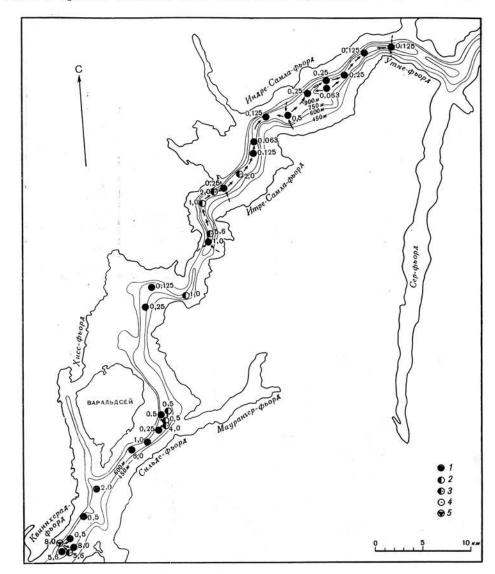


Фиг. 23. Типы турбидитов, развитых в центральном желобе Хардангер-фьорда.

1 — алевритистый пелит; 2 — песчанистый пелит; 3 — песчанистый пелит с гравием; 4 — сильно песчанистый пелит; 5 — песок; 6 — гравийно-пелитовый песок.

постепенно переходящим вверх по разрезу в слоистые пелиты; заполненный песком карман в подошве многослоя, вероятно, представляет собой русло, врезанное нагруженным потоком (load cast). В основании турбидной серии колонки 85 также наблюдается пласт хорошо отсортированного песка, который последовательно перекрывается сначала сильно песчанистым, а затем песчанистым пелитом с косой слоистостью.

В подошве турбидного рассортированного многослоя колонки 91 отмечается несогласное налегание косослоистого сильно песчанистого пелита на подстилающие тонкие лютиты, заключающие комки глин, крупные зерна песка и гравий. Нижняя часть колонки 96 представлена гравийно-пелито-



Фиг. 24. Осадки, непосредственно подстилающие турбидиты серии I. Стрелками показаны направления движения суспензионных потоков. 1— алевритистый пелит: пелитовые частицы (<62.5 мк) >90%, песок (62.5 мк— 2 мм) <5%, гравий (>2 мм) <5%; 2— песчанистый пелит: пелитовые частицы 70-95%, песок 5-30%; 3— песчанистый пелит с гравием <5%; 4— сильно песчанистый пелит: пелитовые частицы 30-70%, песок 30-70%, гравий <5%; 5— гравийно-пелитовый песок: пелитовые частицы 5-65%, песок 30-65%, гравий 5-30%.

выми песками, содержащими наряду с обломочным материалом неорганического происхождения обильный раковинный детрит. Наличие в нем большого количества остатков обитателей литоральной зоны бесспорно свидетельствует об оползневом генезисе хотя бы части этого материала. Граница между этой гетерогенной массой и залегающими выше хорошо отсортиро-

ванными песками выражена весьма четко. Вверх по разрезу пески постепенно замещаются песчанистыми, а впоследствии и алевритистыми пелитами.

Считают, как отмечалось ранее, что подводно-оползневые и перекрывающие их турбидные отложения являются образованиями одного седиментационного эпизода в том смысле, что вслед за оползнями, возникавшими, вероятно, на северо-западном склоне фьорда, на противоположном склоне тотчас же зарождались суспензионные потоки.

Верхняя часть турбидита колонки 90 (фиг. 23) несет следы переработки первичных текстур роющими организмами; в колонке 44 устанавливаются две последовательно расположенные турбидные серии, разделенные поверхностью несогласия, причем верхняя серия характеризуется косослоистой текстурой. Наконец, в колонке 64 можно видеть турбидную серию с сильно нарушенной, перевернутой (convoluted) слоистостью в верхней тонко-пелитовой фазе.

Во многих рассмотренных колонках осадки, непосредственно подстилающие турбидные многослои, представлены алевритистыми глинами, перемешанными с тем или иным количеством (обычно не более 5%) песчаного или даже гравийного материала. Как видно на фиг. 19, В и 24, упомянутые отложения в некоторых случаях обнаруживают связь с осадками базальной части турбидитов и, вероятно, являются подводно-оползневыми. Это прослеживается западнее острова Снилтведтей и неподалеку от устья Маурангер-фьорда. Далее к северо-востоку, однако, подобные «тиллоидные» образования залегают не под грубозернистыми турбидитами, что подчеркивает единство мест зарождения оползневых движений и суспензионных потоков, а подстилают более тонкие осадки завершающей фазы турбидной серии. Взаимоотношения их с перекрывающими турбидитами в этих случаях недостаточно ясны.

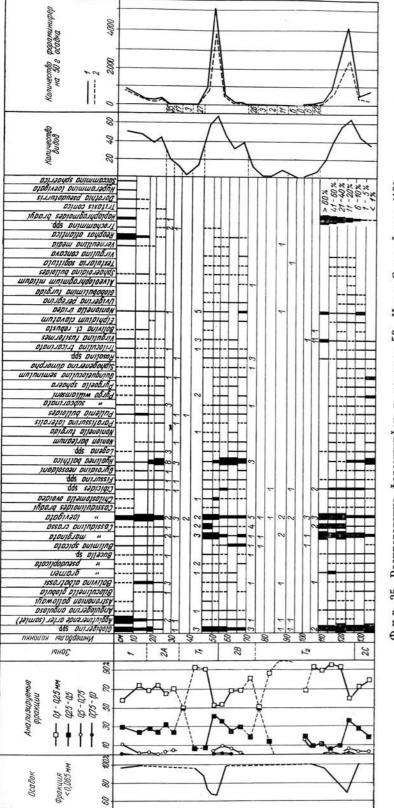
#### ФОРАМИНИФЕРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ

Фауна фораминифер в рассмотренных нами разрезах донных отложений Хардангер-фьорда изучалась Риисе [19]. Результаты этих исследований будут опубликованы отдельно, но, поскольку они представляют большой интерес для познания турбидитов, некоторые из полученных данных мы приводим на фиг. 25.

В колонке 52, отобранной с глубины 890 м в Индре-Самла-фьорде, имеются два песчаных пласта с градационной слоистостью, разделенных слоем алевритистых пелитов. Фауна в них отличается значительно большим видовым разнообразием и многочисленностью, чем в более мелкозернистых отложениях. В обоих пластах наблюдается рассортированность фораминифер в соответствии с гранулометрической размерностью осадков. Так, в верхней части турбидной серии І преобладают (90%) раковины диаметром менее 0,25 мм, в то время как в ее основании более 50% раковин имеют размер более 0,25 мм. Сортировка по видовому составу выражается в преобладании в нижней части разреза вида Hyalina balthica, а в верхней — Cassidulina crassa. В турбидном многослое ІІ также отмечается гранулометрическая и таксономическая рассортированность фораминифер: в нижней части разреза здесь преобладает Hyalina balthica, а в верхней — Nonionella iridea и Virgulina schreibersiana.

Различие в фаунистических комплексах турбидитов и автохтонных частей разреза буровых колонок в основном количественное. Однако встречаются виды фораминифер, присущие почти исключительно турбидитам.

Состав известных фаунистических комплексов не дает возможности точно определить глубины в местах первоначального захоронения фораминифер, однако отсутствие наиболее мелководных форм, пожалуй, исклю-



[19] Индре-Самла-фьорд Распределение 25. r. И 0

СОВРЕМЕННЫЕ ТУРБИДИТЫ В ХАРДАНГЕР-ФЬОРДЕ

153

чает глубины менее 50-100 м. Более того, широкое распространение в турбидитах вида *Bulimina marginata* может указывать на то, что турбидиты питались осадочным материалом с глубин 100-300 м.

#### выводы

В течение последнего ледникового периода весь район Хардангер-фьорда находился под ледяным покровом, но, насколько далеко в море распространялся край ледника во время максимального его развития, неизвестно. Лед заполнял фьорд как в стадию материкового оледенения, так и в последующую стадию долинного оледенения, выпахивая ложбину фьорда и одновременно формируя в ней ледниковые отложения. Вряд ли в фьорде сохранились осадки межледниковых и ледниковых стадий, предшествовавших последнему оледенению. Потепление климата, особенно сильное после так называемой позднедриасовой стадии оледенения, привело к интенсивному таянию льда и, вероятно, быстрому отступанию фронта долинного ледника, в результате которого значительная часть основной ложбины фьорда освободилась из-под ледникового покрова. За это время в фьорде было отложено огромное количество обломочных образований. В частности, в приустьевых частях многих боковых фьордов образовались значительные массы дельтовых отложений, состоящих из флювиогляциальных песков и гравия и во многих случаях представляющих собой перигляциальные накопления; в настоящее время они слагают высокие террасы с более или менее изрезанной поверхностью, возвышающиеся во внутренних районах фьорда более чем на 100 м над уровнем моря. Во время интенсивного таяния ледника в фьорде отлагалось, кроме того, большое количество тонкого осадочного материала. Морские глинистые отложения этого генезиса, залегающие ныне выше уровня моря, например в районе Оса, близ Бергена, были описаны Хольтедалем [12]. Настоящее исследование осадков Хардангер-фьорда, хотя и охватывающее лишь небольшой интервал осадочного разреза, свидетельствует о том, что подводно-оползневые явления и суспензионные потоки играли важную роль в транспортировке осадочного материала. Вопрос о количественном соотношении аллохтонных и автохтонных частей разреза грунтовых колонок, отобранных в центральном желобе фьорда, в работе специально не ставился, однако несомненно, что турбидиты, включая пачки тонкого пелитового материала, составляют значительную их долю. Весьма вероятно поэтому, что в начале последеникового времени, в условиях интенсивной седиментации и постоянного понижения (в результате изостатических опусканий) базиса эрозии, были широко развиты явления подводного оползания осадков. Предполагается, что заполнение центрального желоба фьорда материалом, транспортируемым сюда суспензионными потоками и в результате оползневых явлений, имело большое значение на протяжении всего послеледникового периода вплоть до настоящего времени. Согласно данным непрерывного сейсмического зондирования [6], мощность осадков в осевом желобе главной ложбины близ Нордхеймсунда колеблется в пределах 85-140 м. Если принять, что за последние 10 000 лет накопилось примерно 100 м осадков, то средняя скорость седиментации должна быть равна 1 см/год. Учитывая, что приблизительно половина осадочного разреза была сформирована подводными оползнями и суспензионными потоками, можно легко подсчитать, что скорость накопления собственно «пелагических» осадков фьорда в среднем составляет 0,5 см/год.

Некоторые из колонок, отобранных с обоих склонов фьорда, содержат пачки крупнозернистого материала, который по текстурным признакам классифицировался как ледниково-морские образования, или, другими словами, подводные тиллиты. Эти отложения подобны тем неоднородным грубым осадкам, которые подстилают в некоторых колонках турбидиты

154 х. хольтедаль

и рассматриваются как подводно-оползневые накопления. Оползание несортированных тиллитов способствовало возникновению суспензионных потоков, несущих весьма разнозернистый материал. Оползание более сортированного грубого материала не всегда вызывало образование суспензионных потоков. В этом случае оползни перемещались на небольшие расстояния по дну, транспортируя осадочный материал волочением, как это было установлено близ устья Маурангер-фьорда. В других случаях они захватывали встречавшийся на пути тонкий осадок, превращаясь в суспензионные потоки. Возможно, именно эти различия первичного осадочного материала, вовлеченного в оползание на подводных склонах, могут объяснить наличие ряда разновидностей текстур, характерных для базальных частей турбидных серий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. A arthun K. E., 1961. Submarine daylight in a glacier-fed Norwegian fjord. The

Natural History of the Hardanger-fjord, Sarsia, 1, 7—20.

2. Bennett L. C., Jr., Savin S. M., 1963. Studies of the sediments of parts of the Ytre Samlafjord with the continuous seismic profiler. The Natural History of the

Hardangerfjord, Sarsia, 14, 79—94.

3. Bouma A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits, Amsterdam, 1—168.

4. Bruun A. F., Brodie J. W., Fleming C. A., 1955. Submarine Geology of Milford Sound, N.Z. Jl. Sci. Technol. Sect. B, 36, 397—410.

5. Brårud T., 1961. The natural history of the Hardangerfjord, Sarsia, 1, 3—6.

- 6. Cone R. A., Neidell N. S., Kenyon K. E., 1963. Studies of the deepwater sediments with the continuous seismic profiler. The Natural History of the Har-
- dangerfjord, Sarsia, 14, 61-78.

  7. Cotton C. A., 1942. Climatic accidents in landscape-making, London, 1-354.

  8. Drygalski E., von, 1897. Grönland-Expedition der Gesellschaft f. Erdk. 1891-1893, Berlin, 1, 430-443.

9. Grant Gross M., Gucluer S. M., Creager J. S., Dawson W. A., 1963. Varved marine sediments in a stagnant fjord, Science, 141, 3584.

- 10. Holtedahl H., 1955. On the Norwegian continental terrace, primarily outside Möre - Romsdal: its geomorphology and sediments, Univ. Bergen Arb. naturv. r.,
- 11. Holtedahl H., 1960. Mountain, fjord, strandflat; geomorphology and general geology of parts of western Norway. Guide to excursions no. A6 and no. C3 Int. geol. Congr. XXI Session, Norden.

  12. Holtedahl H., 1964. An Alleröd fauna at Os, near Bergen, Norway, Norsk.

geol. Tidsskr., 44, 315-322.

Jerlov N. G., 1953. Influence of suspended and dissolved matter on the transpa-

rency of sea water, Tellus, 5, 59—65.

14. K o l d e r u p N. H., 1960. Hardanger and Sogn., in Sömme A., Vestlandet Geographical Studies (Skr. Norges Handelshogskole), Geogr. Avh., 7, 9—16.

15. K u e n e n P h. H., 1953. Significant features of graded bedding, Bull. Am. Ass.

Petrol. Geol., 37, 1044-1066.

16. Kuenen Ph. H., 1953. Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain, Verh. Kgl. Nederl. Akad. Wet., 20, 1-47.

17. K u e n e n Ph. H., H u m b e r F. L., 1964. Bibliography of turbidity currents and turbidities, Devs Sedim., 3, 222-246.
18. Pickard G. L., 1956. Physical features of British Columbia inlets, in Ocean floors around Canada, Proc. Trans. R. Soc. Can., 50 [3], 897-901.

19. Riise O., 1964. Senkvartære ökostratigrafiske soner og turbiditter i Hardangerfjorden, belyst ved foraminiferer, Cand. real unpubl. thesis, Univ. Oslo.

20. Ström K. M., 1936. Land-locked waters, Norske Vit. Ak. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 7, 1-85.

21. Ström K. M., 1939. Land-locked waters and the deposition of black muds. in Trask et al., 1939, Recent marine sediments, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 4, 356-372.

22. S'ælen O. H., 1962. The hydrographical observations 1955-1956. The Natural History of the Hardangerfjord, Sarsia, 6, 1-25.

23. Toom bs R. B., 1956. Some characteristics of Bute Inlet Sediments, Proc. Trans.

R. Soc. Can., 50 [3]. Trask P. D. (ed.), 1932. Origin and environment of source sediments of petroleum, Houston, Texas, 1-323.
Trask P. D., et al., 1939. Recent marine sediments, Soc. Econ. Paleont. Miner.

Spec. Publ., 4.

## Седиментация в северо-западной части Адриатического моря

Л. ван Стратен

### **ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1962 г. в Адриатическом море проводила исследования морская теологическая экспедиция. Образцы донных осадков были отобраны в 360 пунктах, разбросанных по всей территории морского бассейна, за исключением территориальных вод Югославии и Албании. Полученные эхограммы покрывают общее расстояние 6000 км.

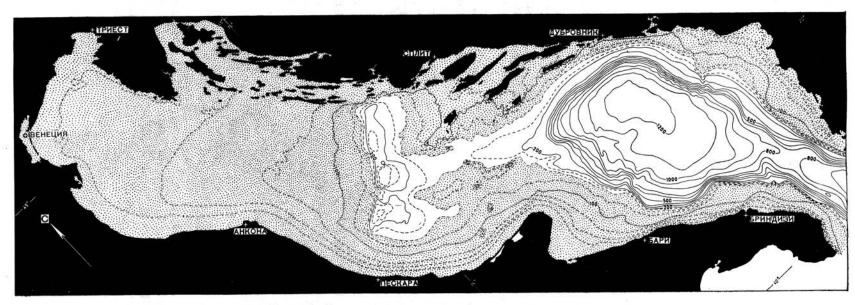
В геоморфологическом отношении Адриатическое море может быть разделено на три зоны (фиг. 1). Внутренняя часть юго-восточной наиболее глубоководной зоны образует небольшую абиссальную равнину, лежащую на глубине свыше 1200 м [6]. Центральная зона, глубина которой не превышает 275 м, состоит из бассейнов, разделенных подводными хребтами. Северо-западная зона моря заполнена осадками, и глубины здесь не превышают шельфовых. Гравиметрические и магнитометрические данные свидетельствуют о том, что структуры, отраженные в рельефе дна центральной зоны морского бассейна, продолжаются под покровом шельфовых осадков в его северо-западную часть. В настоящей статье рассматривается главным образом именно эта северо-западная шельфовая зона Адриатического моря. Данные о прилегающих районах центральной зоны используются только в той степени, в какой это необходимо для понимания условий образования окраинных частей шельфа.

## ОБЩИЙ ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

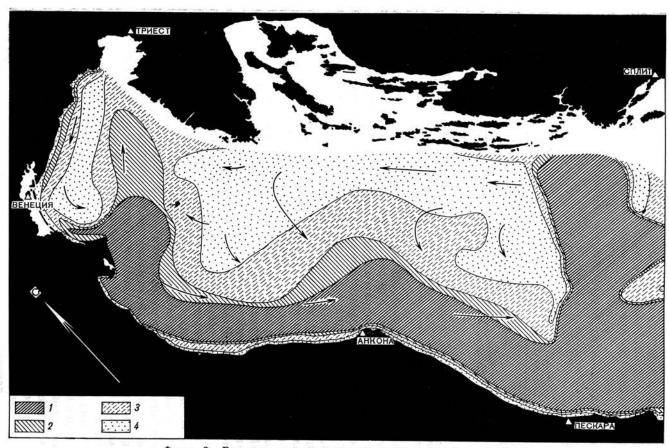
Гранулометрические анализы образцов к настоящему времени еще не выполнены. Карта распространения различных типов донных осалков (фиг. 2) построена на основании макроскопического изучения отдельных образцов и дополнительных сведений, почерпнутых из навигационных карт. Хотя точные результаты гранулометрических анализов, когда они будут получены, обязательно повлекут за собой множество мелких изменений в положении литологических границ на этой карте, общий характер распространения осадков на ней можно считать достаточно достоверным.

Основной особенностью распространения осадков является приуроченность илистых отложений к широкому поясу вдоль итальянского берега и преобладание песков на остальной части шельфа. Пески были принесены в позднеплейстоценовое время, главным образом реками. Затем они полверглись перераспределению в результате процессов, происходивших в море в конце плейстоцена и начале голоцена, когда рассматриваемая территория была затоплена водами трансгрессирующего бассейна. Основным фактором, вызывавшим перераспределение осадков, была, видимо, волновая пеятельность в прибрежной зоне. Во время перераспределения и впоследствии к пескам примешивались раковины морских моллюсков и другие органические остатки.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> L. M. J. U. van Straaten, Sedimentation in the north-western part of the Ad: iatic Sea.



 $\Phi$  и г. 1. Батиметрическая карта Адриатического моря. Сечение изобат в метрах.



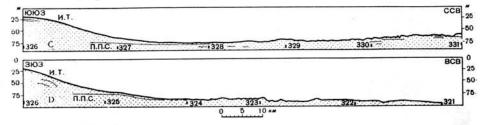
Фиг. 2. Распространение различных типов донных осадков.

Стрелками показаны усредненные направления поверхностных течений (заимствовано из работы[1]). Пункты отбора образцов см. на фиг. 5 и 6.

1 — илы; 2 — песчанистые илы; 3 — илистые пески; 4 — пески.

Илы в основном приносятся морскими течениями, и в настоящее время они все еще продолжают отлагаться. Вдоль берега они формируют мощный пласт, залегающий на поверхности более древних песков и образующий прибрежный пояс илов. Отражения от границы илов и песков, зафиксированные на эхограммах, указывают на выклинивание этого пласта по направлению к центральным частям бассейна (фиг. 3). В зоне уменьшенной мощности близ линии выклинивания литологические различия между илами и подстилающими отложениями совершенно исчезают. Илы в этой зоне в результате жизнедеятельности роющих организмов перемешаны с песками. Здесь в направлении от берега к внутренним частям морского бассейна

Л. ВАН СТРАТЕН



Фиг. 3. Разрезы шельфа по данным эхолотирования вдоль линий C и D (см. фиг. 9). Координаты пунктов: 326: 43°25,6′ с. ш., 13°49,7′ в. д.; 331: 44°20,5′ с. ш., 14°16,7′ в. д.; 321: 43°39,8′ с. ш., 15°03,8′ в. д. И. Т.— иловая терраса, П. П. С.— поверхность плейстоценовых песков.

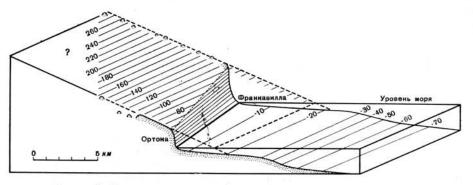
устанавливается постепенный переход от слабо песчанистых илов к слабо глинистым пескам. Таким образом, хотя интенсивность отложения илов резко уменьшается от оси илового пояса внутрь моря, оно все же происходит даже в области, где преобладает отложение песков (фиг. 2). Во многих местах этой области донные осадки содержат небольшое количество лютита. Частьлютита, видимо, отлагалась в виде фекальных комочков илоядных организмов, таких, например, как многие виды моллюсков.

Различия в скорости отложения илов вдоль берегов Италии, с одной стороны, и в центральных и восточных частях шельфа — с другой, тесно связаны с различиями в интенсивности приноса тонкого материала реками и общей картиной циркуляционных течений в Адриатическом море. Основные направления течений — северо-западное у берегов Югославии и юговосточное у побережья Италии (см. стрелки на фиг. 2). Вдоль берегов Югославии в море впадает всего несколько рек, и приносимое ими количество обломочного материала невелико, так как дренируемая этими реками территория сложена с поверхности главным образом известняками. Поэтому воды северо-западных течений обычно очень чистые. В то же время с берегов Италии в море сносится огромное количество обломочного материала, в первую очередь водами реки По, а также многочисленными потоками, стекающими с восточных склонов Апеннин. Соответственно и воды в этой части моря гораздо богаче взвешенными илистыми частицами.

Вблизи полуострова Истрия значительная часть вод, движущихся к северо-западу вдоль побережья Югославии, отклоняется в сторону Италии. Только небольшое их количество поступает в самую северо-западную часть-Адриатического моря, расположенную между дельтой По и Триестским заливом. Здесь существует более или менее самостоятельная система циркуляции вод с течениями, движущимися к юго-западу вдоль итальянского побережья и обратно через море от дельты По в направлении Триеста. Такая ориентировка течений в этой части моря явилась причиной образования языковидного пласта песчанистых илов, протягивающегося от дельты реки По к северо-востоку (фиг. 2). Большая часть илистого материала, поступающего с водами реки По, не отлагается в непосредственной близости от дельты, а выносится в южном направлении.

#### подводная иловая терраса

Илистый материал, транспортируемый вдоль побережья Италии к югу и юго-востоку от дельты По, отлагается на внешнем склоне субаквальной террасы (фиг. 3, 4). Эта терраса может быть прослежена от окрестностей города Римини, расположенного на полпути между дельтой По и городом Анкона, по крайней мере до мыса Гаргано (приблизительно 42° с. ш. и 15° в. д.). Ширина террасы различна — расстояние от берега до изобаты 20 м изменяется от 2 до 20 км. Напротив, глубина края террасы, или, точнее, зоны максимальной кривизны ее поверхности между пологим склоном верхней части и более крутым склоном ее нижней, внешней части, довольно постоянна. В большинстве участков она составляет 22—25 м. Небольшое



Фиг. 4. Блок-диаграмма побережья около города Пескара. Изолинии в метрах.

увеличение глубин до 30 м наблюдается только в тех местах, где терраса сужается. Можно полагать, что постоянство этой глубины обусловливается каким-то образом волновой активностью. Однако зона отложения илов не ограничивается исключительно крутым фронтальным склоном террасы. Меньшее количество илистого материала с высоким процентным содержанием частиц >2 мк отлагается также в ее верхней части.

Наряду со смещением края террасы в сторону моря, что обусловлено процессом осадконакопления, терраса наращивалась также в противоположном направлении благодаря эрозии берегов. Местами, например между городами Ортона и Франкавилла, непосредственно к юго-востоку от города Пескара (фиг. 4), наблюдается закономерная связь между высотой берега и шириной террасы. На этом участке берег сложен приподнятыми и, возможно, наклонно залегающими морскими отложениями раннеплейстопенового возраста. В основании берегового склона залегают глинистые поролы, которые сменяются прибрежными и речными конгломератами, приуроченными к его верхней части. Конгломераты образуют поверхность равнины. которая погружается к югу с уклоном 17 м/км. Таким образом, можно сделать вывод, что под действием эрозии береговая линия сместилась в сторону суши на расстояние несколько километров. Столь значительная эрозия вряд ли могла явиться результатом процессов, происходивших в литоральной зоне в течение тех нескольких тысяч лет, когда уровень моря был таким же или приблизительно таким же, как в настоящее время. Вероятно, отступание берега и, следовательно, образование внутренних частей террасы происходили в течение длительного промежутка времени начиная с раннеплейстоценовой межледниковой эпохи, характеризовавшейся относительно высоким стоянием уровня моря. В этой связи интересно заметить, что на четырех разрезах через центральные и внешние участки террасы на эхограммах были получены отражения от глубоко залегающей, перекрытой

молодыми осадками поверхности, морфологические особенности которой позволяют установить очертания более древней террасы, расположенной ниже современной поверхности дна (фиг. 3). По-видимому, эта погребенная поверхность имеет плейстоценовый возраст. Следовательно, период формирования не только внутренних, эрозионных частей террасы, но и ее внешних, аккумулятивных частей может быть отнесен к плейстоценово-голоценовому времени.

## РЕЛЬЕФ ПЕСЧАНОГО ШЕЛЬФА

Морское дно в зонах быстрого отложения илов обычно совершенно плоское, тогда как на территории, расположенной за поясом илов в сторону открытого моря, где донные осадки представлены песками, рельеф значительно менее выровнен и включает невысокие поднятия и мелкие депрессии (фиг. 3). Такой рельеф мог сформироваться в субаэральных условиях. Однако большинство существовавших ранее мелких топографических неровностей полжно было быть уничтожено эродирующим действием волн, когда земная поверхность погружалась под уровень моря. Волновая эрозия могла уменьшить первоначальные поднятия поверхности суши по крайней мере на несколько метров. Те участки, где осадки были относительно более устойчивыми к эрозии или где волновая активность была меньше, сохранились в виде поднятий морского дна. Таким образом, во многих случаях существующий рельеф морского дна может быть обязан своим возникновением скорее различиям в воздействии волновой эрозии, чем характеру более древнего рельефа суши. Конечно, действие волн не могло быть исключительно эродирующим, поскольку местами оно должно было обусловливать и аккумуляцию осадков.

Время формирования основных черт как эрозионного, так и аккумулятивного рельефа, генетически связанного с воздействием волн, во всех случаях ограничено главным образом первой стадией трансгрессии моря, когда глубины бассейна были небольшими и колебания воды у морского дна — достаточно интенсивными для перемещения донных осадков. После этой стадии дальнейшее заметное расчленение рельефа происходить не могло ввиду отсутствия достаточно интенсивных движений воды какого-либо иного характера. Упоминавшиеся выше полупостоянные течения относительно слабы, а существование в этом районе приливно-отливных течений не доказано. Признаков сильных морских течений в северо-западной части Адриатического моря, например крупных знаков ряби, нигде не отмечено 1.

Не вызывает сомнения, что разрушающее воздействие волн на древний рельеф рассматриваемой территории явилось одной из причин столь небольшого количества следов, оставленных на шельфе плейстоценовой рекой По. Действительно, в пределах современного шельфа эта река должна была быть мощной водной артерией, намного превышающей нынешнюю реку По, что определялось гораздо большей дренируемой площадью и, вероятно, большим количеством выпадавших осадков. Однако на других шельфах земного шара в некоторых случаях сохраняются хорошо выраженные речные долины, затопленные морскими водами. Примером такой затопленной долины является канал Гудзон вблизи Нью-Йорка, который отчетливо выделяется, несмотря на то что волновая эрозия здесь также должна была быть постаточно активной. На большинстве шельфов воздействие волн было, вероятно, даже более сильным, чем в небольшом бассейне Адриатического моря. Существование или отсутствие подобных каналов может быть обусловлено в значительной мере крутизной более глубоких частей поверхности шельфа, которые представляли собой прибрежную зону в плейстоцене, когда

уровень моря был более низким, чем в настоящее время. На шельфе, гле находится канал Гудзон, средний уклон дна в пределах глубин от 50 до 100 м составляет 1 м/км. В северо-западной части Адриатического моря на тех же глубинах средний уклон дна, измеренный вдоль его длинной оси, составляет всего лишь 0,45 м/км. В то время как река Гудзон в пределах шельфа выработала глубокую долину, которая не могла быть полностью выровнена морем, глубина вреза, образованного рекой По. была невелика.

СЕДИМЕНТАЦИЯ В АДРИАТИЧЕСКОМ МОРЕ

#### МОЩНОСТЬ ПЕСЧАНЫХ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА

Под влиянием эродирующей деятельности волн вдоль отступающего берега на дне моря отлагались осадки, представленные относительно грубозернистыми песками. Они перемешивались с остатками скелетов морских организмов и в настоящее время залегают в виде почти непрерывного пласта, перекрывающего более древние слои. Эти отложения, представленные переработанными песками, в дальнейшем рассматриваются как «шельфовые пески», однако в этот термин не включаются песчаные осалки. отлагающиеся в настоящее время в пределах прибойной зоны вдоль современных

Мощность шельфовых песков, иногда смешанных с современными илами. в целом небольшая. На шельфе в северо-западной части моря в пределах морского края иловой террасы на глубинах 20-100 м было получено 55 колонок кернов. В 29 случаях подстилающие образования были встречены на глубинах от 1 до 40 см. Эти более древние отложения сформированы частично наземными и прибрежными осадками, например песками с примесью гумусового материала, торфом и лагунными глинами 1. В других местах они имеют морское происхождение, представлены мелкозернистыми песками и алевролитами, отлагавшимися недалеко от берега, вероятно, на глубинах 10-20 м, и по своей структуре резко отличаются от относительно грубозернистых шельфовых песков.

По-видимому, существует взаимосвязь между средней мощностью шельфовых песков и песков с примесью илов и глубиной шельфа. На глубинах 20-40 м подстилающие отложения вскрыты в 63% колонок грунта; средняя мощность шельфовых осадков по данным этих кернов составляет 16 см. На глубинах 70-100 м подстилающие отложения вскрыты в 31% случаев, и средняя глубина их залегания под шельфовыми осадками около 27 см.

## РАКОВИНЫ НАЗЕМНЫХ, ПРЕСНОВОДНЫХ И СОЛОНОВАТОВОДНЫХ моллюсков

Многие из образцов песчаных шельфовых отложений содержат раковины наземных, пресноводных и солоноватоводных моллюсков (фиг. 5). Двалцать таких образцов отобраны в пунктах, где подстилающие континентальные и прибрежные образования обнаружены в колонках керна на небольшой глубине. Найденные здесь раковины не принадлежат, очевидно, современным организмам, скелеты которых были занесены с берега. Подобное аллохтонное происхождение органических остатков отмечено лишь в нескольких местах поблизости от береговой линии. В этом случае они выглядят совершенно свежими и принадлежат исключительно гастроподам. Такие раковины могли приобрести плавучесть благодаря пузырькам воздуха, попавшим в обороты их спиралей. Напротив, поверхность неморских раковин, встреченных в шельфовых песках, часто несет следы выветривания в субаэральных условиях; часть этих органических остатков представлена створками пелеципод, не способными плавать ни при каких обстоятельствах.

<sup>1</sup> Они имеются, однако, значительно южнее, на шельфе у берегов Югославии.

<sup>1</sup> Максимальная глубина, на которой был обнаружен торф, примерно на середине расстояния между городом Анкона и побережьем Югославии составляет 74 ж.

Распространение раковин моллюсков (кр. Мелкими точками пог 5 i

СЕДИМЕНТАЦИЯ В АДРИАТИЧЕСКОМ МОРЕ

163

На фиг. 5 видно, что раковины наземных и пресноводных моллюсков не обнаружены на глубинах свыше 80 м. На глубине 80—100 м встречаются только остатки солоноватоводных животных, а на еще больших глубинах все раковины принадлежат исключительно представителям открытого моря 1.

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЖИВЫХ МОЛЛЮСКОВ

Часть осадка объемом 1 л из каждой донной пробы немедленно после подъема на борт судна просеивалась через сито с ячейками 0,5 мм. Материал >0,5 мм заливался спиртом. Таким образом исследовалось соотношение между распространением живых и отмерших организмов. В Адриатическом море подавляющее большинство макроорганизмов, образующих твердые скелеты, представлено моллюсками.

Распространение живых моллюсков, раковины которых крупнее 2.5 мм. показано на фиг. 6. Они встречаются, по-видимому, в гораздо большем количестве в мелководных зонах близ берега, чем на удаленных в сторону открытого моря участках. В 115 пунктах, показанных на фиг. 6, где глубины изменяются в пределах 7-30 м, среднее количество таких раковин в каждом литре донного осадка составляет 5,77. На глубинах 30-60 м (по данным 55 пунктов наблюдения) эта величина уменьшается до 0.92. а на глубинах 60-150 м (по данным 60 станций) она равна всего 0,25. Вероятно, преимущественная концентрация крупных раковин на близких к берсту мелководных участках морского бассейна является прямым следствием относительного богатства в этих условиях пищевых ресурсов, которое связано с высоким содержанием имеющихся в воде питательных веществ и проникновением света на такие глубины. В обстановке мелководья при достаточной чистоте воды солнечный свет, проникая до дна моря, обусловливает пышное развитие донной флоры — пищевой основы морской фауны. Концентрация питательных веществ, благоприятствующая развитью как понной флоры, так и фитопланктона, особенно высока в близких к берегу мелководных участках моря. Именно эти участки обильно снабжаются питательными веществами вследствие приноса их реками и посточнного перемешивания придонных слоев воды и донных илов под воздействием волн.

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАКОВИН ОТМЕРШИХ МОЛЛЮСКОВ

Распространение раковин отмерших моллюсков резко отличается от распространения живых представителей этого типа. Достаточно сказать, например, что шельфовые пески, в которых живые моллюски встречаются в весьма ограниченном количестве, очень богаты раковинами отмерших экземпляров этих животных. Это объясняется крайне медленным отложением неорганического материала. В течение многих тысячелетий, когда песчаные отложения еще не были перекрыты илами, они постепенно обогащались органическими остатками, несмотря на слабое развитие донной жизни и низкие темпы образования биогенного материала.

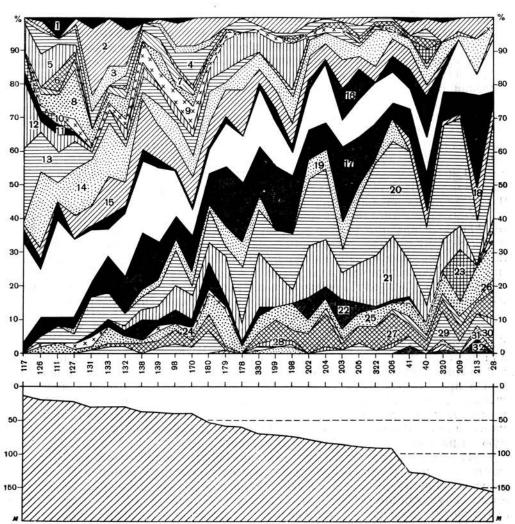
Можно было бы предположить, что на любом участке шельфа большинство раковин моллюсков отложилось за короткий промежуток времени непосредственно после того момента, когда этот участок территории был затоплен морскими водами. Поскольку в этот период глубина моря оставалась еще небольшой, скорость образования биогенного материала могла

¹ В образцах, взятых со дна глубоководной северо-восточной части Адриатического моря, отличающейся замедленным темпом осадконакопления, было встречено несколько раковин наземных и пресноводных гастропод. Очевидно, они были занесены так далеко от берега благодаря пузырькам воздуха, попавшим в раковины и обеспечившим их плавучесть.



живые моллюски не обнаружены которых крупнее 2,5 мм, по определению х осадка. 4 экземпляра; мелкие точки Распространение живых моллюсков, раковины к образцах Черные квапраты - более 4 экземпляров; черные кружки 6. Фиг.

СЕДИМЕНТАЦИЯ В АДРИАТИЧЕСКОМ МОРЕ



Фиг. 7. Процентное распределение моллюсков крупнее 2,5 мм в однолитровых образцах илистых песков (верхняя часть диаграммы) в зависимости от глубины моря (нижняя часть).

Homepa 1—32 на диаграмме обозначают следующие виды или группы видов: 1. Calliostoma-Cantharidus, Gibbula. 2. Turritella communis, T. triplicata. 3. Nassarius pygmaeus. 4. Leda pella-5. Pecten glaber. 6. Divaricella divaricata. 7. Cardium papillosum. 8. Cardium scabrum. 9. Pitar rudis. 10. Venus gallina. 11. Venerupis rhomboides. 12. Abra alba. 13. Angulus donacinus, A. pulchellus. 14. Corbula gibba. 15. Pecten operculalis. 16. Calyptraea chinensis. 17. Nucula nucleus, N. sulcata. 18. Abra longicallus. 19. Abra prismatica. 20. Venus ovata. 21. Cardium minimum. 22. Murtea spinifera. 23. Cardita aculeala. 24. Ostrea, Pycnodonta. 25. Anomia ephippium, A. squamula. 26. Pecten clavatus. 27. Propeamussium simile. 28. Propeamussium incomparabile. 29. Leda commutata. 30. Nucula ageensis. 31. Nassarius prismaticus. 32. Птероподы, гетероподы.

быть очень высокой по сравнению с более поздним временем. Однако результаты количественных анализов ассоциации раковин моллюсков убеждают в том, что такое предположение неверно. На фиг. 7 показано процентное распределение раковин моллюсков крупнее 2,5 мм в серии образцов, отобранных на территории, которая на фиг. 2 выделена как зона развития илистых песков. Состав ассоциации постепенно изменяется с увеличением глубины моря. Хотя раковины тех видов, которые широко развиты в мелководных зонах, встречаются также и в более глубоких частях морского шельфа, их количественное содержание здесь значительно более низкое по сравнению с видами, характерными для относительно глубоких вод.

166 Л. ВАН СТРАТЕН

Подобное соотношение свидетельствует о том, что относительно глубоководные условия, существовавшие в течение длительного периода времени, в большей степени определили количество биогенного материала и видовой состав захороненного палеонтологического сообщества, чем кратковременная стадия преобладания мелководной обстановки, благоприятствующей высокой скорости биогенной седиментации.

Было бы интересно выяснить, действительно ли низкая скорость осадконакопления в относительно глубоководных условиях, о которой свидетельствуют анализы донных проб, может исчерпывающе объяснить столь большое количество раковин отмерших моллюсков, встреченных в песчаных шельфовых осадках. В 34 образцах, отобранных из этих песков с глубин от 50 до 150 м в северо-западной части Адриатического моря, было обнаружено 14 живых экземпляров моллюсков >2,5 мм, что составляет в среднем 0,4 экземпляра на образец.

Учитывая, что площадь дна, с которой берется образец, равна примерно 200 см² и средний размер раковин составляет 1 см² при голщине 1 мм, а также принимая среднюю продолжительность жизни этих моллюсков за 2 года и время накопления отложений 8000 лет, получим, что при среднем содержании живых моллюсков 0,4 экземпляра в образце мощность раковинного слоя, образовавшегося в этот период времени, должна достигать 16 мм (при пористости 50%). Тот же расчет применительно к раковинам крупнее 2,5 мм дает несколько большую мощность пласта — примерно 2 см.

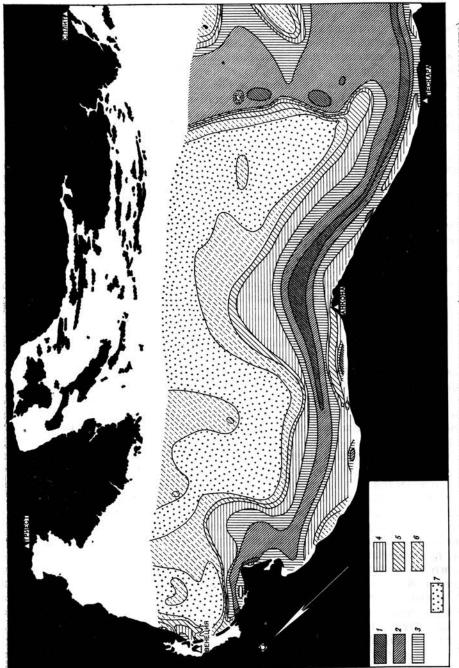
В двух колонках керна из шельфовых песков, в которых через сито были просеяны все осадки, отношение содержаний раковин и песка (с учетом порового пространства) составило 1: 7. Если это отношение сопоставить с 2-сантиметровой мощностью накоплений раковинного материала, полученной в предыдущем расчете, то можно сделать вывод, что общая мощность шельфовых осадков должна приближаться к 16 см. Последнее число соответствует тому же порядку величин, что и реальная средняя мощность песчаных отложений шельфа; эта реальная мощность не превышает полученную из расчета величину более чем в 2 раза.

Некоторое различие между действительным количеством раковинного материала и количеством, определенным путем экстраполяции данных по современному распространению моллюсков, может объясняться небольшими флуктуациями скорости биогенной седиментации. В этом случае современная плотность распространения живых моллюсков может быть несколько меньшей по сравнению со средней плотностью их распространения в течение последних 8000 лет. Однако сколько-нибудь уверенных выводов на этот счет сделать нельзя, поскольку при получении расчетных величин было принято слишком большое количество предположений и обобщений. Все же представляется сомнительным, чтобы средняя мощность накоплений раковин моллюсков в этих частях шельфа более чем в 4 раза превышала упомянутую выше величину 2 см. Отсюда следует, что скорость их отложения должна была быть меньше чем 1 мм в столетие.

## изменения в комплексе раковин моллюсков

В донных отложениях Адриатического моря было обнаружено 396 видов морских моллюсков. Количество видов, присутствующих в отдельном образце объемом 1 л, изменяется от 0 до 95. Распределение количества видов моллюсков во фракции больше 2,5 мм на рассматриваемой площади Адриатического моря показано на фиг. 8.

Между количественным распределением видов моллюсков (фиг. 8) и распространением типов донных осадков (фиг. 2) наблюдается поразительное соответствие. На большей части территории между характером донных осадков и разнообразием видов моллюсков, очевидно, существует тесная



взаимосвязь: разнообразие видов увеличивается с уменьшением илистости осадков. Эта связь определяется главным образом следующими обстоятельствами. Во-первых, только очень немногие виды моллюсков могут жить на мягком илистом дне [5], в то время как пески и илистые пески, не подверженные слишком интенсивным перемешениям при пвижениях волы. образуют весьма благоприятный субстрат для процветания многочисленных видов этих животных. Во-вторых, если скорость отложения неорганического материала невелика или даже близка к нулю, в определенном объеме отобранных для образца отложений содержится гораздо большее количество органических остатков, чем в таком же объеме при обильном приносе обломочного материала. Вследствие этого изменчивость фауны моллюсков на территориях, где терригенная седиментация сведена к минимуму, более или менее полно отражается в составе изучаемой в образцах ассоциации раковин. Напротив, когда скорость накопления обломочного материала велика, гораздо меньшее количество раковин присутствует в равном объеме осадка и шансы обнаружить остатки большого количества вилов моллюсков соответственно уменьшаются.

В Адриатическом море наиболее интенсивное накопление илов приурочено к дельте реки По и к внешнему склону подводной иловой террасы. Если учесть высокую скорость седиментации и обусловленный этим илистый характер грунта на этих территориях, становится совершенно понятным, почему образцы, в которых содержится минимальное количество видов моллюсков, располагаются в узкой зоне вдоль оси илового пояса. Многие из этих образдов во фракции крупнее 2,5 мм содержат только раковины Turritella communis, а иногда органические остатки здесь вообще отсутствуют.

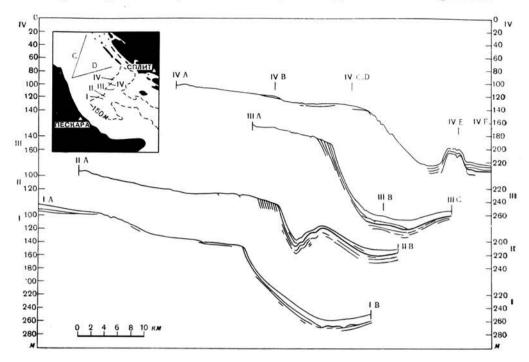
#### КРАЙ ШЕЛЬФА

Между городом Пескара и побережьем Югославии песчаный шельф северозападной части Адриатического моря обрывается крутым склоном (фиг. 1). Этот склон спускается к наиболее глубоководной центральной части Адриатического моря, которая разделяется подводными хребтами на три бассейна. Максимальные глубины бассейнов (с юго-запада на северо-восток) — 260, 270 и 240 м.

Край шельфа выражен резко, почти повсеместно он приурочен к глубинам 140—150 м (фиг. 9). Резкого изменения угла наклона дна на этой глубине не отмечается только в одном месте, там, где в наиболее отдаленной от берега части шельфа располагается поднятие, самая возвышенная часть которого находится на глубине 120 м под уровнем моря. На этом участке изобата 150 м приурочена к внешнему склону шельфа (фиг. 1).

Как видно на фиг. 9, эхограммы, полученные в краевой морской части шельфа, показывают отражения от наклонно залегающих пластов, которые приблизительно параллельны крутому склону, прерывающему пологую поверхность шельфа. Эти пласты прослеживаются под поверхностью донных осадков и выклиниваются по направлению на юго-восток там, где дно бассейна вновь испытывает воздымание. У подножия крутого склона в ряде мест отмечаются нарушения залегания слоев, которые, очевидно, связаны с развитием подводных оползней. По-видимому, эти слои сложены главным образом илами или мягкими глинами, поскольку в противном случае они не смогли бы быть зафиксированы эхолотом на столь значительных глубинах под поверхностью дна. Тот факт, что верхняя залегающая вблизи поверхности дна часть разреза сложена илами, непосредственно подтверждается составом поднятых кернов. На шельфе илистые осадки покрыты тонким (средней мощностью около 20 см) слоем относительно грубозернистых песков, богатых раковинами ископаемых организмов.

Изменение мощности илистых пластов в зависимости от характера рельефа дна моря свидетельствует о том, что основная часть материала сносилась с шельфа. Следовательно, можно считать, что осадконакопление происходило



Фиг. 9. Разрезы края шельфа в центральной части Адриатического моря.

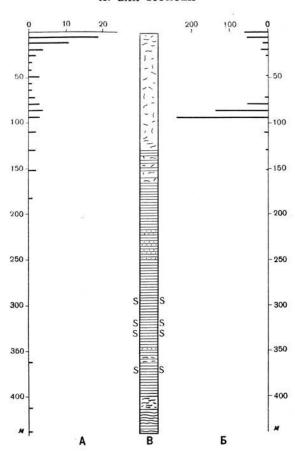
Координаты пунктов следующие:  $IA - 42^{\circ}56' \text{ c. m., } 14^{\circ}13' \text{ в. д.; } IB - 42^{\circ}53' \text{ c. m., } 14^{\circ}49' \text{ в. д.}$   $IIA - 43^{\circ}09' \text{ c. m., } 14^{\circ}29' \text{ в. д.; } IIB - 42^{\circ}53' \text{ c. m., } 14^{\circ}57' \text{ в. д.}$   $IIIA - 43^{\circ}09' \text{ c. m., } 14^{\circ}51' \text{ в. д.; } IIIB - 43^{\circ}05' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ в. д.; } IIIC - 43^{\circ}05' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ в. д.; } IIIC - 43^{\circ}05' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. д.; } IIIC - 43^{\circ}05' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. д.; } IIIC - 43^{\circ}05' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}18' \text{ c. m., } 15^{\circ}07' \text{ в. д.; } IVC - 43^{\circ}16' \text{ c. m., } 15^{\circ}07' \text{ в. д.; } IVC - 43^{\circ}16' \text{ c. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. m., } 15^{\circ}05' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. д.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12' \text{ c. m., } 15^{\circ}12' \text{ s. d.; } IVC - 43^{\circ}12'$ 

в условиях подводной части дельты, переходившей в дно бассейна. В дальнейшем будет показано, что, кроме своей самой верхней части, рассматриваемые отложения имеют плейстоценовый возраст.

#### ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЯХ

Один из упомянутых выше подводных хребтов, расположенных между бассейнами, образует холмообразное поднятие, на своде которого глубина моря составляет всего около 200 м (фиг. 1 и фиг. 9, IVE). Происхождение этого поднятия связано, вероятнее всего, с затоплением существовавшего ранее скалистого островка, представляющего собой эрозионный останец. Подобные эрозионные останцы в пределах того же подводного хребта известны в 24 км от первого, вблизи острова Ябука (высотой 96 м) и в 48 км от него, близ острова Свети-Андрия (высотой 305 м). Уменьшение высоты этих поднятий в северо-западном направлении указывает, по-видимому, на увеличение амплитуды погружения дна к центру Адриатического моря.

Выходов коренных скальных пород на поверхность дна моря в пределах подводного поднятия не обнаружено. На эхограммах, полученных в двух пересечениях, видно, что эти породы повсеместно перекрыты неконсолидированными осадками. Самый верхний слой неконсолидированных осадков



Фиг. 10. Керн из пункта 319 на подводном поднятии (43°10,6′ с. ш., 15°10,6′ в.д.). A — количество видов моллюсков крупнее 0,25 мм в образце объемом 30 см³; B — количество виземпляров моллюсков крупнее 0,5 мм в образце объемом 30 см³; B — седиментационные текстуры: 0—130 см — неслоистая глина; 130—440 см — слоистая алевритистая глина; S — толстые слои алевролита; точки — мелкие ходы червей.

мощностью около 4 м<sup>1</sup> прослеживается на эхограммах от свода поднятия через склон к окружающим более глубоководным участкам морского дна и далее через крутой подводный склон шельфа к его краю. В бассейнах мощность этого слоя значительно больше, чем на поднятии, и достигает 19 м; это может быть обусловлено различиями в степени активности водной среды. Наращивание шельфа в сторону открытого моря за счет отложения этого слоя не превышает 200 м.

В своде поднятия была поднята колонка керна длиной 4,4 м (фиг. 10). В ней наблюдаются следующие отложения:

0—2,5 см — неслоистые глины, богатые раковинами и другими органическими остатками. Раковины принадлежат 24 различным видам животных <sup>2</sup>, образующим ассоциацию, типичную для глубины 150—300 м.

2,5—15 см — неслоистые глины, содержащие меньшее количество раковин, основная масса которых погрузилась в толщу осадков в результате жизнедеятельности роющих организмов.

15—75 см — неслоистые глины с небольшим количеством раковин исконаемых животных, относящихся исключительно к Anomia squamula, Hiatella arctica, Yoldia sp. и Thyasira sp.

75—100 см — неслоистые глины. богатые раковинами, главным образом вида Anomia squamula, а также Hiatella arctica, Yoldia sp. и Abra longicallus.

100—120 см — неслоистые глины с очень малым количеством раковин Anomia squamula, Hiatella arctica и Yoldia sp.

120—160 см — алевритистые глины, отличающиеся участками тонкой правильной слоистостью и содержащие небольшое количество раковин Anomia squamula и Yoldia sp.

160—440 см — сильно алевритистые тонкослоистые глины, крайне бедные органическими остатками; в ограниченном количестве здесь встречены лишь Anomia squamula, Yoldia sp. и один экземиляр птероподы Limacina retroversa. В интервале 220—250 см, а также на глубине 350 см в осадках отмечаются небольшие почти горизонтально ориентированные образования, похожие на ходы червей в породах внешнего склона подводной части дельты Роны [4]. В интервале 300—400 см залегают несколько прослоев алевролита мощностью 1 см, и лишь мощность одного из них достигает 3 см.

Фаунистическое сообщество Anomia — Hiatella — Yoldia указывает на холодноводные условия. О том же, согласно Букшотену (G. J. Boekschoten, личное сообщение), свидетельствует и состав фораминифер, ассоциирующихся с моллюсками. Следовательно, можно сделать вывод, что температура воды в Средиземном море достигла современных значений всего около 8000 лет назад, в раннем голоцене, и соответственно почти все отложения, представленные в колонке керна, имеют плейстоценовый возраст. Мощность голоценовых осадков в верхней части разреза не превышает нескольких сантиметров.

Ниже глубины 120 см для осадков характерна чрезвычайная бедность органическими остатками. Отсутствие нарушений напластования свидетельствует о том, что в течение всего времени осадконакопления роющие организмы, не имеющие твердого скелета, встречались редко. Исключение составляет только образование слоев с ходами червей. Эти особенности обусловлены, вероятно, большой скоростью седиментации. Такая же картина наблюдается в быстро отлагавшихся осадках подводного склона дельты реки Роны [4, 5]. Бедность органическими остатками, вообще говоря, характерна для осадков бассейнов с застойным режимом придонных вод, где донная фауна не может существовать из-за отсутствия кислорода и обилия сероводорода. Однако предположение о том, что подобные условия существовали на рассматриваемой территории Адриатического моря, маловероятно. Глубина и ширина моря между центральными бассейнами и более глубоководными зонами юго-восточной части Адриатического моря столь велики, что даже при понижении уровня моря во время оледенения должен был существовать достаточно интенсивный водный обмен, предохранявший бассейн от сероводородного заражения.

Един твенное возможное объяснение высокой скорости осадконакопления в пределах подводного поднятия заключается, по-видимому, в том, что в это время поблизости было расположено устье большой реки. Такой вывод подтверждается также значительной ролью алевролитов в осадках этого района. Алевритовый материал не мог доставляться сюда донными течениями, поднимающимися вверх по склонам поднятия. Он должен был поступать сверху благодаря деятельности мутьевых потоков, движущихся близ поверхности моря или по крайней мере на глубине, не превышающей глубины свода подводного поднятия.

Очевидно, что эта крупная речная дельта могла принадлежать только илейстоценозой реке По, а алевролитовые осадки должны были формироваться в тот период, когда уровень моря находился на наиболее низких

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Эта мощность установлена правильно, если считать, что скорость ультразвуковых волн в донных осадках равна их скорости в вышележащих слоях воды; в действительности она может быть несколько большей.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> В образце объемом 1 л, отобранном в другом участке подводного поднятия, обнаружены раковины 34 видов ископаемых организмов.

отметках, и дельта была выдвинута далеко в сторону бассейна. Перекрывающие глины, вскрытые в интервале от нескольких сантиметров до 120 см ниже уровня донных осадков, крайне бедны алевритовым материалом или не содержат его вообще. Они, по всей вероятности, отлагались в период, когда береговая линия вновь начала отодвигаться в сторону суши, но температура воды все еще оставалась низкой.

## погружение края шельфа и амплитуда понижения уровня моря в позднеплейстоценовое время

Учитывая высокую скорость отложения алевритистых глин на подводном поднятии, можно полагать, что упомянутое речное устье не могло находиться в значительном отдалении от самого края шельфа. Это расстояние может быть оценено примерно в 13 км. Причем источник алевритистых глин не мог быть приурочен к территории, располагающейся ныне на отметках 100 м и отдаленной на расстояние около 40 км.

Еще одно доказательство, указывающее на то, что береговая линия располагалась на краю шельфа или вблизи него, выявляется при изучении распространения относительно грубозернистых песков шельфа. Эти пески представляют собой остаточные образования, которые должны были сформироваться в результате эрозии ранее накопившихся речных и прибрежных осадков. И хотя позже они могли быть перемещены морскими течениями на небольшое расстояние, кажется весьма сомнительным, чтобы деятельность этих агентов оказалась в состоянии обеспечить столь равномерное распределение грубого обломочного материала на всей территории внешней части шельфа вплоть до самого его морского края. Однако глубина моря у края шельфа составляет 140-150 м. Трудно предположить, что во время последней ледниковой эпохи уровень моря мог понизиться столь значительно. В этом случае река По должна была бы выработать себе в пределах шельфа весьма глубокую долину, поскольку средний уклон шельфа между изобатами 100 и 150 м достигает 2 м/км, в то время как между глубинами 50 и 100 м он составляет всего 0,45 м/км. Поэтому следует сделать вывод, что с того времени, как береговая линия переместилась из своего наиболее выдвинутого в сторону моря положения, произошло понижение краевых частей шельфа.

Это понижение могло быть обусловлено несколькими факторами. Одной из несомненных его причин является волновая эрозия, происходившая на первой стадии отступания береговой линии. Значительная интенсивность эрозии доказывается характером внешнего склона шельфа (фиг. 9), перекрываемого пластом элювиальных песчаников. Отложения склона шельфа были вскрыты в коротких колонках керна в четырех пунктах между изобатой 130 м и краем шельфа. В противоположность остаточным грубозернистым пескам отложения внешнего склона шельфа состоят из глин с прослойками алевролитов, в которых песчаный материал или отсутствует совершенно или содержится в небольшом количестве. Песчаный материал мог бы, наверное, слагать значительный процент осадков, если бы они отлагались на глубине 0-10 м. Кроме того, в двух колонках керна из верхней части склона шельфа отмечены заполненные песчаным материалом следы сверления донных животных. Они, по-видимому, вырабатывались в твердой, более или менее уплотненной глине, которая, например, могла быть обнажена в результате эрозии. Норки же донных роющих организмов, прорытые в мягком иле, отлагавшемся во время их жизнедеятельности, не сохранились.

Другие признаки эрозионных процессов можно наблюдать на небольшом приподнятом участке территории, который, как упоминалось выше, представляет собой единственное место, где резко ограниченный в иных

случаях край шельфа выражен нечетко; наивысшая его точка лежит на отметке 120 м под уровнем моря. Здесь керн не отбирался, но, судя по отражениям на эхограммах от погребенных поверхностей литологических разделов. подводное поднятие, вероятно, представляет собой образование внешнего склона дельты такого же типа, как и те, которые устанавливаются под поверхностью примыкающего края шельфа. Это поднятие, вероятнее всего. является эрозионным останцом. Если рассматриваемый приподнятый участок не испытывал воздымания после своего образования, можно сделать вывол. что позднеплейстоценовый уровень моря едва ли мог опускаться ниже глубины 120 м. С другой стороны, при изучении современных берегов выявляется, что эрозионное действие волн редко проникает на глубину свыше 20 м. Такая глубина волновой эрозии, безусловно, не могла быть превышена в условиях небольшого бассейна Адриатического моря. Следовательно, если дно моря не опускалось вследствие других причин, современная глубина края шельфа в 140-150 м свидетельствует о том, что наиболее низкое положение уровня моря соответствует по крайней мере отметкам от -120

Однако вряд ли можно сомневаться в том, что краевые части шельфа испытали погружение, с тех пор как они подверглись волновой эрозии и были срезаны до глубины базиса действия волн. Во-первых, понижение поверхности дна должно было проявиться в результате уплотнения илистых пластов внешнего склона дельты. Хотя такое уплотнение, естественно, было наиболее сильным на самых ранних стадиях в процессе отложения осадков и непосредственно по его окончании, после этого толща осадков могла уплотниться еще на несколько метров. Кроме уплотнения, определенную роль играли, вероятно, общее прогибание геосинклинали, а также локальные тектонические погружения; амплитуда их также могла достигать нескольких метров.

Подводные оползневые явления в донных осадках тоже могли способствовать понижению поверхности края шельфа. Как уже было сказано, результаты изучения эхограмм у основания склона шельфа указывают в некоторых случаях на передвижение масс осадков <sup>1</sup>. Возникает желание приписать этой же причине присутствие небольших уступов на поверхности наиболее внешних частей шельфа (фиг. 9). Если образование уступов действительно обусловлено соскальзыванием осадков по склону, тогда оползневые процессы могли вызвать дополнительное понижение поверхности края шельфа еще на несколько метров. И наконец, на внешней части шельфа в связи с местным увеличением скорости течений могла происходить слабая эрозия уже после того, как поверхность этой части достигла положения, более низкого, чем нижняя граница воздействия волн.

Учитывая совместное влияние всех вышеперечисленных факторов, можно оценить максимально возможное последующее понижение края шельфа от 10 до 20 м. Из этого следует, что во время последней ледниковой эпохи наиболее низкое положение поверхности моря могло быть приурочено к отметкам не более 120 м и не менее 110 м ниже современного уровня.

## ЛИТЕРАТУРА

Chierici A., Busi T., Cita B., 1962. Contribution à une étude écologique des foraminifères dans la mer Adriatique, Rev. Micropaléont., 5, 123-142.
 Ciani A., Gantar C., Morelli C., 1960. Relievo gravimetrico sullo zoccolo epicontinentale dei mari Italiani, Boll. Geofis. teor. appl., 2, 289-386.

<sup>1</sup> Подобные признаки наблюдались во всех девяти разрезах внешнего склона прибрежной иловой террасы с уклоном поверхности более 0,5°.

JI. BAH C A EH

174

3. Van Straaten L.M.J.U., 1959. Littoral and submarine morphology of the Rhône Delta, Proc. Second Coastal Geogr. Conf. Baton Rouge, natn. Acad. Sci. USA,

4. Van Straaten L.M.J.U., 1959. Minor structures of some recent littoral and neri-

tic sediments, Geologie Mijnb., 21, 197-216. 5. Van Straaten L.M.J.U., 1960. Marine mollusc shell assemblages of the Rhône Delta, Geologie Mijnb., 39, 105-129. 6. Van Straaten L.M.J.U., 1964. Turbidite sediments in the south-eastern Adriatic

Sea. Devs Sedim., 3, 142-147.

# Зоны разломов в северной части Атлантического океана к востоку и западу от Азорских островов

Л. Крацзе

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Азорская платформа расположена под прямым углом к Срединно-Атлантическому хребту. Хейзен, Тарп и Юинг [9] указали на существование линеамента между Азорскими островами и Гибралтарским проливом. Толстой [17] обнаружил на южном окончании Азорской платформы крутой уступ широтного простирания. Представлялось вероятным, что Гибралтарско-Азорский разлом земной коры продолжается и на запад от Срединно-Атлантического хребта, хотя до сих пор не ясно, каково истинное простирание этой структуры — западное или северо-западное. По совету Хейзена проведено исследование к западу от хребта, и именно там обнаружено продолжение упомянутой структуры. Разломы восточнее Срединно-Атлантического хребта получили название Восточно-Азорской зоны разломов, а разломы к западу от хребта — Западно-Азорской зоны разломов.

Маршрут экспедиции в задачу которой входила проверка существования зон разломов, был намечен заранее. По мере выполнения каждогогалса маршрута он сопоставлялся с предварительно намеченным галсом и корректировался в соответствии с проложенным ранее маршрутом и изученной геологической структурой. Действительный маршрут экспедиции в основном совпадает с намеченным. Если бы существовали какие-то крупные «конкурирующие» разломы, они простирались бы преимущественно в одном направлении. Однако таких разломов обнаружено не было.

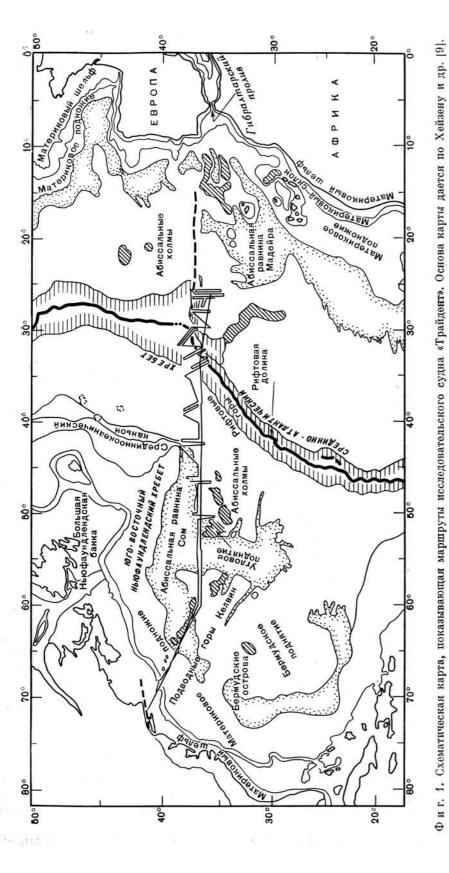
Тектоническая схема Азорской платформы характеризуется различным простиранием элементов геологической структуры — с запада на восток, с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. Эта сложная картина пересечений структур могла бы быть использована для расшифровки, по крайней мере качественной, основных структур, образовавшихся в результате пересечения Срединно-Атлантического хребта, имеющего северное и северо-восточное простирание, с описанными здесь зонами разломов.

Работы выполнялись с сентября по ноябрь 1964 г. на исследовательском судне университета Род-Айленда «Трайдент» (Азорский рейс — Трайдент-21) (фиг. 1). Измерения глубин осуществлялись с помощью прецизионного самописца фирмы «Алпайн» и излучателя эхолота EDO AN/UON-1C. Магнитноеполе фиксировалось буксируемым протонным магнетометром с выходными данными в гаммах.

#### восточно-азорская зона разломов

Строение дна океана изучалось к югу от острова Сан-Мигел (Азорские острова) (фиг. 1). Работы проводились наряду с другими исследованиями. Были выявлены хребты, троги и крупные уступы, вытянутые в широтном

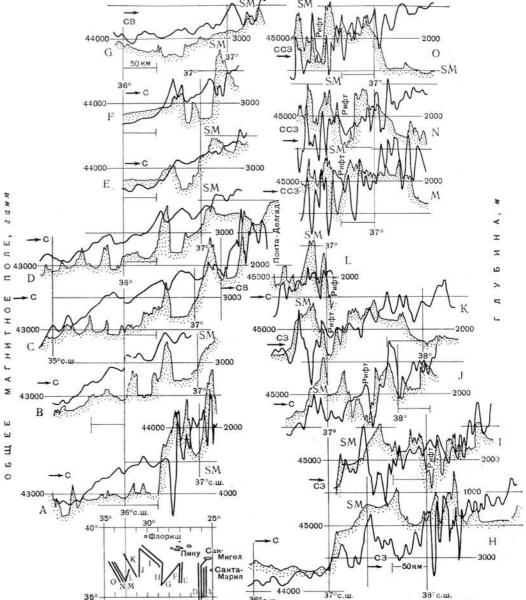
<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> D. C. Krause, East and West Azores Fracture-Sones in the North Atlantic.



ЗОНЫ РАЗЛОМОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

SM
SM
SM
SM
LEMM
SM
LEM

177



Фит. 2. Эхолотные профили (затушеваны) и профили магнитных аномалий через Восточно-Азорскую зону разломов.

Хребет Санта-Мария обозначен буквами SM. Словом «Рифт» обозначена рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта. Профили составлялись по отметкам времени на лентах самописцев, поэтому горизонтальный масштаб меняется и на каждом профиле о отмечен горизонтальной линией, соответствующей 50 км. Расстояние между горизонтальными линиями соответствует 1000 м для эхолотных профилей и диапазону 500 гамм для магнитных профилей. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов на эхолотных профилях примерно 1:50. Внизу на врезке дана схема расположения профилей.

направлении (фиг. 2). Эти элементы рельефа ассоциируются с магнитными аномалиями, иногда высокими и также имеющими широтное простирание. Отдельные широтные галсы указывали на возможность существования системы трогов, хребтов и уступов, простирающихся с северо-востока на юго-

12-691

запад. Однако это не было подтверждено: как установлено, формы рельефа протягиваются преимущественно в широтном направлении. Передний край Азорской платформы отмечен крутым уступом и (или) хребтом, названным нами Санта-Мария (на фиг. 2 обозначен как SM).

Хребет Санта-Мария проходит по южному краю Азорского плато. Иногда (профиль H фиг. 2) он выступает очень отчетливо. В других случаях виден лишь обращенный к югу уступ. В некоторых местах над хребтом возвышаются вулканы (профиль C фиг. 2). Название Санта-Мария дано хребту по одноименному острову, расположенному на восточном продолжении уступа. Сложность батиметрии указанного района не позволяет оценить истинные взаимоотношения тектонического развития уступа и острова. Остров, по-видимому, образовался в результате пересечения в этом месте уступа с хребтом восток-юго-восточного простирания. Хребет Санта-Мария протягивается в западном направлении с небольшим отклонением к югу примерно до 31° з. д., где он смыкается с хребтом, окаймляющим юго-восточный склон Срединно-Атлантического рифта. Он может быть прослежен на запале в пределах рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (фиг. 2) и отчасти намечается на юго-восточной окраине рифта. Далее хребет Санта-Мария погружается и исчезает на дне рифтовой долины (профиль О фиг. 2).

Хребет Санта-Мария обычно сопровождается высокими магнитными аномалиями, достигающими 1500 гамм. Срединный рифт вообще характеризуется высокими магнитными аномалиями, подобными тем, которые наблюдались в других районах [9, 18]. На севере рифт впервые наблюдался около 38° с. ш., где его простирание меняется от западного до юго-западного (профили Н и І фиг. 2). Затем рифт резко поворачивает на юго-запад, следуя на протяжении 1200 км вдоль преобладающего простирания Срединно-Атлантического хребта. К северу от 38° с. ш. рифт обнаружен между 29 и 30° з. д., где он вытянут в северном направлении [9].

К югу от хребта Санта-Мария, в районе 26° з. д., располагается трог с плоским дном, имеющий широтное простирание. Дно трога наклонено на запад, а уклон составляет 0,2 м/км. Следовательно, донные отложения. заполняющие трог, поступали с острова Санта-Мария. Наибольшие глубины трога встречаются в его южной части. На юге трог окаймлен узким (15 км), высоким (1 км) и асимметричным хребтом. Наиболее крутой склон хребта обрашен к северу. С этим хребтом, как правило, ассоцируются магнитные аномалии порядка 200-400 гамм. Возможно, что он окаймляет Азорское плато восточнее 25°30′ з. д. Но это предположение не может быть подтверждено из-за недостаточного количества данных. Южнее хребта дно неравномерно погружается на восток. Рельеф дна характеризуется здесь наличием более пологих хребтов и трогов, ориентированных в широтном направлении. но пересеченных множеством поперечных структур. Другой трог с плоским дном окаймляет асимметричный хребет к востоку от 26° з. д. Западнее 30° з. п. черты широтного простирания в рельефе почти исчезают, за исключением хребта Санта-Мария и пологой депрессии, ограничивающей хребет с юга.

Северный край Восточно-Азорской зоны разломов проходит по северному или южному склону острова Сан-Мигел.

Зона разломов к востоку от Азорских островов представлена срединным рифтом [9]. Сейсмичность здесь выше, чем в пределах большинства известных зон разломов, но в то же время существуют, по-видимому, и сдвиги. Таким образом, эта зона разломов, обладающая обеими характерными чертами структуры, может рассматриваться как результат их сложной комбинации. Наша статья касается этой зоны лишь как зоны разломов. Для освещения основных особенностей строения необходимы детальные исследования.

#### ЗАПАДНО-АЗОРСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ

Западно-Азорская зона разломов может быть прослежена на протяжении 1750 км к западу от Азорского плато и вдоль южного края абиссальной равнины Сом (фиг. 3), а именно от 38° с. ш. у плато до 36° с. ш. и 51° з. д. в районе последнего пересечения. Зона разломов местами имеет ширину по крайней мере 100 км, но на большинстве пересечений она могла быть установлена на основе простого совпадения особенностей рельефа и магнитных аномалий (FZ на фиг. 3). Особенностью рельефа является небольшой хребет, вытянутый вдоль оси депрессии. По форме этот хребет отличается от большинства абиссальных холмов. Он обладает более резким поперечным профилем и часто выше и уже абиссальных холмов (фиг. 3). Вдоль южной границы зоны разломов местами встречаются подводные горы или хребты. Зона разломов сопровождается высокими магнитными аномалиями, то положительными, то отрицательными. Эти вариации могут быть обусловлены крупными формами рельефа дна вблизи профилей. Можно, например, сравнить аномалии вдоль профилей ВВ и СС (фиг. 3).

Непосредственно к западу от Срединно-Атлантического хребта у Азорского плато были обнаружены слабые аномалии, параллельные простиранию хребта. Осталось неясным, связаны они с зоной разлома или нет. Геомагнитные аномалии в Атлантическом океане менее постоянны, чем в северной части Тихого океана [16], и с трудом поддаются корреляции на больших расстояниях. Смещение блоков земной коры вдоль Западно-Азорской зоны разломов установить значительно труднее, чем в зоне разлома Мендосино [16]. Однако аномалии в Западно-Азорской зоне разломов крупнее тех, которые пересекают Северную Атлантику (соответственно 300 и 150 гамм). Поэтому существование Западно-Азорской зоны разломов устанавливается легко.

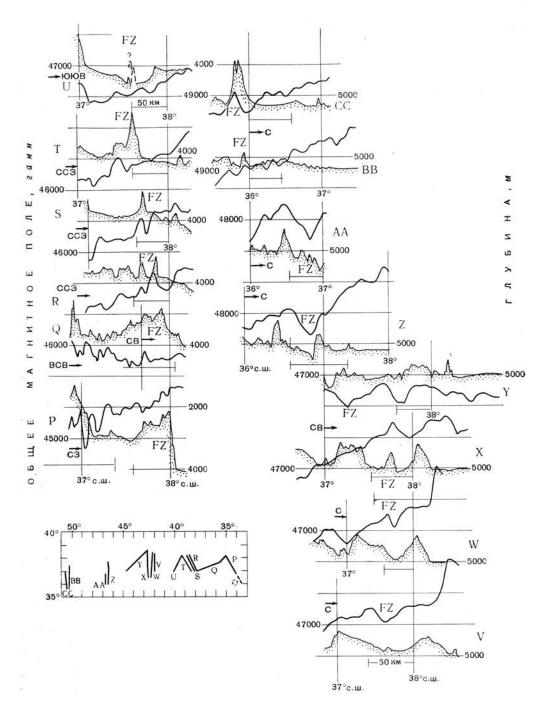
Западно-Азорская зона разломов пересекает Срединно-Атлантический хребет на  $38^{\circ}$  с. ш. и  $32^{\circ}$  з. д., несколько восточнее профиля P (фиг. 3), но уступ, показанный по Толстому [17], ассоциируется с той частью рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, которая имеет простирание от западного до юго-западного и видна на профилях H и I (фиг. 2).

Зона разломов не прослеживается под южной ветвью абиссальной равнины Сом. Однако на простирании этой зоны лежит группа подводных гор Келвин, вытянутая в юго-восточном направлении под углом 60°. Разлом следует по дуге большого круга, и его западное окончание имеет запад-юго-западное простирание.

В районе 45° з. д. южная граница восточной ветви абиссальной равнины Сом совпадает с Западно-Азорской зоной разломов, но близ 50° з. д. она располагается севернее зоны разломов. Тем не менее граница абиссальной равнины опознается по топографическим и геомагнитным данным и представляет разветвление зоны разлома, подобно зоне разлома Меррей в Тихом океане [14].

В точке с координатами  $37^{\circ}$  с. ш. и  $58^{\circ}$  з. д. «Вима» [10] пересекла крупную аномалию (500 гамм), которая совпадала с простиранием этого ответвления разлома.

М. Юинг, Дж. Юинг и Тальвани [5] пересекли западное окончание ЗападноА-зорской зоны разломов близ точки с координатами 36° с. ш. и 48° з. д. Эта точка примерно соответствует «2300-й миле» на схеме указанных авторов. При пересечении зоны разломов сейсмический профилограф показал региональное изменение глубины дна океана и глубины залегания фундамента, подобно тому как это наблюдается в зонах тихоокеанских разломов [14]. Слой осадочных пород к северу от зоны разломов имеет мощность 350 м и неровную поверхность, форма которой, возможно, связана со складкообразованием.



Фиг. 3. Эхолотные профили (затушеваны) и профили магнитных аномалий через Западно-Азорскую зону разломов.

Зона разломов, установленная по топографическим данным и магнитным аномалиям, обозначена на профилях буквами FZ. Южная часть профиля О нанесена на схему в уменьшенном горизонтальном масштабе, чтобы легче было сопоставлять широтные простирания форм рельефа на этом профиле с аналогичными простираниями форм рельефа на других профилях. Профили составлялись по отметкам времени на лентах самописцев, поэтому горизонтальный масштаб меняется и на каждом профиле он отмечен горизонтальной линией, соответствующей 50 км. Расстояние между горизонтальными линиями соответствует 1000 м для эхолотных профилей (не исправленных за отклонение скорости звука от расчетной для глубин, измеренных эхолотами) и 500 гамм для магнитых профилей. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов примерно 1:50. Внизу на врезке дана схема расположения профилей.

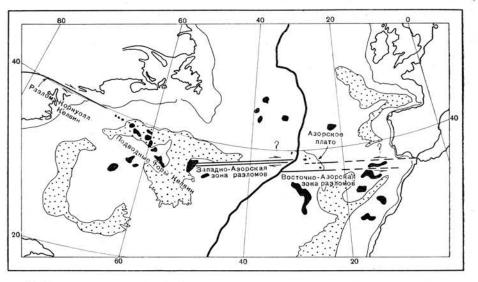
зоны разломов в северной части атлантического океана

181

Западно-Азорская зона разломов развита значительно слабее, чем разломы в Тихом океане [14]. То же самое справедливо и для Восточно-Азорской зоны разломов, между Азорскими островами и Гибралтарским проливом, а также для других зон разломов Атлантического океана, например Гвинейской [12].

#### ТЕКТОНИКА

Зона разломов в Северной Атлантике была установлена от Углового поднятия — 36° с. ш. и 52° з. д. (фиг. 1 и 4) — до Срединно-Атлантического хребта в районе 38° с. ш. и далее через Азорские острова к островам Сан-Мигел и Санта-Мария. Хейзен и др. [9] указали на существование зоны разломов или узкого расчлененного поднятия между Азорскими островами



Фиг. 4. Тектоническая структура, показывающая гипотетические смещения вдоль разломов (проекция большого круга).

и Гибралтарским проливом. Высказано также мнение, что группа подводных гор Келвин связана с Западно-Азорской зоной разломов во времени, пространстве и по общему развитию. Связь таких подводных горных цепей с зонами разломов наблюдается и в других районах. Подводные горы Гвинейского залива [6] связаны с разломами Чейн и Романш [8], а подводные горы западнее полуострова Калифорния — с разломом Санто-Томас [13]. Более того, группа подводных гор Келвин, возможно, ассоциируется с предполагаемым выступом берега Новой Англии и материкового шельфа протяженностью 160 км [3, 4]. Эти связи указывают на существование крупной зоны разломов, пересекающей Атлантический океан от Нью-Йорка до Гибралтарского пролива (фиг. 4). Пояс землетрясений, протягивающийся в восточном направлении [7] в Средиземное море и далее, свидетельствует о том, что зона разломов продолжается далеко на восток.

Тектоника системы разломов не однотипна. Наблюдаются по крайней мере два разветвления — близ Углового поднятия (36° с. ш. и 52° з. д.) и у Срединно-Атлантического хребта. В последнем случае одна ветвь располагается к западу от хребта, вторая, выходящая непосредственно из центрального рифта самого хребта, — к востоку от него. Хейзен и др. [9] полагают, что третья ветвь простирается в запад-северо-западном направлении. Своеобразная форма Большой Ньюфаундлендской банки, Юго-Восточного

Ньюфаундлендского хребта и Лабрадорского трога действительно указывает на подобные осложнения.

Перемещения вдоль зон разломов могут быть определены по топографическим или геомагнитным данным. Крупные смещения, установленные для некоторых зон разломов Тихого океана по магнитным данным [5, 19], свидетельствуют о необходимости рассмотрения с этой точки зрения всех зон разломов. Характерные черты рельефа, если их внимательно анализировать, также могут быть использованы для определения смещений по разломам [8, 14, 12]. Для подобной интерпретации мы использовали формы рельефа, возникшие под уровнем океана и не захороненные под толщей донных отложений.

Дрейк, Хиртплер и Хиршман [3] и Дрейк и Вудворд [4] высказали предположение о смещении побережья Новой Англии на 160 км вправо. Группа подводных гор Келвин лежит в зоне действия этих тектонических напряжений (фиг. 4) [1] и, по-видимому, относится к Западно-Азорской зоне разломов, если допустить для нее смещение вдоль зоны разломов такого же масштаба, что и для Новой Англии. Дрейк и Вудворд [4] предположили, что подводные горы располагаются непосредственно на продолжении разлома, справа от него. Правостороннее смещение на несколько десятков километров вдоль Западно-Азорской зоны разломов близ Срединно-Атлантического хребта определяется по экстраполяции простирания уступа на северном конце профиля Р (фиг. 3) и изобаты 2000 м на профилях М, N и О (фиг. 2); по близкому к широтному простиранию трога глубиной 3500 м в районе 38° с. ш. и 32° з. д. [17; см. также карту 5384 Гидрографии США] и по общему характеру изменения рельефа Срединно-Атлантического хребта и рифта. Для подтверждения этих предположений необходимы детальные исследования.

С другой стороны, взаимоотношения структур Азорских островов, Испании и Северной Африки, возможно, указывают на то, что видимые смещения блоков земной коры вдоль Восточно-Азорской зоны разломов являются левосторонними. Эта смена направления смещений должна частично объяснить причину поворота к югу западного окончания хребта Санта-Мария с приближением к рифтовой долине. Несомненно, здесь происходили слож-

ные движения земной коры.

Некоторые авторы [14, 2, 11] рассматривают срединные хребты и зоны разломов как результат воздействия конвективных потоков. Поскольку наши результаты находятся в соответствии с этими гипотезами, мы можем, судя по простиранию разломов через весь океан, предполагать также существование крупномасштабной тектоники. События в северной части Атлантического океана происходили одновременно с событиями в экваториальном районе, однако механизм их не был одинаков. Но каковы бы ни были тектонические процессы, они были сложными.

#### возраст зон разломов

Разлом Новой Англии сформировался после триаса, но до начала мелового периода [4]. Миоценовые известковые отложения обнаружены на островах Санта-Мария и Формигаш [20, 21], где они залегают на поверхности или погребены под вулканическими лавами. Современный вулканизм проявляется на большинстве Азорских островов, но не отмечается на острове Санта-Мария и скалах Формигаш, расположенных в 38 км к северо-востоку от Санта-Мария.

Таким образом, зоны разломов развивались с середины мезозоя до наших дней. При этом в зависимости от меняющихся тектонических напряжений величина смещений блоков земной коры также менялась во времени. Восточно-Азорская зона разломов активна до настоящего времени, тогда как Западно-Азорская зона разломов, по-видимому, оставалась спокойной с мелового или раннетретичного времени.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложная система разломов пересекает северную часть Атлантического океана от Гибралтарского пролива до северо-восточной части США. Эта система представлена зонами разломов, цепями вулканов, сбросовыми блоками, рифтовыми образованиями и смещенными участками окраин материков. Сложность системы определяется воздействием различных тектонических процессов в разное время и в районе со сложной структурой земной коры. Процессы и возраст тектонических движений известны недостаточно, хотя геометрия структур установлена сравнительно хорошо.

#### ЛИТЕРАТУРА

 Anderson E. M., 1951. The dynamics of faulting, Edinburgh, 1-206.
 Dietz R. S., 1962. Ocean basin evolution by sea floor spreading, J. oceanogr. Soc. Japan, 20th Ann. Vol., 4-14.

Drake C. L., Heirtzler J., Hirshman J., 1963. Magnetic anomalies off eastern North America, J. geophys. Res., 68, 5259—5276.
 Drake C. L., Woodward H. P., 1963. Appalachian curvature, wrench faulting and offshore structures, Trans. N.Y. Acad. Sci. [2], 26, 48—63.
 Ewing M., Ewing J. I., Talwani M., 1964. Sediment distribution in the oceans: The Mid-Atlantic Ridge, Bull. geol. Soc. Am., 75, 17—36.
 Furon B. 1963. Geology of Africa. New York A. 277

6. Furon R., 1963. Geology of Africa, New York, 1-377.
7. Gutenberg B., Richter C. F., 1954. Seismicity of the Earth, Princeton, 2nd ed., 1-310.

8. Heezen B. C., Bunce E. T., Hersey J. B., Tharp M., 1964. Chain

and Romanche fracture zones, Deep-Sea Res., 11, 11-33.

9. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The floor of the oceans. I. The North Atlantic, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 65, 1—122. См. также русский перевод: Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг, Дно Атлантического океана, часть І, М., ИЛ., 1962.

10. Heirtzler J. R., 1961. Vema cruise no. 16 geomagnetic measurements, Tech. Rep.

Lamont Geol. Observatory (Columbia University), 2.

11. Hess H. H., 1962. History of ocean basins in Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington, Geol. Soc. Am., 599-620. Krause D. C., 1964. Guinea fracture zone in the Equatorial Atlantic, Science,

146, 57-59. 13. Krause D. C., 1965. Tectonics, bathymetry and geomagnetism of the southern continental borderland west of Baja California, Mexico, Bull. geol. Soc. Am., 76,

14. Menard H. W., 1964. Marine geology of the Pacific, New York, 1-271. См. также русский перевод: Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, М., изд-во

«Мир», 1966.
15. Raff A. D., 1962. Further magnetic measurements along the Murray fault, J. geo-phys. Res., 67, 417—418.

Raff A. D., Mason R. G., 1961. Magnetic survey off the west coast of North America, 40° N. latitude to 52° N. latitude, Bull. geol. Soc. Am., 72, 1267—1270.

17. Tolstoy I., 1951. Submarine topography in the North Atlantic, Bull. geol. Soc. Am., 62, 441-450.

Vacquier V., von Herzen R. P., 1963. Evidence for connection between heat flow and the Mid-Atlantic ridge magnetic anomaly, J. geophys. Res., 69, 1093—1101.
 Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E., 1961. Horizontal displacements in the floor of the north-eastern Pacific Ocean, Bull. geol. Soc. Am., 72, 1251—

20. Veiga Ferreire O., da, 1961. Afloramentos de calcario miocenico da Ilha de

Santa Marina (Açores), Comunções Servs geol. Port. 45, 493—501. 21. Z b y s z e w s k i G., Torre de Assunção C. F., Veiga Ferreira O., da, 1961. La géologie des îlots de Formigas au NE de l'île de Santa Maria, Comunções Servs geol. Port., 45, 513-518.

## Глубинная структура северной части Ирландского моря—проблема динамики земной коры

M. Bomm

#### **ВВЕДЕНИЕ**

До недавнего времени о геологической структуре дна Ирландского моря было мало известно и суждения о ней сводились к экстраноляции данных наземной геологии районов, обрамляющих море. В последние годы были получены геофизические данные о структуре дна Ирландского моря. Цель настоящей работы — сделать обзор результатов исследований, проведенных в северной части Ирландского моря, и рассмотреть механизм тектонических процессов.

Наша информация о структуре дна северной части Ирландского моря основывается на результатах аэромагнитных, гравиметрических и сейсмических исследований. Аэромагнитные исследования, охватывающие почти всю северную часть Ирландского моря и прилегающие части суши, были выполнены и недавно опубликованы Геологической службой Великобритании. Измерения силы тяжести проводились Дургамским университетом, и результаты работ уже частично опубликованы [4]. Были проведены также сейсмические исследования, включающие записи нескольких крупных взрывов в Ирландском море. К этому можно еще добавить данные о геологическом строении прилегающих частей суши.

Региональные геофизические исследования дают сведения лишь о сравнительно крупных структурах, различающихся по физическим свойствам. В связи с этим породы, слагающие прибрежные районы вокруг северной части Ирландского моря, делятся на три основные группы: 1) породы фундамента, включающие докембрийские породы северо-западного простирания в Англси и нижнепалеозойские породы северного Уэльса, Озерного района, южной Шотландии, острова Мэн (возраст неизвестен) и северной Ирландии; 2) породы каменноугольного периода, к которым можно отнести и девонские, если они встречаются; 3) группа пермо-триасовых пород, к которой могут принадлежать и послетриасовые. Эти три группы пород разделены двумя главными угловыми несогласиями.

#### ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

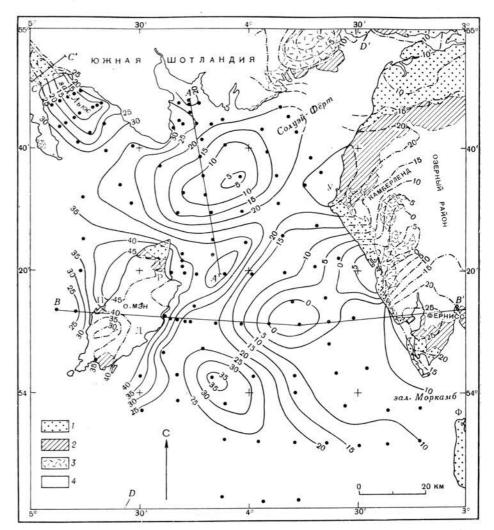
#### Гравиметрические исследования

Гравиметрические исследования с использованием подводного гравиметра проводились автором летом 1961 г. Результаты детальных исследований и их краткое описание приведены в более ранней работе [4]. Стандартная ошибка для аномалий Буге на станции была равна ±0,46 мгл, а при расчете поправки Буге плотность принималась равной 2,50 г/см<sup>3</sup>.

Автором рассмотрены также плотности пород, обнажающихся вокруг северной части Ирландского моря [4]. Нижнепалеозойские породы фундамента дают среднюю величину плотности 2,73 г/см³, а отклонения внутри

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИРЛАНДСКОГО МОРЯ

185



Фиг. 1. Аномалии Буге и схема геологического строения северо-восточной части Ирландского моря [4].

Изолинии проведены через 5 мгл. Города Дуглас, Пил, Рамси, Флитвуд и Уайтхейвен обозначены начальными буквами.

1 — породы пермо-триаса и лейаса; 2 — каменноугольные породы; 3 — граниты; 4 — нижнепалеозойские породы.

этой группы пород не превышают  $0.06\ s/cm^3$ . Исключение составляют интрузии гранитов низкой плотности  $(2.6-2.7\ s/cm^3)$  или основных изверженных пород высокой плотности. Различия в плотности нижнепалеозойских и каменноугольных пород меняются от  $0.03\ s/cm^3$  (пласты известняка) до  $0.20\ s/cm^3$  (жерновой песчаник и каменноугольная свита). Пермотриасовые породы имеют плотность на  $0.40\ s/cm^3$  меньше, чем нижнепалеозойские. При интерпретации результатов региональных гравиметрических измерений девонские породы могут быть отнесены к каменноугольным, а послетриасовые к пермотриасовым.

Аномалии Буге показаны на фиг. 1. На карте видно, что высокие аномалии Буге (около 40 мгл) характерны для острова Мэн и некоторых других районов моря. Они рассматриваются как проявление высокой региональной фоновой аномалии. На поле высоких региональных аномалий накладываются участки низких аномалий с амплитудами от —15 до —45 мгл.

 $<sup>^{\</sup>mathbf{1}}$  M. H. P. B o t t, The Deep Structure of the Northern Irish Sea — A Problem o Crustal Dynamics.

## ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИРЛАНДСКОГО МОРЯ

## Интерпретация гравитационных минимумов Ирландского моря

На поле высоких региональных аномалий накладываются четыре района со сравнительно низкими значениями силы тяжести. Эти районы располагаются: 1) в заливе Льюс, 2) между заливом Солуэй-Фёрт и островом Мэн, 3) между островом Мэн, южным Камберлендом и Ланкаширом (аномалия Манкс-Фёрнисс) и 4) к западу от Пила на острове Мэн. Амплитуды аномалий колеблются от —15 до —45 мгл.

Для объяснения этих аномалий необходимо обратиться к близповерхностным геологическим структурам, поскольку крутопадающие краевые градиенты аномалий силы тяжести исключают возможность существования глубоко залегающих источников аномалий. В связи с этим следует признать наличие либо гранитных батолитов, либо мощной толщи осадочных пород, которые могли обусловить отрицательные аномалии силы тяжести указанных амплитуд.

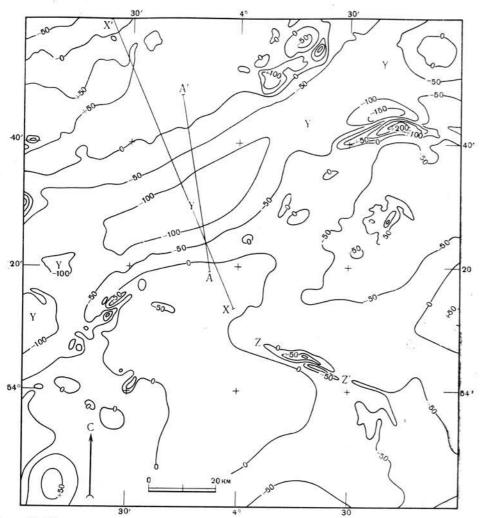
Все аномалии, за исключением аномалии к западу от Пила, прослеживаются в пределы суши. Аномалия залива Льюс довольно точно коррелируется с останцом Странрар пермо-триасовых пород [9]. Юго-западный край аномалии Солуэй-Фёрт пересекает северную оконечность острова Мэн и хорошо согласуется с быстрым выклиниванием в северном направлении каменноугольных и пермо-триасовых осадочных толщ, о чем свидетельствуют данные буровых скважин. Аномалия Манкс-Фёрнисс распространяется на южный Камберленд и побережье Фёрнисса, где мощность каменноугольных и пермо-триасовых пород быстро возрастает по направлению к морю. В каждом случае возрастание мощности соответствует изменению силы тяжести. Таким образом, сравнительно низкие аномалии силы тяжести отдельных районов лучше всего объясняются существованием крупных осадочных бассейнов, включающих мощные типы каменноугольных или пермо-триасовых пород, а также, возможно, присутствием девонских и послетриасовых отложений.

Типы аномалий силы тяжести, обусловленные гранитами и осадочными породами, иногда легко различаются. Склоны гранитных тел на контактах обращены в сторону от этих тел, в то время как контактные зоны осадочных бассейнов почти всегда наклонены внутрь бассейна. Эти различия в залегании пород низкой плотности отражаются на профилях силы тяжести [3]. Резкие градиенты силы тяжести отвечают гранитным массивам, имеющим сравнительно пологое падение в направлении от аномалии, в то время как резкие градиенты аномалий силы тяжести в осадочных бассейнах обусловлены сравнительно крутым падением склонов бассейнов. В соответствии с этим критерием гипотеза осадочных бассейнов представляется единственно верной для всех четырех районов.

Основные сведения о каждом из четырех бассейнов приводятся ниже. Болсе детально они были описаны ранее [4]. Фиг. 3 представляет собой интерпретацию данных, основанную на анализе региональных аномалий силы тяжести и аномалий, обусловленных осадочными породами.

Бассейн Странрар. Гравитационный минимум залива Льюс пересекает перешеек Странрар, где он коррелируется с пермо-триасовыми породами. Этот минимум, по мнению Мансфилда и Кеннета [9] и Ботта [4], обусловлен главным образом пермо-триасовыми породами. Мощность отложений, заполняющих бассейн, вероятно, составляет 1,3 км и достигает максимального значения близ его юго-восточной оконечности. Поперечный разрез показывает асимметричное строение бассейна с крутым, возможно, сбросовым северовосточным склоном (фиг. 4).

Наиболее простое объяснение генезиса этого бассейна состоит в признании одновременности его прогибания и заполнения осадками в течение



м. ботт

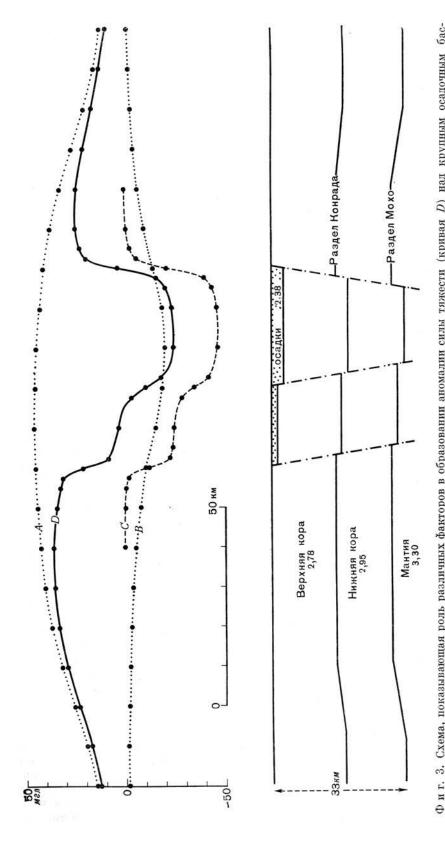
Фиг. 2. Магнитное поле северо-восточной части Ирландского моря (исправлено за региональный градиент) по данным аэромагнитной карты Геологической службы Великобритании.

Изолинии проведены через 50 гамм. На фиг. 1 и 2 показан один и тот же район.

#### Магнитные исследования

Упрощенная схема недавно опубликованных аэромагнитных карт, охватывающих северо-восточную часть Ирландского моря, приведена на фиг. 2. Большой интерес представляют две магнитные аномалии района: 1) широкий пояс отрицательных аномалий между островом Мэн и южной Шотландией; 2) сильное, но локальное магнитное возмущение к западу от залива Моркамб (полоса возмущения протягивается в восток-юго-восточном направлении). Сглаженность магнитных аномалий дает представление о глубине залегания магнитного фундамента.

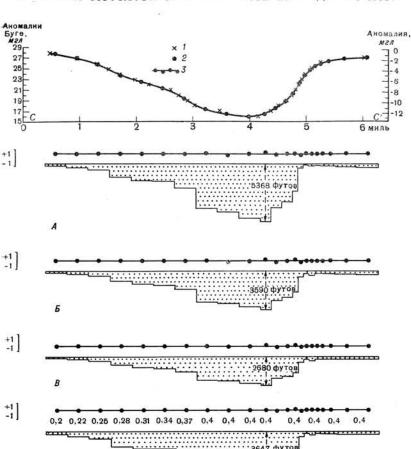
Поскольку осадочные породы, как правило, немагнитны, большинство магнитных аномалий вызывается либо метаморфическими и изверженными породами фундамента, либо изверженными породами эффузивного или гипабиссального типа, заключенными в осадочных образованиях. В последующей интерпретации допускается, что магнитные аномалии северной части Ирландского моря относятся именно к этой категории.



крупным показывающая роль различных факторов ИГ.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЛАНДСКОГО МОРЯ

189



 $\Phi$  и г. 4. Предполагаемое строение осадочного бассейна Странрар по линии CC' (фиг. 1) для интервала разности плотностей, рассчитанных на электронно-вычислительной машине [9].

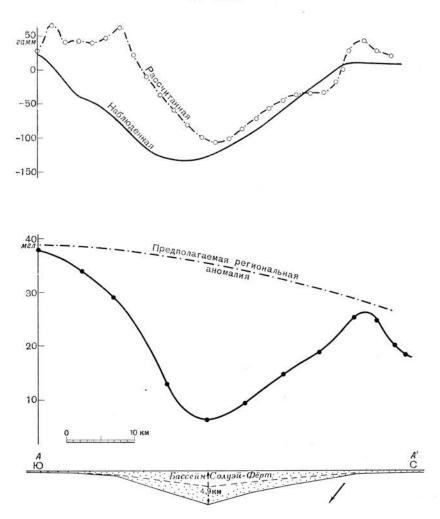
1 — наблюденные аномалии Буге; 2 — значения, взятые для расчета моделей; 3 — остаточные аномалии. A — модель C1, разность плотностей  $0.3 \ z/cm^3$ ; B — модель C2, разность плотностей  $0.5 \ z/cm^3$ ; B — модель C4, разность плотностей  $0.5 \ z/cm^3$ ; E — модель E возрастает E запада на восток.

пермо-триаса. Современные очертания бассейна свидетельствуют о том, что он мог сформироваться как шарнирная структура (hinge-structure) с развитием сбросов по северо-восточному и юго-восточному краям.

Bacceйн Conyəй-Ферт. Гравитационный минимум Солуэй-Ферт, видимо, связан с осадочным бассейном, содержащим каменноугольные и пермотриасовые породы и, возможно, отложения другого возраста. Мощность осадков составляет по крайней мере  $2,1\ \kappa m$ , а может быть, и больше. Бассейн имеет простирание, сходное с каледонидами, и отделяется от расположенного южнее бассейна Манкс-Фёрнисс хребтом Рамси-Уайтхейвен, в пределах которого осадочная толща сравнительно маломощная. Поперечный разрез вдоль линии AA' (фиг. 1) вместе с профилем силы тяжести показан на фиг. 5.

Бассейн Манкс-Фёрнисс. Гравитационный минимум между островом Мэн и Великобританией связывается с крупным бассейном, заполненным мощной толщей каменноугольных и пермо-триасовых пород. Бассейн имеет глубину по крайней мере 2,4 км. Северо-западный край бассейна очень близко под-

190 м. ботт



 $\Phi$  и г. 5. Поперечный разрез по линии AA' (см. фиг. 1) и профили аномалии Буге через гравитационный минимум Солуэй-Фёрт, построенные по результатам расчета на электронно-вычислительной машине (частично по [4]).

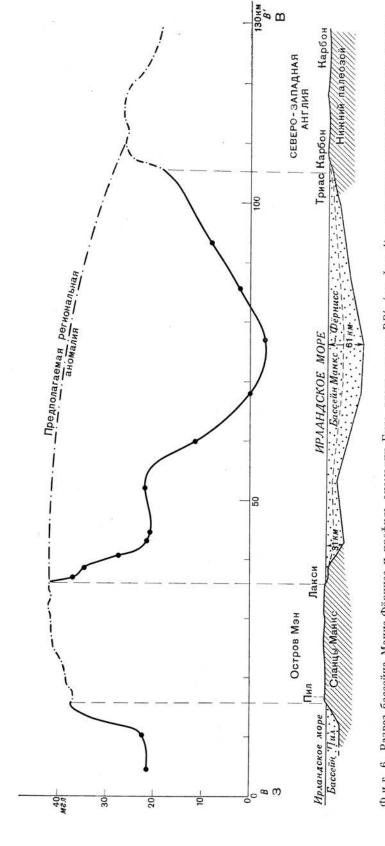
При расчете принимались во внимание фоновая региональная аномалия и двумерная структура с одинаковыми разностями плотностей —  $0.2\ e/cm^3$  (сплошная линия) или —  $0.4\ e/cm^3$  (пунктирная линия). На верхнем рисунке действительный (наблюденный) магнитный профиль сопоставляется с рассчитанным профилем магнитных аномалий, вытекающим из рассматриваемой модели. При этом разности плотностей принимаются равными —  $0.2\ e/cm^3$ , кроме того, предполагается, что осадки немагнитны, а фундамент имеет однородную намагниченность  $0,00065\ pa.-marn.\ e\partial_+$  на  $1\ cm^3$  в указанном направлении (стрелка).

ходит к побережью острова Мэн и, возможно, образован сбросами. На юговостоке линия сбросов, по-видимому, контролирует положение береговой линии острова Мэн.

Как показано на фиг. 6, для широтного разреза бассейна характерны довольно однообразные аномалии силы тяжести; разность плотностей не превышает  $0.2-0.4\ e/cm^3$ .

Изолированный гравитационный максимум располагается внутри бассейна примерно в 20 км к юго-востоку от Дугласа. По-видимому, этот максимум отражает поднятие фундамента.

Недавние гравиметрические исследования Юнга показали, что гравитационный минимум Манкс-Фёрнисс простирается в южном направлении до берегов северного Уэльса.



Разрез бассейна Манкс-Фёрнисс и профиль аномалии Буге вдоль линии ВВ' на электронно-вычислительной машине Допускаемая разность плотностей —0,2 г/см³ (сплощная линия) и —

Бассейн Пил. Резкое изменение аномалии Буге (примерно до 15 мгл) западнее Пила свидетельствует о вероятном существовании другого осадочного бассейна у северо-западного побережья острова Мэн (фиг. 6). Гравитационные аномалии предполагаемого бассейна Пил изучены еще не полностью. Несколько небольших аэромагнитных аномалий к западу от Пила позволяют предполагать присутствие эффузивных или гипабиссальных изверженных пород, залегающих близко к поверхности дна моря. Бассейн Пил, по-видимому, заполнен каменноугольными породами, хотя здесь могут встречаться и отложения других геологических периодов. Для объяснения существующих аномалий требуется допустить значительную мощность осадков, заполняющих бассейн.

## Глубина залегания фундамента, обладающего магнитными свойствами

Как указывал Буллеруэлл при обсуждении работы Ботта [4], над гравитационным минимумом Солуэй-Фёрт и западной частью гравитационного минимума Манкс-Фёрнисс магнитное поле однородное и локальные магнитные возмущения отсутствуют. Это свидетельствует о глубоком залегании магнитного фундамента и подтверждает точку зрения о том, что аномалии силы тяжести обусловлены мощной толщей осадков седиментационных бассейнов.

Незначительные колебания значений магнитных аномалий над гравитационным максимумом восточнее Дугласа говорят о невозможности существования крупных интрузий основных пород и подтверждают предположение, что гравитационный максимум обусловлен поднятием фундамента. Отсутствие магнитной аномалии — результат незначительных различий в степени намагниченности отложений бассейна Манкс-Фёрнисс и подстилающих пород фундамента. Нижнепалеозойские породы, слагающие фундамент, подтверждают допустимость такого объяснения.

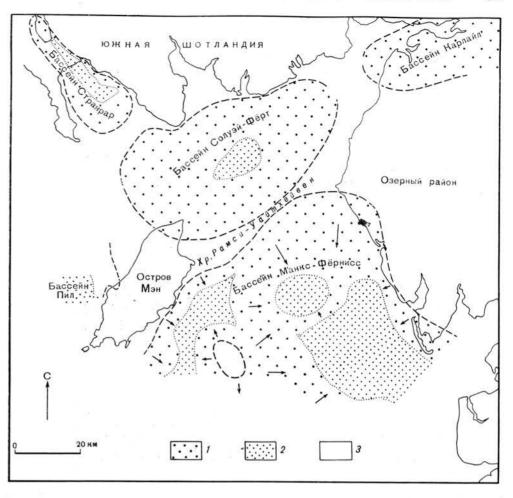
Локальные колебания магнитного поля на хребте Рамси-Уайтхейвен находятся в соответствии с неглубоким залеганием магнитного фундамента. Это лишний раз подтверждает интерпретацию, основанную на гравиметрических данных.

Связь между предполагаемыми осадочными бассейнами и однородными магнитными аномалиями не распространяется на восточную часть бассейна Манкс-Фёрнисс или бассейн Пил. Тип наблюдаемых аномалий здесь больше всего соответствует аномалиям, обусловленным эффузивными или гипабиссальными изверженными породами. Таким образом, упомянутые аномалии дают дополнительные сведения о структуре бассейнов (фиг. 7).

#### Магнитная аномалия залива Моркамб

Линейная магнитная аномалия (ZZ', фиг. 2) с амплитудой 300 гамм простирается в восток-юго-восточном направлении западнее Фёрнисса. Эта аномалия связана с неглубокими магнитными породами, возможно залегающими непосредственно под ледниковыми отложениями. Она не принадлежит к типу аномалий, вызываемых породами фундамента, а обусловлена, по-видимому, гипабиссальными или эффузивными изверженными породами, которые находятся внутри осадочной толщи, покрывающей фундамент.

Профиль аномалии (здесь не показан) свидетельствует о том, что на севере значения аномалии положительны, а на юге — отрицательны. Амплитуда значений в обоих случаях одинакова. Такая форма аномалии не является следствием намагничивания в направлении современного магнитного поля Земли. Намагничивание было, по-видимому, направлено примерно на юг и соответствовало направлению Уин-Силл [6]. Это обстоятельство исключает третичный возраст палеомагнитного основания, но свидетельствует о времени жарбона или перми.



Фиг. 7. Обобщенная карта осадочных бассейнов, построенная на основании интерпретации аномалий Буге, показанных на фиг. 1 [4].

1 — участки примерного распространения крупных осадочных бассейнов; 2 — центральная часть бассейна или уступы со сравнительно одинаковой глубиной; 3 — относительно неглубоко залегающий фундамент по сравнению с сосседними бассейнами (хотя хребет Рамси-Уайтхейвен может быть покрыт мощной толщей осадков).

Аномалия могла быть вызвана мощной пластовой интрузией или поясом лав каменноугольного или пермского возраста, погружающимися в северном направлении. Возможно, что обрывистый южный край этого тела изверженных пород образован сбросом или разломом.

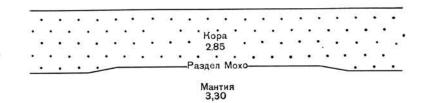
## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИРЛАНДСКОГО МОРЯ

#### Региональная аномалия силы тяжести

13-691

Максимальное значение аномалии Буге острова Мэн составляет 48 мгл. Высокие аномалии Буге наблюдаются в море к северо-западу от острова Мэн и между заливами Мэн и Англси. Повышение региональной аномалии Буге в сторону Ирландского моря отмечается в северо-западной Англии, южной Шотландии и северной Ирландии. Амплитуда этого регионального максимума над северной частью Ирландского моря составляет около 25 мгл.









Фиг. 8. Модели, иллюстрирующие некоторые гипотезы высоких региональных аномалий Буге Ирландского моря [4].

Модели допускают либо сокращенную мощность земной коры, либо существование более плотной земной коры.

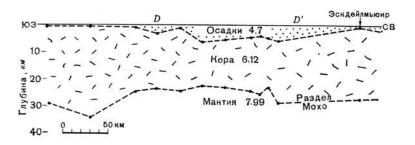
Сравнительно резкое возрастание аномалий Буге, обусловливающее региональный максимум, является, по-видимому, следствием залегания плотных пород в пределах земной коры или на больших глубинах в ее основании. Аномалия может быть вызвана поднятием поверхности раздела Мохоровичича на  $2-3~\kappa m$  или породами земной коры, плотность которых превышает средние значения на  $0.02~c/cm^3$ . По форме гравитационной аномалии трудно сказать, какая из двух упомянутых причин является источником аномалии, хотя сравнительно большие градиенты аномалии могут быть следствием частичного избытка массы в верхней части земной коры. Некоторые модели, объясняющие гравитационные аномалии, показаны на фиг. 8.

Если нет изостатической компенсации, то, каково бы ни было расположение масс, вызывающих положительную аномалию, они действуют как избыточная нагрузка на верхнюю мантию земли. Существование в настоящее время Ирландского моря как депрессии рельефа позволяет предполагать, что в этом районе происходят изостатические движения земной коры. Ниже будет показано, что такая избыточная нагрузка может иметь значительное влияние на тектонику района, поскольку она определяет районы прогибания земной коры и формирование седиментационных бассейнов.

## Мощность земной коры по сейсмическим данным

Современные сейсмологические исследования структуры земной коры в Великобритании основываются на поверхностных взрывах в Ирландском и Северном морях. Прием сигналов осуществлялся группой сейсмоприемников, расположенных в Эксдейлмьюире и в буровой скважине в Рукхопе [1]. Полученные результаты характеризуются значениями сейсмических скоростей  $6.12 \pm 0.12$  км/сек для  $P_g$  и  $7.99 \pm 0.10$  км/сек для  $P_n$ , но значения  $P^*$  не однозначны.

Линия импульсов взрывов проходила через северо-восточную часть Ирландского моря от Холихеда к заливу Солуэй-Фёрт (в том числе по линии



 $\Phi$  и г. 9. Разрез земной коры через северо-восточную часть Ирландского моря (по линии DD' фиг. 1), основанный на данных группы сейсмоприемников у Эскдейлмью (1). При оценке мощности осадочных пород и земной коры предполагалось, что скорости распространения сейсмических волн в слоях однообразны. Разрез построен по точкам отдельных взрывов.

DD' на фиг. 1). Допуская однообразие скоростей распространения сейсмических волн P в пределах земной коры и подкоровом веществе, как указано выше, и произвольно принимая скорости волн в осадочной толще равными 4,7 км/сек, Эггер и Карпентер [1] построили структурный разрез земной коры, на котором показаны колебания мощности осадочной толщи и глубины залегания раздела Мохоровичича. На профиле (фиг. 9) видно, что под северной частью Ирландского моря поверхность Мохоровичича залегает на глубине 23—24 км в отличие от южной Шотландии, где она отмечается на глубине 27—28 км.

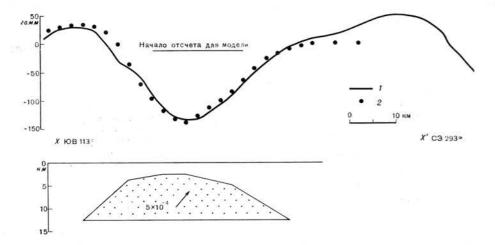
Основываясь на этих результатах, можно предполагать сокращение мощности земной коры под северо-восточной частью Ирландского моря примерно на 4 км. Аномалии силы тяжести свидетельствуют об уменьшении мощности земной коры в этом районе на 2—3 км. Таким образом, гравиметрические и сейсмические данные почти совпадают.

Однако следует иметь в виду, что сейсмологическая интерпретация допускает существование слоев с одинаковыми скоростями распространения волн. При наличии горизонтальных изменений скорости распространения волн в земной коре временная форма сигнала имела бы такой же вид, как и при постоянной скорости, если значение  $P_{\it g}$  под Ирландским морем аномально высокое.

Результаты сейсмических исследований интересны еще и с двух других точек зрения. Во-первых, подтверждается, что северо-восточная часть Ирландского моря является районом развития мощных осадочных толщ; во-вторых, земная кора мощностью 23—24 км является аномально тонкой для континентальных районов, что в свою очередь свидетельствует о том, что верхняя мантия в этом районе, возможно, менее плотная, чем нормальная мантия Земли.

## Магнитная аномалия Солуэй

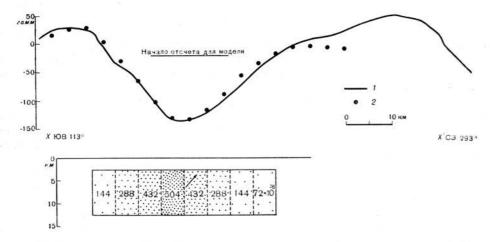
Магнитная аномалия Солуэй (YYY на фиг. 2) на северо-западе окаймляется Южными возвышенностями Шотландии, а на юго-востоке — островом Мэн, хребтом Рамси-Уайтхейвен и Озерным районом. Аномалия имеет амплитуду около —160 гамм и сглаженный профиль, свидетельствующий о глубинном происхождении аномалии.



 $\Phi$  и г. 10. Сравнение наблюденного и рассчитанного полей магнитных аномалий через магнитную аномалию Солуэй (по линии XX' фиг. 2).

Интенсивность намагничивания (эл.-магн. ед. на 1 см²) и его направление показаны на модели, которая намагничена однородно.

— наблюпенная аномалия: 2— вычисленная аномалия.



Ф и г. 11. То же, что и на фиг. 10, только для прямоугольной модели с различной намагниченностью.

1 — наблюденная аномалия; 2 — вычисленная аномалия.

Аномалия близка к двумерной; ее ширина около 40 км. Такой тип аномалии позволяет предполагать блоковую структуру земной коры и с этой точки зрения представляет интерес. Зона, охваченная аномалией, включает бассейн Карлайл и предполагаемые бассейны Солуэй-Фёрт и Пил.

Гипотезы, согласно которым аномалия вызвана различиями в намагничивании немагнитных отложений предполагаемого бассейна Солуэй-Фёрт и равномерно намагниченного фундамента, должны быть отвергнуты. Это доказывается вычислением магнитной аномалии для бассейна Солуэй-Фёрт по данным аномалий силы тяжести (разность плотностей  $0.2\ elcm^3$ ) и сравнением его с наблюденным магнитным профилем вдоль линии AA' (фиг. 1 и 2). Отсутствие сходства между наблюденным и вычисленным профилями, показанными на фиг. 5, также позволяет нам отказаться от этих гипотез. Кроме того, продолжение ненарушенного магнитного минимума в район между бассейнами Солуэй-Фёрт и Пил (где допускается, что фундамент подходит близко к поверхности) и через бассейн Странрар подтверждает несостоятельность предложенных гипотез.

Наблюдаемая аномалия может быть результатом различий в намагниченности отдельных участков земной коры. Простейшей моделью является двумерный прямоугольный блок, но он дает лишь приблизительное соответствие наблюденных и вычисленных аномалий.

Лучшего соответствия можно добиться, если поместить намагниченный блок ближе к поверхности, либо принять, что намагниченность блока неодинакова, либо, наконец, предположить, что геометрическая форма блока неправильная. Модели, дающие приемлемые соответствия наблюденных и вычисленных аномалий (хотя и не идеальные), показаны на фиг. 10 и 11. Допускается намагниченность порядка —0,0005 эл.-магн. ед. на 1 см³ с направлением ЮВ 140°. Приведенная интерпретация не однозначна; другие модели также могут дать равноценное объяснение наблюдаемого магнитного поля. Особенно это относится к моделям, допускающим низкую намагниченность близ поверхности Земли и на большой глубине. Значение 0,0003 эл.-магн. ед. на 1 см³ — нижний предел для магнитных отклонений.

Аномалии могли быть вызваны изменением направления намагничивания на обратное направление ЮВ 120—180° непосредственно под отрицательной аномалией, как показано на фиг. 10 и 11, или магнитными породами, нормально намагниченными в том же направлении под соседними зонами (Южные возвышенности Шотландии и хребет Рамси-Уайтхейвен).

## Происхождение блоковой структуры земной коры

Магнитная аномалия Солуэй является прекрасным примером типичного признака блоковой структуры континентальной земной коры. Различия в намагниченности распространяются, возможно, на глубины, превышающие глубину твердой земной коры, если мощность ее допускается равной около 25 км. Таким образом, земная кора в пределах аномалии Солуэй отличается в магнитном отношении от участков коры по обе стороны этой зоны шириной 40 км.

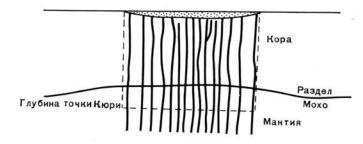
Региональные магнитные аномалии обусловлены широкими различиями в распределении и магнитных свойствах магнетита, ильменита и родственных минералов в подстилающих породах. Известно, что метаморфизм и внедрение изверженных пород — два геологических процесса, в результате которых формируются в больших масштабах магнитные минералы. Это позволяет выдвинуть три возможные гипотезы происхождения блоковой структуры земной коры:

- Блоковая структура коры возникла на заре формирования континентальной земной коры и сохранялась в течение всего геологического времени.
- 2. Блоковая структура сформировалась последовательно в результате процессов метаморфизма.
- 3. Блоковая структура образовалась вследствие магматических интрузий в отдельных зонах. В частности, она создавалась при внедрении системы даек.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИРЛАНДСКОГО МОРЯ

Только в первой гипотезе отрицается первичная дифференциация земной коры.

При оценке этих гипотез основываются больше на геологических данных, чем на геофизических. Важным фактором является каледонское простирание магнитной аномалии Солуэй, свидетельствующее о том, что аномалия, возможно, возникла во время каледонского орогенеза или непосредственно после него. Можно допустить, что существует более древнее направление разлома, параллельное каледонскому, однако выходы докембрийских пород Великобритании не подтверждают этого предположения. Таким образом, гипотеза 1 представляется маловероятной. Автор считает неудовлетворительной и гипотезу 2, поскольку трудно понять основные различия в метаморфизме, охватившем большую часть земной коры района, где каледонский метаморфизм вызвал только динамометаморфизм пород, обнажающихся сейчас на поверхности.



Фиг. 12. Система даек, обусловливающая возникновение магнитного блока земной коры. Пунктирной линией оконтурено магнитное поле, сформировавшееся за счет внедрения даек при температуре ниже точки Кюри.

Таким образом, магнитная аномалия Солуэй может быть обусловлена либо обратно намагниченной системой даек, пронизывающей кору снизу, либо нормально намагниченной системой даек, пронизывающей земную кору под соседними зонами положительных магнитных аномалий. В любом случае направление намагниченности отчетливо южное, хотя возможны и некоторые отклонения; нельзя, например, исключать направление, близкое к направлению современного магнитного поля Земли.

Интрузии основных изверженных пород могут иметь намагниченность порядка 0.01 эл.-магн.  $e\partial$ . на 1 см<sup>3</sup>. Если дайки расположены близко одна к другой и составляют 3% объема данного блока, то земная кора, пронизанная дайками, может оказаться намагниченной до уровня 0.0003 эл.-магн.  $e\partial$ . на 1 см<sup>3</sup>, который вполне объясняет существующую магнитную аномалию. Основная магма образуется, по-видимому, в верхней мантии Земли, на глубинах более 60 км. Дайки становятся магнитными выше глубины положения точки Кюри, т. е. на глубине около 30 км. Эта гипотеза иллюстрируется фиг. 12.

Направление намагничивания недостаточно определенно, чтобы проводить аналогии с палеомагнитными построениями. Сопоставление с палеозойским или раннемезозойским направлением намагничивания встречает трудности, если дайки располагаются не в соседних зонах.

В заключение отметим, что блоковая структура земной коры могла быть в большей степени следствием внедрения системы даек, чем реликтовой чертой первичной коры. Сходные мысли были высказаны О. Н. Соловьевым и Л. Г. Гайнановым [10] при описании Курило-Камчатского района.

## ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

#### Введение

Крупные осадочные бассейны, охваченные гравиметрическими исследованиями, свидетельствуют о том, что в позднем палеозое и раннем мезозое северная часть Ирландского моря испытала интенсивное локальное погружение. В настоящее время Ирландское море представляет собой район медленного воздымания земной коры. Сильное погружение Ирландского моря в прошлом порождает две проблемы, а именно причину географического размещения бассейнов и механизм их погружения. Ниже показано, что небольшие, но существенные различия в строении коры северной части Ирландского моря обусловлены местоположением района погружения и что поднятие прилегающих каледонских и армориканских горных цепей привело в действие механизм погружения в соответствии с гипотезой подкоровых течений [5].

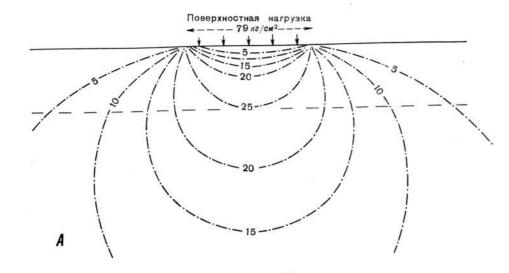
# Распределение напряжений в земной коре, изостазия и размещение осадочных бассейнов

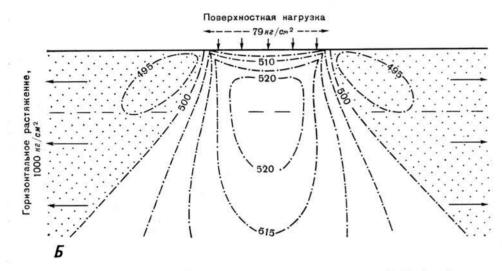
Джеффрис [8, гл. VI] показал, что изостазия может отчетливо проявляться в упругих деформациях литосферы только в том случае, если «длина волны» структур составляет несколько сот километров и больше. Таким образом, изостатические движения Ирландского моря и прилегающих частей суши, таких, как Озерный район, могут вызывать лишь неупругие деформации в литосфере, подобные сбросам. Кроме того, расчеты Джеффриса убедительно показывают, что одними упругими деформациями земной коры при небольших горизонтальных размерах структур, возникших в осадочном бассейне Ирландского моря, нельзя объяснить столь глубокие погружения. Это означает, что в процессе древнего и современного прогибания земной коры в северной части Ирландского моря главную роль играло сбросообразование в пределах фундамента.

Некомпенсированная аномалия силы тяжести с амплитудой 32 мгл представляет избыточную нагрузку 79 кг/см². Распределение напряжений, вызванных двумерной поверхностной нагрузкой 79 кг/см², прилагаемой к поверхности однородной упругой полусферы, показано на фиг. 13, А. Как видно на фигуре, максимальное напряжение сдвига 25 кг/см² располагается вдоль дуги полуокружности, диаметр которой соотвествует длине поверхностной нагрузки. Напряжение 20 кг/см² распространяется до глубины, равной примерно ширине поверхностной нагрузки, т. е. такое напряжение в верхней мантии может быть вызвано поверхностной нагрузкой шириной 50 км. Напряжение сдвига такой величины, по-видимому, не превышает прочности земной коры и верхней мантии. Подобное заключение было получено в результате изучения плавающей «коры» под нагрузкой [8]. Напряжение сдвига может быть и больше, но прочность коры, очевидно, недостаточна, чтобы выдержать его.

Эти данные показывают, что распределение напряжений, обусловленных неравномерной нагрузкой, которые напоминают различия в структуре земной коры северной части Ирландского моря и прилегающих районов, по всей вероятности, не может вызвать жесткую (неупругую) реакцию земной коры, необходимую для восстановления изостатического равновесия.

Проблему можно решить, если проанализировать как распределение напряжений, обусловленных локальной неравномерной нагрузкой на земную кору, так и распределение напряжений регионального, т. е. более крупного, масштаба. Существование сбросов показывает, что распределение напряжений регионального типа в течение геологического времени





 $\Phi$  и г. 13. A — распределение максимального напряжения сдвига ( $\kappa z/c m^2$ ), обусловленного равномерной поверхностной нагрузкой на однородную полусферу, при условии плоской деформации.

Б — распределение максимального напряжения сдвига, обусловленного поверхностной нагрузкой (А) в сочетании с равномерным горизонтальным растяжением.

В обоих случаях распределение не зависит от масштаба; однако, если нагрузка распределена на протяжении 50 км, пунктирная линия соответствует примерно глубине раздела Мохоровичича.

встречалось часто [2]; сжатие вызывало боковые перемещения коры — надвиги, взбросы, т. е. движения типа орогенических, тогда как растяжение является причиной образования нормальных сбросов и характеризует механизм эпейрогенических движений. Возможно, что причиной сжатий и растяжений являются конвективные течения в мантии Земли. Распределение напряжений, вызванное совместным действием локальных и региональных факторов, может быть рассчитано [7]. На фиг. 13, В показано распределение напряжений для простейшего случая равномерного горизонтального растяжения, на которое наложено распределение напряжений, обусловленное двумерной поверхностной нагрузкой.

На фиг. 13, В видно, что под действием регионального растяжения максимальное напряжение сдвига возрастает непосредственно пол нагрузкой и уменьшается к периферии. Это означает, что вероятность развития нормальных сбросов под нагрузкой значительно больше, чем под примыкающими участками коры. Таким образом, районам положительных аномалий силы тяжести в большей мере свойственно развитие нормальных сбросов, чем районам с отрицательными аномалиями; обратные соотношения характерны для надвигов и взбросов. Интрузии даек также зависят от горизонтального растяжения; они, по-видимому, чаще возникают в районах с положительными аномалиями силы тяжести. Однако это верно только в случае существования истинной поверхностной нагрузки при однородных упругих свойствах. В действительности нагрузка распределяется по всей коре (или у ее основания), а параметры упругости меняются с глубиной. Следовательно, фиг. 13 показывает лишь приблизительное распределение напряжений и свидетельствует лишь о том, что неравномерная поверхностная нагрузка оказывает влияние на распределение напряжений и повышает предрасположенность прилегающих зон к возникновению в них нормальных сбросов и интрузий даек.

Другим фактором, контролирующим местоположение сбросовых нарушений, являются зоны пониженной прочности в пределах фундамента.

Некоторое подтверждение изложенной выше гипотезы можно найти при рассмотрении тектонического и магматического развития Мидланд-Валли в Шотландии, где аномалии силы тяжести (с поправкой на отложения) преимущественно положительные, т. е. земная кора здесь плотнее или тоньше по сравнению с обычной (так же как под северной частью Ирландского моря). Поздний палеозой и ранний мезозой в северной части Великобритании были временем меридиональных горизонтальных растяжений [2]. Особенно активное сбросообразование и интрузии даек в этот период были характерны для Мидланд-Валли в отличие от Шотландских нагорий и Южных возвышенностей. Предполагается, что дополнительная нагрузка, свойственная Мидланд-Валли, привела к увеличению растяжения в нижних горизонтах коры, вызвала появление сбросов и интрузий даек. Это же обстоятельство явилось причиной того, что в прилегающих к Мидланд-Валли районах ни сбросовых движений, ни интрузий не происходило.

Согласно приведенной гипотезе, в северной части Ирландского моря в позднем палеозое — раннем мезозое возникли нормальные сбросы, явившиеся причиной формирования бассейнов. В свою очередь, образование сбросов могло быть вызвано локализованным положением системы даек позднепалеозойского или еще более раннего возраста. Так, система даек, по-видимому, обусловила существование магнитной аномалии Солуэй. Гипотеза рассматривает также механизм восстановления изостатического равновесия вследствие проявления нормальных сбросов, объясняющих в свою очередь современную депрессию в рельефе дна Ирландского моря.

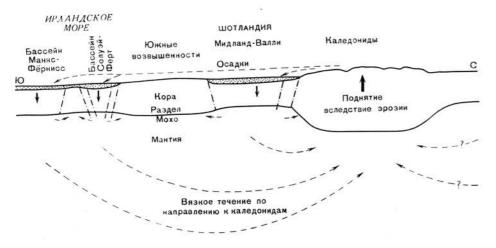
## Механизм погружения

Погружение северной части Ирландского моря значительно больше, чем то, которое соответствовало бы простым законам изостазии. Гипотеза течений в мантии Земли легко объясняет механизм погружения, согласующийся с общими принципами изостазии. Предполагаемый механизм погружения связан с существованием близ районов прогибания горных цепей. Поскольку горы подвергаются денудации, постоянно нарушается изостатическое равновесие. Следовательно, должно происходить воздымание гор, темпы которого отвечают темпам денудации. Поднятие вызывает медленный подток вязкого вещества астеносферы, т. е. верхней мантии. Предполагается, что подтекающий материал поступает из верхней мантии соседних районов,

примыкающих к горной цепи. При этом происходят, по-видимому, резкие локальные погружения, а не равномерные опускания всей сферической оболочки верхней мантии, как обычно допускается гипотезами изостазии.

За длительное время объем денудированных пород должен быть эквивалентен поднятию, которое в свою очередь компенсировалось погружением. Объем продуктов денудации должен немного превышать объем материнских пород вследствие увеличения пористости. Таким образом, осадконакопление будет несколько опережать погружение. В этом и состоит простое объяснение так часто наблюдаемого равновесия между погружением и заполнением бассейнов.

Верхняя мантия Земли обладает небольшим пределом прочности. Это положение лежит в основе механической части гипотезы. Предел прочности



Фиг. 14. Формирование осадочных бассейнов Ирландского моря и района Мидланд-Валли в процессе поднятия и денудации каледонид.

ограничивает течение подкорового вещества к району горной цепи. Таким образом, обычное допущение о вязком подтоке вещества из всей астеносферы становится несостоятельным. Небольшой предел прочности пород верхней мантии подтверждается глубокофокусными землетрясениями (до 700 км), неравномерным распределением поверхностных нагрузок и измерениями силы тяжести со спутников.

Согласно гипотезе, погружение может происходить двумя путями: либо в процессе упругих деформаций литосферы, либо в результате развития сбросов. Для Ирландского моря лучше всего подходит гипотеза «сбросовых» бассейнов, которые имеют здесь сравнительно небольшие размеры. Если бассейны формировались в результате развития краевых нормальных сбросов в фундаменте, можно показать, что погружение участка на 10 км должно было происходить с частичной потерей потенциальной энергии силы тяжести всей системы, как этого непременно требуют любые движения изостатического происхождения.

Бассейны Ирландского моря формировались, по-видимому, в течение верхнего палеозоя или раннего мезозоя. В это время каледонская горная система занимала северную Шотландию и часть северной Ирландии. Северная окраина поднимающейся герцинской цепи пересекла южную Англию и южную Ирландию. Предполагается, что эти горные цепи, особенно каледониды, явились причиной образования бассейнов в соотвествии с гипотезой подкоровых течений, как это показано на фиг. 14.

Бассейны формировались преимущественно в районах с положительными аномалиями силы тяжести, а именно в Мидланд-Валли, Нортумберлендском прогибе и Ирландском море. Районы с отрицательными аномалиями, обусловленными присутствием гранитов или другими особенностями строения земной коры, такие, как Южные возвышенности, Озерный район и северные Пеннины, испытывали тенденцию к устойчивому погружению с образованием краевой флексуры.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аномалии силы тяжести свидетельствуют о том, что крупный район северной части Ирландского моря занимают четыре осадочных бассейна.

Геологическое строение окружающего пространства позволяет предполагать, что бассейны заполнены каменноугольными и пермо-триасовыми породами. Бассейн Странрар в основном сложен пермо-триасовыми породами мощностью около 1,3 км; бассейны Солуэй-Фёрт и Манкс-Фёрнисс заполнены каменноугольными и пермо-триасовыми породами, достигающими соответственно мощности 2,1 и 2,4 км, а возможно, и больше; бассейн Пил сложен в основном породами каменноугольного возраста мощностью около 1,5—2,5 км. На фиг. 7 показано расположение бассейнов. Магнитные аномалии и данные сейсмических исследований в общем подтверждают интерпретацию аномалий силы тяжести. Магнитные аномалии свидетельствуют о том, что на небольших глубинах в восточной части бассейнов Манкс-Фёрнисс и Пил залегают эффузивные или гипабиссальные магматические породы, возможно, пермо-карбонового возраста.

По данным сейсмических исследований мощность земной коры под северо-восточной частью Ирландского моря 23—24 км, а под южной Шотландией 27—28 км. Это соответствует представлению о региональном максимуме поля силы тяжести над сравнительно тонкой земной корой, хотя этот максимум можно объяснить также более плотными породами земной коры. Обширная и скрытая на большой глубине магнитная аномалия Солуэй также является следствием структуры земной коры, поскольку она зависит от различной намагниченности пород, которая распространяется, по-видимому, на глубину, превышающую большую часть мощности земной коры. Эта аномалия может быть интерпретирована как признак блоковой структуры земной коры в районе каледонид. Вероятно, самое простое объяснение состоит в том, что система даек каменноугольного или более раннего возраста внедрилась в земную кору и вызвала образование блоковой структуры. В таком случае существование блоковой структуры первичной земной коры допускать необязательно.

Аномальная структура земной коры может быть связана с формированием осадочных бассейнов. Очевидно, что более плотная или более тонкая земная кора вызывает в верхней мантии Земли некоторое горизонтальное растяжение, и районы с такой земной корой особенно чувствительны к образованию нормальных сбросов или интрузий — дислокаций, связанных с растяжением земной коры. Эти аргументы объясняют расположение системы даек в Мидланд-Валли и предполагаемой системы даек под северной частью Ирландского моря. Они объясняют также, почему крупные осадочные бассейны должны были образоваться именно здесь, поскольку для их возникновения необходимо было развитие крупных нормальных сбросов.

Согласно гипотезе подкоровых течений, сильные погружения северной части Ирландского моря можно считать «побочным продуктом» непрерывных поднятия и денудации каледонских (и герцинских) горных цепей. Предполагается, что подток вещества верхней мантии, вызванный изостатическим поднятием, происходил из соседних районов и вызывал в свою очередь их опускание. Погружавшиеся бассейны заполнялись продуктами денудации гор.

M. BOTT 204

## ЛИТЕРАТУРА

1. Agger H. E., Carpenter E. W., 1964. A crustal study in the vicinity of the Eskdalemuir seismological array station, Geophys. J., 9, 69-83.

2. And erson E. M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, 2nd ed., London, 1-206.

3. Bott M. H. P., 1962. A simple criterion for interpreting negative gravity anomalies. Geophysics, 27, 376-381. 4. Bott M. H. P., 1964. Gravity measurements in the north-eastern part of the Irish

Sea, Quart. J. geol. Soc. Lond., 120, 369-396.

5. Bott M. H. P., 1964. Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle, Nature, London, 201, 1082-1084.

6. Creer K. M., Irving E., Nairn A.E.M., 1959. Palaeomagnetism of the Great Whin Sill, Geophys. J., 2, 306-323.

7. Hafner W., 1951. Stress distributions and faulting, Bull. geol. Soc. Am., 62, 373 - 398.

8. Jeffreys H., 1959. The Earth, 4th. ed., Cambridge, 1-438.

- 9. Mansfield J., Kennett P., 1963. A gravity survey of the Stranraer sedimentary basin, Proc. Yorks. geol. Soc., 34, 139-151.
- 10. Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г., 1963. Характер глубинных геологических структур в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги, Советская геология, 3, 113—123.

## Осадконакопление в лагуне Гуэрреро-Негро, Нижняя Калифорния, Мексика

Ф. Фледжер

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Лагуны обычно распространены вдоль низменных аккумулятивных участков морских побережий, в пределах которых осадки, приносимые с суши, под влиянием процессов, действующих в прибрежной зоне моря, превращаются в песчаные лагунные барьеры. Большая часть береговой линии Атлантической прибрежной равнины США, например к югу от Лонг-Айленда, изрезана лагунами, переживающими различные стадии развития. По существу все побережье Мексиканского залива, за исключением активных участков дельты реки Миссисипи и большей части Юкатанской известняковой платформы, испещрено лагунами.

Возникающий в результате образования лагунного барьера частично ограниченный водный бассейн представляет собой надежную довушку для осадочного материала. Среди лагунных отложений встречаются как обломочный материал, принесенный реками с континента, так и осадки, доставленные в лагуну приливными течениями из открытого океана. Заполнение лагун осадками происходит обычно очень быстро, причем в состав их осадочного цикла часто входят мощные толщи прибрежно-морских отложений. Например, в бухте Сан-Антонио, согласно данным Шепарда и Мура [16], большая часть последеникового дагунного цикла заполнения представлена осадками, образованными более 2000 лет назад. Бернард, Ле-Бланк и Мейджор [2] описали толщу современных прибрежно-морских осадков, мощность которой заметно увеличивается в направлении от прибрежной части материкового шельфа к заливу Галвестон.

Знание закономерностей развития лагун и действующих в них процессов необходимо для проектирования новых и использования существующих лагунных гаваней. Прибрежно-лагунные образования широко распространены также среди древних морских отложений. Поэтому изучение современных лагун будет способствовать разработке надежных методов их диагностики и палеогеографического реконструирования лагунных областей далекого геологического прошлого. Настоящая работа является продолжением проведенного ранее исследования прибрежных лагун Нижней Калифорнии [13]. Последнее носило рекогносцировочный характер и заключалось в рассмотрении некоторых характерных особенностей лагуны Охо-де-Льебре. Данная работа касается некоторых результатов изучения расположенной по соседству с ней дагуны Гуэрреро-Негро и основных процессов, определяющих характер ее развития.

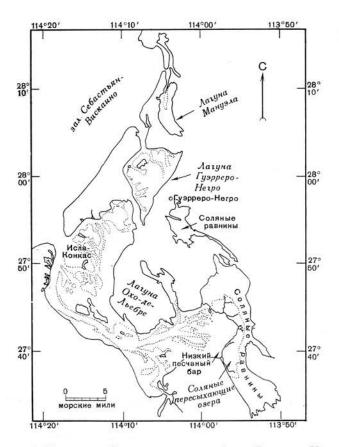
## МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА

Лагуна Гуэрреро-Негро — одна из многих лагун, осложняющих Тихоокеанское побережье полуострова Калифорния; она расположена приблизительно в 350 милях южнее государственной границы США (фиг. 1). Лагуны залива Себастьян-Вискаино группируются между 27°35' и 28°15' с. ш.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> F. B. Phleger, Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon, Baja California, Mexico.



Фиг. 1. Карта расположения района исследований.

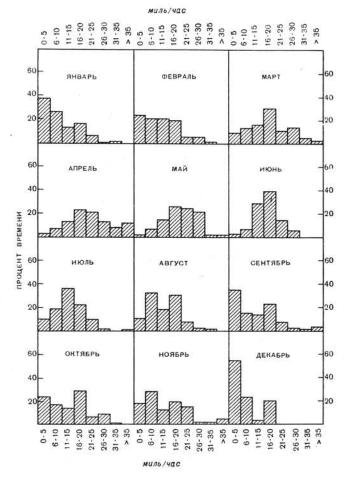


Фиг. 2. Карта прибрежных лагун района Гуэрреро-Негро.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЛАГУНЕ ГУЭРРЕРО-НЕГРО

207

и 113°50′ и 114°20′ з. д. Лагуна Гуэрреро-Негро находится между лагунами Охо-де-Льебре и Мануэла в пределах 27°54′—28°07′ с. ш. и 114°00′— 114°10′ з. д. Гуэрреро-Негро значительно меньше лагуны Охо-де-Льебре, но превышает по размерам лагуну Мануэла; площадь ее 5 × 8 морских миль, не считая площадь пролива, соединяющего лагуну с океаном и насчитывающего в длину около 3,5 морской мили (фиг. 2). Лагуны отделяются



Фиг. 3. Диаграмма распределения скоростей ветров в течение 1963 г.

одна от другой материковыми перемычками, которые во время высокого прилива рассекаются многочисленными узкими и мелкими каналами, соединяющими соседние лагуны.

Упомянутые лагуны приурочены к краю аллювиальной равнины центральной пустыни Нижней Калифорнии, занимающей пространство между хребтами Сьерра-де-Сан-Борхас на северо-востоке и Сьерра-Вискаино-де-Сан-Андреас на юго-востоке. Эта территория служила ареной устойчивого осадконакопления в течение большей части третичного времени. Современные осадки подстилаются здесь толщей третичных и меловых пород в несколько тысяч футов [40], которая перекрыта плейстоценовым комплексом отложений, включающим лагунные образования, эоловые пески и аллювий.

Климат в рассматриваемом районе аридный. Количество осадков обычно невелико, и в настоящее время, как и в недавнем прошлом, не существует

ни одного потока, втекающего в лагуну. В районе лагуны нет ни одной реки, а речные русла в нескольких милях от побережья в глубь полуострова обычно блокируются эоловыми песчаными валами. Количество осадков за 25 месяцев в течение 1956—1958 гг. составляло в сумме 70 мм. После 1960 г. оно значительно возросло до 25—150 мм в год. Сильное влияние на температуру воздуха на рассматриваемом участке побережья оказывают холодные воздушные массы акватории Тихого океана, снижая ее до умеренной. Максимальные колебания температуры воздуха здесь от 0 до 40° С, а среднемесячные — от 5 до 29° С [13, табл. 1]. Воздух Тихоокеанского побережья отличается большой влажностью, и небо обычно, за исключением полуденного времени, покрыто облаками. По ночам выпадают обильные росы.

Обычны сильные ветры, дующие с запада и главным образом с северозапада. Они обусловлены тем, что нагретые в дневное время воздушные массы центральной пустыни поднимаются над полуостровом, уступая место потокам более холодного воздуха, устремляющимся сюда со стороны Тихого океана. Как правило, ветры начинают дуть поздним утром, достигают максимальной силы в полуденные часы и затихают в сумерки. Изредка ветры дуют круглосуточно. На фиг. 3 показано распределение скоростей ветров по месяцам в течение 1963 г., вычисленное по результатам наблюдений, которые производились каждые 4 час с борта землечерпалки, стоявшей в проливе, соединяющем лагуну Гуэрреро-Негро с океаном.

#### ЛАГУННЫЙ БАРЬЕР

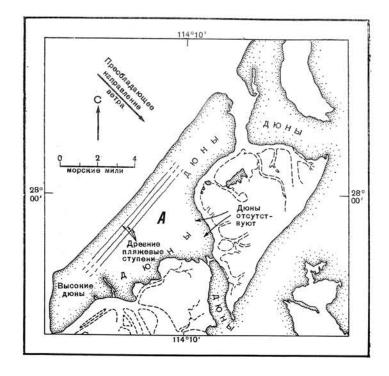
Барьер, отделяющий лагуны от океана, протягивается между проливами лагун Охо-де-Льебре и Гуэрреро-Негро. Он является основным барьером для обеих названных лагун и простирается с северо-запада на юго-восток на расстоянии приблизительно 15 морских миль. Средняя ширина его у лагуны Гуэрреро-Негро около 2,5 морской мили, а вблизи лагуны Охо-де-Льебре изменяется от 2,5 до 4 морских миль. В центральной части барьер имеет почти непрерывную связь с основным массивом Калифорнийского полуострова благодаря наличию перешейка, который, однако, пересекается узким и мелководным приливным каналом. Ширина барьера в его центральном сечении достигает 5 морских миль.

Лагунный барьер сложен тонкозернистыми песками, содержащими обильный раковинный материал и редкие обломки пород размером от небольших зерен до галек. Раковины принадлежат преимущественно моллюскам, обитающим в открытом океане и служащим одним из основных источников осадочного материала современных отложений, развитых в береговой полосе суши шириной 1 миля. Наиболее распространен род *Donax*, широко представленный в верхних слоях современных осадков (мощностью несколько дюймов), слагающих океанскую сторону барьера. Весьма обильны также раковины *Anadara*, часто встречаются остатки пектинид (возможно, *Aequipecten*). Кроме того, здесь присутствует по крайней мере около 30 других, более редко встречающихся форм фауны моллюсков.

Donax является местной формой приливно-отливной зоны; многочисленные представители этого рода обитают в ее современных пределах, вблизи линии отлива. Другие формы моллюсков, содержащиеся в осадках лагунного барьера и приливно-отливной зоны, очевидно, обитают за пределами последней. Предполагается, что они живут в пределах прибрежной полосы открытого океана, а в осадки приливно-отливной зоны попадают в результате перемещения их волнами. Некоторые из этих форм в осадках прибрежной зоны имеют неестественную темно-серую окраску и несут следы корродирования, что резко отличает их от неизмененных местных раковин. Видимо, такие раковины были первоначально захоронены в восстановительных условиях, а затем в процессе переработки содержавших их отложений штормовы-

ми волнениями были вынесены в приливно-отливную зону. Обломки переотложенных раковин, главным образом представителей рода Aequipecten, часто встречаются также в раковинных отложениях в пределах внутренних частей полуострова.

Территория барьера, по существу, лишена растительности, за исключением редких пятен мелкорослого кустарника и стелющихся растений.



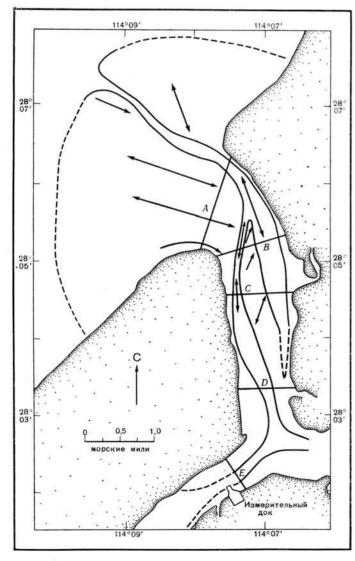
 $\Phi$  и г. 4. Схема распределения дюн. A — участок, где дюны отсутствуют, но развиты параллельные песчаные гряды.

Более <sup>3</sup>/<sub>4</sub> его площади занято барханными дюнами, а на остальной части широко развиты движущиеся пески (фиг. 4). В пределах центрального участка барьера хорошо развитые барханные дюны (размером  $3 \times 2$  мили) отсутствуют. Здесь наблюдаются низкие продолговатые песчаные гряды и изредка встречаются невысокие холмовидные дюны, окруженные низкорослыми кустарниками или стелющейся растительностью. К востоку от этого лишенного дюн участка распространены крупные барханы высотой до 40-50 футов. окаймляющие соединительный пролив и маршевую зону лагуны Охо-де-Льебре. Южная оконечность барьера покрыта высокими барханными дюнами, достигающими 75 футов в высоту. В северной части барьера распространены более мелкие барханные дюны, высота которых колеблется от 15 до 30 футов. Преобладающие ветры дуют с северо-запада, и поэтому длинные оси дюн ориентированы практически параллельно длинной оси барьерного острова. Вместе с тем имеется несколько участков, в пределах которых песчаные гряды вытягиваются параллельно направлению преобладающих ветров, например в центральной части острова. Дюнами окаймлена и большая часть побережий пролива, соединяющего лагуну Гуэрреро-Негро с океаном.

## морфология дна устьевой части лагуны

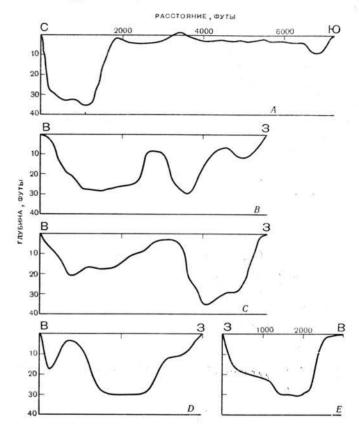
Характерной особенностью морфологии дна лагуны является наличие системы разветвляющихся каналов, отчетливо выделяющихся на фоне обширных пространств приливно-отливной равнины. Между последней и зоной развития каналов, примерно на среднем наинизшем уровне малой воды, наблюдается резкий перегиб в наклоне поверхности дна лагуны. Приливно-отливная равнина постепенно переходит в не менее обширные маршевые площади, располагающиеся обычно 1—3 футами выше нее. Каналы занимают приблизительно 15—20% общей площади лагуны. Остальная часть территории лагуны приходится на приливно-отливную равнину и маршевые пространства.

Наиболее глубокие каналы приурочены к устьевой части лагуны (фиг. 5). Так, глубина соединительного пролива в месте впадения его в океан состав-



Фиг. 5. Размещение каналов устьевой части лагуны и приливно-отливной дельты. Показано местоположение поперечных разрезов каналов, изображенных на фиг. 6. Стрелками отмечены направления движения приливно-отливных течений.

ляет 35—40 футов. На других его участках глубины также, как правило, превышают 30 футов. Глубина каналов постепенно уменьшается по направлению к их верховьям, и каждый канал оканчивается небольшим мелководным бассейном, где глубины при среднем наинизшем уровне малой воды не превышают 3—5 футов. Глубина в любой точке канала определяется



Фиг. 6. Поперечные разрезы лагунных каналов. Местоположение см. на фиг. 5.

объемом воды, протекающей через данное сечение во время движения приливной волны. Основной южный канал, например, в своей нижней части на 3—5 футов глубже, чем соответствующая часть главного северного канала. Причина этого, очевидно, заключается в том, что южный канал имеет несколько большую по сравнению с северным водосборную площадь.

Нижняя часть южного канала длиной 3,5 мили вытянута параллельно простиранию лагунного барьера и на всем своем протяжении сохраняет значительную глубину. Эта часть южного канала, вероятно, представляет собой реликт первичного канала, заложившегося в начальную стадию развития лагуны вскоре после ее образования. Далее по направлению к верховьям он резко (под углом около 70°) меняет свое простирание и устремляется в сторону суши. Северный канал также простирается в направлении континента под углом около 70° относительно длинной оси барьерного острова:

В месте впадения соединительного пролива в океан располагается проливная дельта, выступающая на 2—2,5 мили в сторону океана. Она пересечена каналом, минимальная глубина которого у внешнего края дельты составляла первоначально около 12 футов. В результате дноуглуби-

тельных работ, проводившихся в течение последних 5 лет, глубина канала в его устьевой части увеличилась до 28 футов. Эти работы были в основном предприняты в связи с выпрямлением извилистого фарватера дельтового

канала, затруднявшего прохождение судов (фиг. 5).

С юга соединительный пролив ограничен обширной отмелью, являющейся частью проливной дельты. Внутри пролива имеются два самостоятельных канала, разделенных мелководной зоной. Наиболее развитый канал, протягивающийся вдоль юго-западного берега пролива, обладает более или менее постоянной глубиной около 30 футов и непосредственно соединен с системой лагунных каналов. Северо-восточный канал быстро выклинивается в сторону лагуны и имеет с ней лишь ограниченную связь через порог глубиной всего около 10 футов. Одной из характерных особенностей описанных каналов является относительно большая крутизна их склонов, по крайней мере по сравнению с почти плоской поверхностью приливно-отливной зоны, которую они пересекают. Углы наклона бортов обычно колеблются от 2°35′ до 3°26′, а местами встречаются углы от 4°34′ до 5°48′. Опыт дноуглубительных работ показал, что углы более 4°34′ превышают углы естественного откоса и чреваты обрушениями склонов. Поперечные сечения некоторых лагунных каналов показаны на фиг. 6.

#### МАРШИ

## Общая характеристика

Морские марши (прибрежно-морские болота) занимают значительную часть площади лагуны Гуэрреро-Негро. Они приурочены к повышенным участкам приливно-отливной равнины, где осадки, транспортируемые приливами, отлагаются спокойными течениями небольшой скорости в слабо



Фиг. 7. Схематический поперечный разрез и подразделение зоны маршей.

турбулентной среде. Растительность, покрывающая поверхность маршей, служит прекрасным улавливателем осадочного материала. Вследствие этого марши всегда занимают более высокое положение относительно соседней приливно-отливной равнины и на них отлагается большая часть тонкозернистого материала, поступающего в лагуну. Самые высокие марши лагуны Гуэрреро-Негро находятся на 5—6 футов выше среднего наинизшего уровня малой воды.

В растительном покрове маршей преобладают представители рода Spartina, нижний предел произрастания которых находится на уровне около +3 футов, а верхний, очевидно, колеблется между 4 и 4,5 фута. На более высоких участках Spartina вытесняется флористической ассоциацией, в которой ведущую роль играет род Salicornia; состав этой ассоциации несколько изменяется в зависимости от высоты местности. К промежуточным уровням приурочена переходная зона, в пределах которой распространена смешанная флора обоих родов.

Осадки маршей лагуны Гуэрреро-Негро представлены в основном тонковернистыми песками, однако местами в заметном количестве присутствуют алевриты и глины. Значительная, а может быть, и большая часть тонкозернистых песков транспортировалась в пределы маршей ветром. Алевриты и глины концентрируются в многочисленных небольших каналах, испещряющих маршевые топи. Они, вероятно, представляют собой тонкозернистую фракцию взвешенного материала, транспортируемого приливными течениями и отлагаемого в малоподвижной водной среде, поскольку значительно более слабые отливные течения не могут выносить их обратно в пониженные участки лагуны. Маршевые каналы обрамлены береговыми валами, приподнятыми над общим уровнем маршевых болот на высоту от 6 дюймов до 2 футов. Обычно береговые валы заселены Salicornia, а на окружающих участках маршей произрастают Spartina. Обобщенный поперечный разрез маршевых болот лагуны Гуэрреро-Негро приведен на фиг. 7.

# Фораминиферы, распространенные в пределах маршей и лагунных каналов

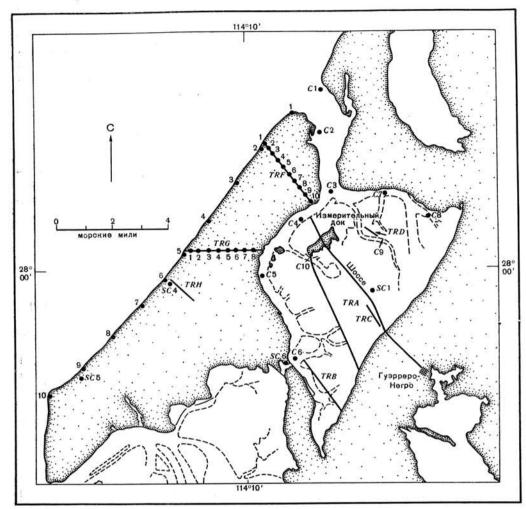
С целью изучения сообществ фораминифер, обитающих в пределах маршей и приливно-отливной равнины, на территории лагуны вдоль пяти профилей были взяты образцы донных осадков. Образцы помещались в пластмассовые трубки диаметром  $1^3/_8$  дюйма; поверхность влажного осадка площадью 1 см² заливалась формалином. Живые фораминиферы определялись методом окращивания. Каждый образец отвечает примерно 10 см² площади дна и 10 мл объема осадка. Местоположение профилей отбора образцов показано на фиг. 8, а распределение фораминифер по пунктам отбора приведено в табл. 1 и 2.

 ${
m T}$  аблица 1 Живые фораминиферы в образцах донных осадков, отобранных по профилям TRA и TRB

Профиль	(A)														١	β																							
	Канал и поиливно-отливная раднина								9	Марш													1	банал и прилувно- оппидная равнина					Марш										
Пункт	*	0		70	97	5	9	7	00	8	10	11	77	17	12	94	17	18	64	30	17	77	47	27	286	29	30	31	32	00	1	6 11	13	110	15	34	18	13	23
Общая популяция живых форамини фер	178	278	78%	220	450	234	09	98	321	104	96	0	726	110	100	26	66	22	64	89	774	-	16.6	100	646	3	277	829	28	200	282	216	2	4	0	0	7	94	294
Отношение популяции экивых форами- нифер к их сумпарной популяции (в сотнах)	28	34	32	11	00	18	21	18	09	54	20	0	69	24	62	11	22	5	22	16	97	07	11	47	14	35	30	52	7	92	33	07	25	10	33	0	8	20	38
Ammonia beccarii vars.	L	0,0		1	T	11	5	1		0,5	3		18	9	16					П	Т	Т	4	1	Т		4	2	Т	Т	Т	Т			$\Box$	Т	Т		
Ammotium salsum	126			Г	10,0		Г	Г				Т		Т					2		T	Т	Т	T	Т				_	Т	T	T							
Bolivin <b>a</b> pseudoplicata	2		04		Г	Г	3	Г	0,6	0,5	П		1	Т	T	П			П	П	Т	Т	Т	Т	T	Г			7	$\neg$	Т				Т				
8 striatella	2	1	4	1	1	2	8	1	0,3	1		П	Т	Т	Т	П			П		T	$\top$	Т						ℸ		Т	10			$\neg$	Т	П		
8 spp	1	0.4	5	101	3	0,2	4			0.8		Т	T	Т	Т	П			$\neg$	Т	1	T	0	6	T	Т			7	50		1			$\neg$				
Buccella ct & frigida	T			0.0	5	Т	Т	Т	23	0.8			$\top$		Т				╛		T	Т	2	A		Т			7	6	23	12					П		
Buliminella elegantissima	Т	3	1	12	3	0,4	3	Т			П	Т	$\top$	Т	Т	Т			П		T	т	Т	T	Т	Т			7	7	271	9 23	9		$\neg$	Т	П	П	
Cibicides spp	T	T	1	0.	2	T	Т	т		П	Т	1		т							1	1				Г			7	T	T		T		$\neg$				
Ciclogyra involvens	8	0.	1	100	5	033		12	2	4			1		1					1	1	$^{\dagger}$	13	1		19			7	7		3	T	П					
Discorinopsis aquayor	T	Ť	1	T	T	1	T	T		1		7	7	$\top$	Т	$\top$	П		4	5	5	$\top$	1	T	3	6		П	7	T	Т	T		П	50	Т	П		2
Flohidium translucens	Т	0,5		Т	Т	101	1	1		П	П	3	Т	Т	Т	Т					3				13			2	7						$\Box$	Т			
E. tumidum	t	02										1	т		15		1				1	1	2	$^{+}$	1	T	47		7	V	23				$\Box$			П	
F. spp	26	8	1	12	1	2	23		3	10	3	1	4 4	178	9	т	94		$\neg$	9	71	227	14	12	200	13	1	1	٦t	50	51	9 2		П	$\neg$	1			51
Caudryina et 6 pauperata						0,3	2	1					18	T	Т	12			2	1			1	9	T	T	04		1		1	74		П	$\neg$				
Gichrotella sp.		3	107	13	3	11	12	40	50	32	70		5 2	8 14	. 3		7.	9		25	2	V.	21	72	2	11	4	2	T	- 2	25	18			00	2	o to	94	
Glam, spira sp	0.6		Т	T	T			Т		22	1	1	18		T	15		5	18		1	1	2	1			14	28	1	1	1		T	П	Т	T	T		П
Tadammina palystama	Т	Т		Т	T								T	0,	90	14		5	16	4	18	T	T	0	3	10			1	$\exists$				П	$\Box$				12 1
Miliammina fusca	Т	Т		Т			Г					П			105	14			2		T	7	T	T			27	2	1	$\neg$				П	$\Box$	T			76
Miliolinella californica	14	12	12		1	03	1		0,6		1			Т	Т	Т	1	-				$\neg$	12	2	Т	12	Т		1		1	0	9			1	1		
M. oblonga	15	6	1	3	1	1	Т	7	9	4	4		1	9	0:	1	4			22	19	1	5 2	61	7 4	Vu	1	П	1	7	4	13		П	$\Box$	T			1
Miscellaneous miliolids	26	3	1	3	5	2	7	2	10	5	3		2	12	91	Т	4				$\top$	- 2	0 2	2 6	101		1	П	1		21	8	$\top$	П	П	T	Т		
Quinqueloculina loevigata	3	19		2 7					2	2	1	П	Т	Т	0;	5	1				Т	1	1.	2 12		Т	Т		1	1		4		П	П				
2 limbola		4				41		2 16	5	8	1		16		1								18				Г			-	14	10	9						
О врр	17					17		6			6		15		2		55			- 4	49	1	2 5			П	Г				5	2	5 50	te					
Reophos nanus	2	3	0,4	6 3	12	200		12		4			4			4	1	- 1					1.				Г				. 1	71							
P. sp.	2	L	L	L	L	0,3		L		1	6				. 56	12	9	18		1		12	02	?							-	2				$\top$			
Rosatina columbiensis	6					0,								12											12	94	27				5								
Rotalia lamaensis-versiformis"	4	12			8	0,		1	25														1	1									1						
spirilling viviparo	6		1/5	1	1	0,1																									_								
Textularia conica	1	1	1	1	12,1	9	1							1									T		I														
T earlandi Troch :	1	1	1	1	1	1	1	1	-	1	Ш		1	1	1	12				1	_	1	4	6	1		127				1	1				1	1		1
	22.5	7	1	1	1	1	1	-		1			4	1	14	558		63	56	12	38	4	4	1			20	49	(3)		1	1	1		$\sqcup$	1	1		7 4
7 spp	1	+	77	4	12	1	12		1	1	Н			1	1	5	-					_	4	1	0	92	-	Н			-	1	1		Н	-	-		
Miscellaneous spp	1	12	(7.)	17	13	100	3	14	1/27	12		15	1	2 13	9	4	14				4	- 14	2	21		12	10,4					8 13	250	4	ш	1	1		

215

Фауна приливно-отливной равнины и пересекающих ее каналов отличается большим разнообразием видового состава по сравнению с сообществами фораминифер маршей. По профилю TRA, например в образцах, отобранных на приливно-отливной равнине и из лагунных каналов, был определен



Фиг. 8. Карта размещения пунктов опробования.

C1-C10— пункты замеров скоростей течений; TRA-TRH— профили отбора образцов донных осадков; SC1, SC4-SC6— буровые скважины; 1-10— пункты отбора образцов поверхностных осадков современного пляжа.

61 вид фораминифер, в то время как в маршевых осадках — только 36 видов. Образцы маршевого профиля TRB содержат всего 9 видов, профиля TRC — 14 видов, а профилей TRD и TRE — по 21 виду фораминифер.

Характерными фораминиферами приливно-отливной равнины и лагунных каналов являются Ammonia beccarii (Linné) Bolivina spp., Buliminella elegantissima (d'Orbigny), Elphidium spp., Glabratella sp., обильные Miliolidae, особенно Quinqueloculina laevigata (d'Orbigny) и Q. limbata (d'Orbigny), Reophax nanus (Rhumbler) и Rosalina columbiensis (Cushman).

В пределах маршей широко распространены Discorinopsis aguayoi (Bermudez), Elphidium tumidum (Natland), Glabratella sp., Glomospira sp., Jadammina polystoma (Bartenstein et Brand), Miliammina fusca (Brady), Miliolidae,

Живые фораминиферы в образцах донных осадков, отобраниых по профилям TRC-TRE

Профиль			,	Ma,	e our									Maj														Ma,	рш							
Пункт	3	45	9	2	00	11	27	**	9	8	8	12	13	94	11	20	22	23	52	92	,	6	7	9	7	8	04	11	13	22	22	92	28	30	38	37
Общия оппуляция экивых фораминифэр	00	67	4	13	9	5	7	118	38	199	4	0	96	32	78	297	7	25	-	12	54	00	0	0	3	43	272	0,		Н	-	$\rightarrow$	120	-	-	256
Отношение полупяции экивых формини- фер к их суммарной популяции (в сотнях)	8	6	10	91	24	20	44	11	13	26				-	-	-	-	+	0	7	11	29	0	0	83			-	99	Н	33	44	$\rightarrow$	+	27	-
Ammonia beccarii vars	1															7	7	$\neg$	7	┪						12	33					36	_	1	12	-
Ammotium salsum	T								5	1				7		_	7	$\forall$	7														7	Ť	~	_
Discorinopsis oquayot	1	T	25								75				$\neg$	$\neg$	7	$\neg$	7	7			$\neg$					20	5				7	7	12	_
Elphidium spp	t	$\vdash$						7		14			1			$\neg$	7	$\forall$	7		15		$\neg$		20	82	38	20	10	12		3	7	1	~	
Gaudryino cf G pauperata										25								$\exists$	1	7		$\exists$				-		_	0.5			-	$\neg$	7	7	_
Glabratella 50				6		67			5						17		7	7	1	1	2			$\neg$			7		4		29		7	$^{\dagger}$	+	
Glomospira sp.	1			-									8	25		85		$\neg$	7	╛	6	50					$\neg$		10				20	7	$\forall$	Ξ
Jadommina polystoma	40	32		23				22		0.5			25	25	17			46	1	_	2				20		16	50	4	50	1/4		27		38	12
Miliammina fusca		15		12	17		50			43			25		Ť	Ť	7		T		7		╛	П	-		3	-	1	30	-		13	- 13	38	84
Miliolinello colifornica	1			-						3				_	$\neg$		7	$\neg$	7				$\neg$				_		2					Ť		Ť
M. oblonoa	1	5			17			3		7			T	7	7	$\neg$	╛	$\neg$	1	8						2	3	10	11				1	$\neg$	7	_
Miscellaneous mitiolids	T									6	П		T	$\exists$	7		7	寸	7										m		29		$\neg$	ヿ	$\forall$	_
Quinqueloculina laevigata	13	11		6				39		1				$\neg$	7		7	7	7	╛			П	П	П				П				$\dashv$	$\neg$	$\neg$	_
0 Limbata	T										П		8	7		$\neg$	7	7	7	7			П						П				7	T	7	Т
Reophax sp	2	5			17				79	4	П				7		7	7	7	7	66	50		$\neg$		2					14	45	7	7	7	_
Rosalina calumbiensis	1	1		5			-			Ť	П			1	7		7	7	1	1				$\neg$					35			-	+	$\top$	7	-
"Rotalia lamaensis-versitarmis"	1				17												7	1	1	╛			$\neg$				$\neg$						7	$\pm$	+	_
Spirillina vivipara	t										25		7		1			$\neg$	1	7													$\exists$	t	$\pm$	
Textularia earlandi	Т													12		6		1	10	1									0,5				7	T	寸	_
Trochammina inflata	20	32	75	47	33	33	50	15		2			33	1	67	3	00	54	1	42	2		П		60	2	7		15	38		9	27 1	00 1	2	3
7. spp	2													2		3	1	1	7	1		$\neg$	П	П		1	$\neg$		1		1		14	1	T	
Miscellaneous spp.										1				2	7	1	7	7	7	7	$\neg$			$\neg$		7			0,5				7	+	7	Т

Textularia earlandi (Parker) и Trochammina inflata (Montagu). Среди маршевых фораминифер присутствует много форм с известковым скелетом. Наиболее распространенным видом в большинстве маршевых образцов является Trochammina inflata.

Популяции живых фораминифер в образцах и приливно-отливной равнины и маршей изменяются от 0 до 800 на образец; подобные колебания характерны и для количественного состава суммарных популяций. Отношение популяции живых фораминифер к суммарной популяции также испытывает значительные изменения в различных образцах, но в среднем остается достаточно высоким. Исчерпывающие данные о популяциях фораминифер рассматриваемого района опубликованы в более ранней работе автора [13].

#### приливы и отливы

Приливы и отливы характеризуются полусуточной периодичностью. Максимальная амплитуда приливно-отливных колебаний равна примерно 9 футам (от -1.5 до +7.5 фута), однако она свойственна далеко не всем сизигийным приливам. Минимальная амплитуда прилива составляет менее 2 футов, а средняя амплитуда колеблется от 4 до 5 футов.

В периоды устойчивых сильных ветров, дующих с северо-запада, вероятно, происходит некоторый подъем уровня вод в лагунах Гуэрреро-Негро и Охо-де-Льебре, хотя соответствующие измерения, которые бы подтверждали это, не производились. Такие ветры гонят лагунные воды в сторону континента на столь большие расстояния, что в лагуне Охо-де-Льебре, например, заливаются соляные равнины, окаймляющие ее внутренние части; кроме того, они задерживают сбрасывание приливных вод обратно в лагуну во время отлива. Возможно, подобные явления во многих случаях являются тем механизмом, который обеспечивает транспортировку морских рассолов

к местам отложения солей. Естественно, что наиболее эффективно этот механизм будет действовать в условиях совпадения периодов устойчивых ветров, дующих с океана в сторону лагуны, с приливами.

Ф. ФЛЕДЖЕР

Измерения амилитуды приливно-отливных колебаний уровня воды производились в специальном измерительном доке, расположенном примерно в 5 милях от входа в соединительный пролив. В результате наблюдений в этом доке был установлен средний уровень отлива. Дополнительные измерения были сделаны в непосредственной близости к проливу. Пункт наблюдения в этих случаях располагался на южном побережье пролива примерно в 1 миле от основного проливного канала, характеризующегося наибольшей скоростью течения вод в зоне пролива. Измерения производились в течение декабря 1961 г. и с апреля по июль 1962 г. Цель их заключалась в определении задержки приливно-отливных пульсаций на отрезке между доком и проливом, установлении различий в амплитуде приливов в различных пунктах и в выяснении наличия пульсационных явлений внутри лагуны. Однако эти измерения не могли быть продолжены, и полученные в результате их данные ввиду своей неполноты, к сожалению, оказались ненадежными. Тем не менее было выяснено, что приливы и отливы в доке начинаются обычно на 20-40 мин позднее, чем в проливе. В некоторых случаях, правда, была зафиксирована одновременность пульсаций в доке и проливе. Установлено, что крайние значения несовпадения колеблются от 0 до 55 мин. Различия в амплитуде незначительны, и обычно амплитуда пульсаций всего на 0,1-0,2 фута больше в доке, чем в проливе. Однако в одном случае амплитуда перепада уровней в доке оказалась на 0,8 фута меньше по сравнению с проливом. Несколько измерений показали превышение амплитуды в доке над амилитудой в проливе до 0,9 фута. Отчетливой корреляции между особенно высокими амплитудами пульсаций в доке и скоростями ветров не наблюдается.

Судя по некоторым весьма ограниченным данным, приливно-отливные пульсации проявляются также в пределах лагуны, хотя и нерегулярно, а выяснение причин этой нерегулярности на основании имеющихся материалов не представляется возможным. Лишь сравнительные данные для пролива и внутренних частей лагуны смогли бы помочь решению этого вопроса.

#### ТЕЧЕНИЯ

В результате подъема океанических вод под действием приливных сил их уровень в открытом океане становится выше, чем в соединительном проливе. Возникают течения, направленные в сторону лагуны, скорость которых зависит от гидростатического давления, глубины и ширины проливного канала и неровностей его дна. Приливные течения несут взвешенный материал, который они осаждают, уже минуя пролив; иногда они оказывают даже эрозионное воздействие на дно каналов, углубляя их. Совершенно очевидно, что самые широкие и глубокие лагунные каналы являются зонами наиболее сильных приливных течений.

Площадь поперечного сечения лагунного пролива — выпускного отверстия всей системы лагунных каналов — является функцией количества вод, проходящих через пролив в течение приливно-отливных пульсаций [12]. Кроме того, она зависит от продолжительности прохождения по проливу приливно-отливных течений.

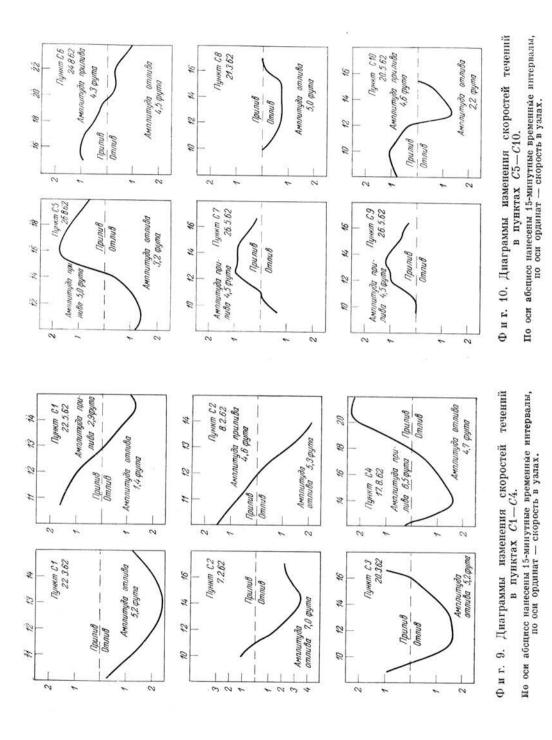
Замеры скорости течений в лагунных каналах производились в 1962 г. в десяти пунктах, расположение которых показано на фиг. 8. Измерения велись двумя способами с борта стоящего на якоре судна. Один заключался в определении скорости движения крупного (2 дюйма × 6 дюймов × 6 футов) куска древесины, подобранного по удельному весу так, что он плыл, будучи едва погружен в воду. В другом случае использовалась гидрометрическая

вертушка Савониуса со счетчиком, установленным на палубе судна. Скорость течения замерялась каждые 15 мин, и в некоторых пунктах, где позволяли условия, были получены исчерпывающие данные о приливных и отливных течениях.

Скорость течений в пределах лагуны Гуэрреро-Негро является прежде всего функцией амилитуды прилива и меняется, кроме того, в зависимости от расстояния до пролива. При большой амплитуде прилива возникают сильные течения, меньшие приливы вызывают более слабые течения. В период одного приливно-отливного цикла скорость течения достигает максимума в проливе, минимальна в наиболее удаленных от пролива лагунных каналах и имеет средние значения на промежуточных участках. Это определяется изменением объема воды, проходящей через сечение каналов в различных частях лагуны. На фиг. 9 и 10 показаны скорости приливно-отливных течений в различных пунктах наблюдения. Представленные значения скоростей приливно-отливных течений не всегда отвечают максимальным для данного участка лагуны, поэтому для их сравнительной оценки на каждом из приведенных графиков указана амплитуда прилива. Кривые скоростей даны в несколько обобщенном виде, в связи с чем более мелкие колебания скорости на них не отображены. Характерной чертой приливно-отливных течений в каналах лагун подобного типа является заметная турбулентность, и специальные наблюдения показывают весьма значительные турбулентные изменения скорости. Кроме того, имеют, очевидно, место еще более мелкие колебания скорости течения, типа «портовой зыби», которые могут либо быть очень кратковременными, либо длиться в течение нескольких минут и не связаны с наблюдаемыми турбулентными колебаниями скорости.

Графики скоростей, приведенные на фиг. 9 и 10, относятся к поверхностным течениям. В пунктах C2 и C4-C7, кроме того, были сделаны замеры скоростей придонных течений. Кривые изменения скорости последних подобны аналогичным кривым поверхностных течений, но значения скорости придонных течений на 10-15% ниже. Глубина лагунных каналов незначительна и колеблется в пределах 10-35 футов. Вследствие этого турбулентность, вызываемая течением и ветром, в большинстве случаев обусловливает почти полное перемешивание поверхностных и придонных слоев потока. Поэтому данные о скорости поверхностных течений служат достаточным основанием для суждения о скорости движения воды в придонной зоне потока.

Самая высокая скорость течения, равная 3,5 узла, была зафиксирована во время отлива с амплитудой 7 футов в пункте наблюдения С2. Максимальная амплитуда прилива в этом пункте достигает 8 футов. С связи с этим можно предполагать, что наибольшая скорость приливно-отливного течения здесь будет приближаться к 4 узлам. К сожалению, не было возможности замерить максимальную скорость течения в пункте наблюдения С1, который расположен в устьевой части лагунного пролива. Наибольшая зафиксированная здесь скорость, равная 2,4 узла, характеризует течение, возникшее вовремя отлива с амплитудой около 5 футов. Следует, видимо, полагать, что скорость течений в пункте C1 должна быть несколько выше, чем в пункте C2, в связи с тем что в последнем случае часть воды поступает в дополнительный канал, расположенный восточнее главного, где находится пункт C2. Однако и через сечение главного канала в пункте С1 даже во время отлива проходит не весь объем вод, минующий пункт C2, так как значительная их порция образует течение над баром, расположенным к югу от станции С1; во время прилива наблюдается прирост столба воды и над баром в районе пункта C2. Вряд ли, конечно, скорости течения в указанных двух пунктах наблюдений будут значительно различаться. Об этом свидетельствуют, в частности, результаты замеров скоростей потока в этих пунктах во время двух различных приливов с одинаковыми амплитудами 5 футов (фиг. 9), а также во время



ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЛАГУНЕ ГУЭРРЕРО-НЕГРО

219

двух других приливов с амплитудами 2,9 фута, когда максимальная скорость течения в пункте C1 достигала 1,4 узла, а в пункте C2 — 1,25 узла. Считают, что в периоды наиболее сильных сизигийных приливов в пункте C1 скорость течений может быть около 4,5 узла, но не превышать 5 узлов.

Скорость приливно-отливных течений снижается в направлении внутренних участков лагуны и на расстоянии около 5 миль от устья пролива, в пунктах СЗ и С4, составляет всего 60—70% ее величины в пунктах С1 и С2. Тем не менее во всех пунктах наблюдения в пределах лагуны, даже во внутренних каналах, были отмечены достаточно сильные течения. Наблюдения проводились именно в лагунных каналах, где интенсивность течения, видимо, выше, чем на окружающих участках приливно-отливной равнины, вследствие большей глубины каналов по сравнению с этой равниной. Каналы представляют собой основные пути движения вод приливно-отливных потоков, тогда как в пределах подводной равнины и маршей образуются лишь поверхностные течения.

#### ТРАНСПОРТИРОВКА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

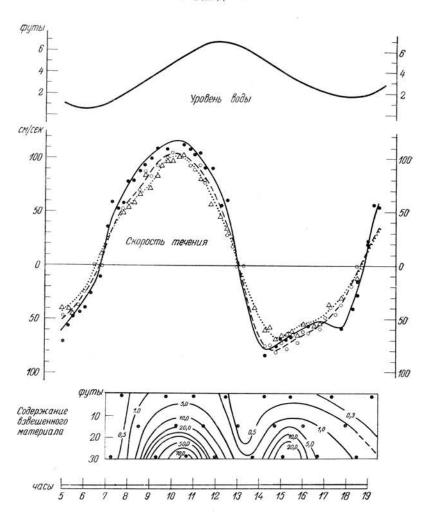
Осадочный материал в лагуну Гуэрреро-Негро приносился преимущественно ветром и представлен тонким песком, которым сложены окружающие лагуну дюнные поля. Поступавший песок разносился затем приливно-отливными течениями и отлагался как внутри лагуны, так и в зоне приливно-отливной дельты. Наряду с этим какая-то часть песка доставлялась в лагуну приливными потоками с дельтовой отмели.

Инмен с сотрудниками [7] в течение трех с половиной лет производили измерения скорости миграции дюн на северном побережье лагуны Гуэрреро-Негро. В результате этих наблюдений установлено, что дюны движутся со средней скоростью 18 м/год, что соответствует перемещению 23 м³ песка с каждого метра фронта дюнного поля. Исходя из этих данных, Инмен с соавторами пришли к выводу, что общее количество песчаного материала, потребовавшегося для формирования дюнных полей на северном побережье лагуны, было перемещено за последние 1800 лет.

Дюны, распространенные на западном и южном обрамлении лагуны, соизмеримы по величине с описанными Инменом; на основании этого можно предположить, что скорость их перемещения как в линейном, так и в объемном выражениях близка к значениям, полученным для дюн северного побережья лагуны. Следовательно, дюнные поля, развитые к югу от лагуны, перекрыли пространство от современного побережья океана до коренной суши также за период 1800—2000 лет. Общая протяженность фронта движущихся дюнных полей (discharge-front), вычисленная под прямым углом к направлению преобладающих ветров, оценивается приблизительно в 10 морских миль. Это означает, что ежегодно в лагуну поступает около 350 000 м³ песчаного материала, транспортируемого ветром.

Изучением переноса песчаного материала приливно-отливными течениями в лагуне Гуэрреро-Негро занимался Постма (Postma, в печати). Он измерил количество взвешенного в воде материала и через короткие промежутки делал замеры скорости течения на протяжении какого-то отрезка или полного приливно-отливного цикла. Результаты этих измерений в течение одного приливно-отливного цикла в пункте С4 приведены на фиг. 11. Взвешенный осадок представлен тонким песком с медианным диаметром зерен около 0,16 мм. Осадок содержится в большом количестве во всем разрезе столба воды, но наибольшая его концентрация отмечается в придонном слое потока.

В период между приливом и отливом, когда скорость потока ослабевает, плотность суспензии начинает заметно снижаться, но это продолжается недолго в связи с кратковременностью застойного периода в лагуне Гуэрреро-Негро.

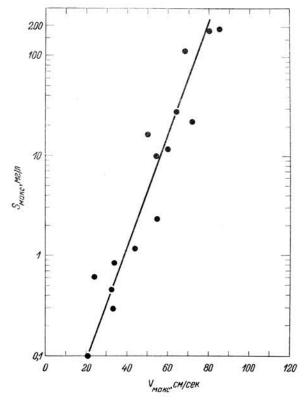


Ф и г. 11. Диаграммы изменения уровня воды, скорости течений и концентрации взвешенного осадочного материала, составленные по результатам замеров в пункте C4, произведенных 18 августа 1962 г. (Postma, в печати).

Повышенная концентрация взвеси в придонном слое потока была отмечена во всех пунктах наблюдения. Кроме того, установлена зависимость между скоростью движения воды и плотностью суспензии (фиг. 12). Это позволяет предполагать непрерывное поступление песчаного материала в систему лагунных течений. Как уже отмечалось, главная масса этого материала поставляется в лагуну благодаря деятельности ветра, а дополнительным крупным источником его являются отмели, подвергающиеся приливной абразии. Но ветры дуют непостоянно, и поэтому темпы поступления осадочного материала в лагуну изменяются. То же можно сказать и о втором источнике, ибо большая часть отмелей, испытывающих абрадирующее воздействие приливов и отливов, приурочена к проливу и проливной дельте и, таким образом, не может служить поставщиком взвешенного материала во время отливов.

В тех случаях, когда дюны располагаются на побережье каналов, как, например, в районе южного канала, изображенного на фиг. 6, E, их подножия подвергаются абразии течениями и волнами.

В результате размыва подножия дюн, склоны которых достигают максимального угла естественного откоса, возникают песчаные оползни, весьма характерные для дюнных побережий лагуны. В результате оползней в пределы акватории лагуны поступает большое количество песчаной взвеси. Подобные явления наблюдаются также в каналах с достаточно крутыми склонами. В связи с постоянным самовосстановлением угла естественного откоса песчаные склоны каналов относительно неустойчивы: под действием течений слабо



 $\Phi$  и г. 12. Зависимость между максимальной скоростью течения  $V_{\mathrm{макс}}$  и максимальным количеством осадочного материала в суспензии  $S_{\mathrm{макс}}$  (Postma, в печати).

закрепленные на склонах пески сползают и переходят во взвешенное состояние. Эти два процесса обеспечивают непрерывное поступление в лагуну взвешенного материала, интенсивность которого зависит от скорости течения.

Когда приливные воды вторгаются в пределы обрамляющей каналы приливно-отливной равнины, скорость и турбулентность течения заметно ослабевают, что обусловлено в основном резким уменьшением глубины на равнине. В связи со снижением скорости потока большая часть песка, очевидно, выпадает из взвеси и отлагается в краевой части равнины. Это ведет к образованию на внешней стороне приливно-отливной равнины бермы и к разрастанию равнины за счет каналов. Во время отлива воды покидают приливно-отливную равнину более медленно, чем каналы, поэтому на равнине скорость отливных течений больше скорости приливных. Местами внешние участки приливно-отливной равнины изрезаны небольшими каналами, впадающими в основные лагунные каналы. Происхождение этих русел следует, очевидно, связывать с отливными течениями. Отливные потоки сносят поверхностные осадки с краев приливно-отливной равнины к склонам каналов, где в случае наличия достаточно сильных течений они удерживаются

во взвеси. Когда же течение не обладает необходимой для транспортировки взвешенных частиц скоростью, песчаный материал начинает осаждаться на склонах каналов, вследствие чего площадь приливно-отливной равнины начинает увеличиваться за счет ширины каналов. Последующие приливные течения могут вновь частично или полностью взмучивать эти осадки, унося их со склонов каналов.

Терригенный материал, переносимый во взвешенном состоянии, выпадает в осадок при достижении отливными водами расположенной за пределами лагуны приливно-отливной дельты. Когда поток выходит из узкого канала на дельтовую отмель, он теряет скорость, а взвешенные частицы начинают оседать на дно. Отливные воды теряют также скорость при выходе из пересекающего дельту канала на океанический край дельтовой отмели, где этот канал обрывается. Почти весь содержащийся в потоке осадочный материал, за исключением удерживающегося во взвеси благодаря волнению, оседает здесь на дно, уменьшая глубину канала до минимума. В аккумуляции песчаного осадка на океаническом окончании дельтового канала принимает участие волновая деятельность.

В настоящее время лагунный пролив активно смещается в северном направлении. Северо-восточный берег проливного канала, судя по изменению положения навигационного прибора для измерения амплитуды приливов, за последние 4 года передвинулся на 500 футов к северо-востоку. Обширная отмель с юго-западной стороны канала за это время разрослась на северо-восток ровно настолько, насколько сократилось северо-восточноемелководье. По другим данным, пролив со времени своего возникновения мигрировал в северном направлении на 2 мили. Низменный остров, находящийся вблизи измерительного дока, весьма напоминает острова, которые приурочены обычно к внутрилагунным дельтам, располагающимся против входа в проливы, такие, например, как остров Исла-Конкас в лагуне Охо-де-Льебре. По-видимому, этот остров в лагуне Гуэрреро-Негро занимал некогда положение против входа в пролив. Современная форма пролива лагуны Гуэрреро-Негро в плане также свидетельствует о миграции его русла на северо-восток и о том, что устьевая его часть испытала несколько большеесмешение по сравнению с внутренним окончанием.

Механизм, обусловливающий миграцию океанического окончания пролива в северном направлении, выявляется при рассмотрении общей картины распределения приливно-отливных течений (фиг. 5). Направления течений на фиг. 5 нанесены на основании многочисленных наблюдений за распределением красителей, которые сбрасывались с низко летящего самолета, а также по данным непосредственных измерений на поверхности воды. Во время прилива в пределах юго-западной отмели наблюдается заметное течение, направленное на восток и северо-восток. Турбулентность, вызываемая волнением в условиях мелководья, обусловливает обильное обогащение взвеси песчаным материалом, который транспортируется к лагунным каналам.

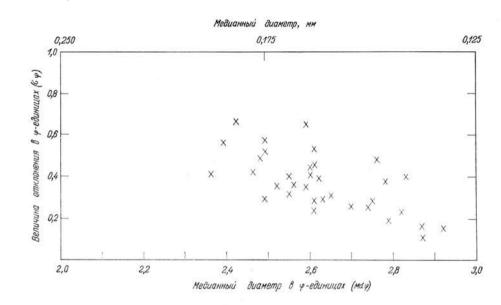
Таким образом, существует как бы постоянное давление осадков в восточном и северо-восточном направлении. Расширению отмели на восток и северо-восток препятствуют каналы, ибо курсирующие по ним течения являются основным средством перемещения осадочного материала. Однако близ устьевой части пролива каналы делают резкий поворот, вследствие чего течения ударяются здесь о северо-восточное побережье пролива и активно разрушают его. Одновременно уменьшается абразионное воздействие течений на южную отмель, которая, наоборот, начинает разрастаться в сторону канала до установления временного равновесия.

Вследствие расширения южной отмели на восток приустьевая часть западного судоходного канала постоянно заносится осадками, так как и приливные и отливные течения обходят ее стороной. Во время прилива основная масса воды, поступающей в лагунный пролив из подводного русла,

служащего его океаническим продолжением, устремляется прямо в восточный канал. При отливе же большая часть воды, сбрасывающейся в западный канал, растекается по поверхности юго-западного устьевого бара и над отмелью, разделяющей проливные каналы. В то же время внутренний отрезок западного канала сохраняет свое сечение неизменным, ибо служит как бы воронкой для вод приливных и отливных течений. Весьма вероятно, что в случае прекращения непрерывных дноуглубительных работ в нижней части русла западного канала последняя начала бы смещаться на восток вплоть до слияния с устьевым участком восточного канала.

#### ОСАДКИ ЛАГУННОГО БАРЬЕРА

Осадки лагунного барьера состоят из минеральных зерен, раковин фораминифер и моллюсков. Минеральные частицы на 95% представлены кварцем, остальные 5% относятся к темноцветным минералам, среди которых



 $\Phi$  и г. 13. Медианный диаметр ( $Md\phi$ ) и степень сортировки ( $\sigma\phi$ ) осадков лагунного барьера.

преобладает роговая обманка. Раковины моллюсков местами образуют обильные скопления, а их обломки песчаной размерности присутствуют во всех изученных образцах. Раковины фораминифер имеют сравнительно толстые стенки и распространены в осадках почти повсеместно.

Был произведен гранулометрический анализ 35 образцов осадков (включая сложенные раковинами организмов), собранных вдоль профиля, пересекающего северное окончание лагунного барьера (профиль TRF, фиг. 8). Все осадки могут быть отнесены к хорошо отсортированным мелкозернистым песчаникам. Средний медианный диаметр зерен (фиг. 13) составляет около 2,60 ф (0,47 мм), при крайних значениях — от 2,4 до 2,9 ф (0,435—0,48 мм). Значения ф — отклонения, указывающего на степень сортировки осадка, — колеблются от 0,1 до 0,65 [6]. Эти величины сравнимы со значениями соответствующих параметров образцов лагунных осадков данного района, которые еще в предшествующей работе автора [13, стр. 159] рассматривались

как вторично переотложенные пляжево-дюнные осадки лагунного барьера. Некоторое несовпадение значений медианного диаметра зерен этих двух групп образцов обусловлено тем, что они анализировались разными методами, в которых были различны скорости осаждения. Однако величины медианного диаметра зерен, приведенные в настоящей работе, по всей вероятности, более достоверны, чем ранние определения.

Таблица 3 Популяции фораминифер в поверхностных осадках лагунного барьера

Профиль	-				F									G				ij					17/	79.74	C			
Пункт	2	3	4	43	9	7	в	8	10	+	2	3	7	2	9	2	8	6		2	01	4	4,	9	4	8	8	a
Популяция, содержащаяся в 1г осадка	25	31	23	12	30	13	20	11	07	11	8	92	30	32	28	94	13	112	9	12	12	10	3	62	21	90	59	35
Ammonia beccarii vars.	+								1	3			0,3							0,8				23			2,5	0,8
Angulogerina spp					0,9				1				2		4	4		1	0,6	0,8		0,7		2,7				0,8
Bolivina spp		Т	1		0.9										0,9													0,8
Buccello parkerae		7	5		3	4	4	5	3	5	8	1	6	2	5	6		1	2	2	2	4	0,4		1	2	2	5
B. tenerrima				2					0,7			1				0,7					0,2						1	
8. sp.		2			2	1	1		0,7		3	1		28	3	1	1	0.5	4	0,8	1	0.7		0,7			1	2
Cassidulina spp		1	Г		2		1		0,7		3	1	0,3			1				1	0,2			0,3		0,8		
Cibicides biserialis	7	11	2	2	7		6	7	15	14	8	4	7	8	12	7	9	9	13	11	12	4	4	5	1	10	12	11
C. fletcheri	32	23	56	41	36	40	37	34	33	45	47	44	40	41	44	40	54	38	44	37	45	58	45	43	65	47	34	27
Elphidium crispum	1							2		3		5	0,9			1	5	2		0,8	2	2	5	7		1		0,8
E. translucens			1			2			1	3	3			2			5	0,5	1	0.8					1	1		
E. tumidum	2								0,7			1	0,9	2				0.5	2	1	1	0,7	1	1				
£. spp.	5	3	1		2	6		3	2	3		3	5	6	0,9	4	l,	4	5	3	2	3		0,3	10	2	4	2
Hanzawaia nitidula	1	1	1		2	2			2		3		0,9	0,8				2		1	2		0,4			0.4	0,5	0,8
Miscellaneous miliolids	1	7	1	5		4	5	5	2			8	9	4	3	5	5	6	0,6	5	5	2	18	15	4	8	5	5
Nonionella basispinata	1	1	1			2	1	2	0,7			1		1		1	2	0,5	0.6	1	1	1	2	0,3		0,4	0,5	2
Planorbulina mediterranensis				2	0.9	2	1		0,7	3		2		0,8		1		3		2	0,7	1	1	0,3			3	3
Planulina exorna		3																0,5		-	0,5	0,7						0.8
Poroeponides of P lateralis												1					2			0,3	0,5		4	1		0,4	0,5	
Quinqueloculina lamorckiana	4	4	4	2	2		3	2	4	3		5	7	3	9		7	3	2	7	8	4	8	11	1	4	3	3
0. seminulum					3	2	3		0.7	3	3	1	2	0.8				2		0,8	0.5		2	1		2	1	2
a. spp.	1												0,9					0,5	0,6	1	0,4		0,8	2		0,4		0,8
Reussella pacifica		1					1											0,5		0,3				0.3			0,5	
Rosalina columbiensis							-		0,7									3						1		F	0,5	
"Rotalia lamaensis-versitormis"	44	34	25	44	36	36	33	41	28	13	22	18	14	22	23	27	7	18	22	16	11	15	5	6	16	15	26	24
Rotorbinella turbinata		1			0,3			2	1				0.9					0,5		0,8	1	1	0,4	0,3		0.4	0,5	2
Textularia conica							9		0.7			1	0,9	2				0,5		2	0,7			2		0.4	2	12
Miscellaneous spp	,	,	2	2	,		4		1			2	07	3	0,8	07	2	3	2	7	2	2	0.6	25		4	2	14

В 28 образцах поверхностных осадков лагунного барьера, отобранных на его океаническом побережье, а также вдоль профилей TRF и TRG (фиг. 8), определялись содержание и состав фораминифер. Результаты определений сведены в табл. 3. Данные таблицы показывают, что относительное содержание фораминифер в различных образцах изменяется от 3 до более чем 100 экземпляров на 1 г осадка. Среди различных видов преобладают Cibicides fletcheri и «Rotalia lomaensis-versiformis». Часто встречаются также Miliolidae и Dyocibicides biserialis.

Образцы погребенных осадков, взятые в нескольких пунктах (фиг. 8) пляжевой ступени с различных глубин, иногда превышающих 30 футов, представлены мелкозернистым песком или скоплениями органических остатков, подобными распространенным на поверхности. По количеству фораминифер в 1 г осадка и видовому составу их эти образцы также сравнимы с поверхностными (табл. 4).

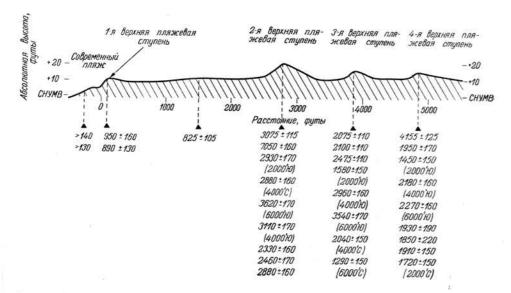
Снважина			5	C 1						5	C 4	8								SC	5				┚				51	C 6			
Образец	,	2	5	7	14	15	20	- 0	7	0	, 0	0 00	40	15	11	13	1	2 7	8	8	8	11	12	13	44	3	7	13	18	23	24	92	32
Глубина, футы	3,6	4.1	9,2	3,2	20,7	23,6	29.2	3.6	6.0	8,04	10.1	21,72	000	202	32,9	36,1	3,8	17.1	151	17,4	21,5	25,6	28,7	32,7	35,3	3'2	17.4	470	27.9	25,8	27.1	29,4	32,9
Популяция, содержащаяся в 12 осадка	0,02	0	0	0,02	3	45	36	9	7	24	2/.	191	141	140	178	29	7	47	403	09	54	12	04	99	7.9	8	7	, v	2	9	7	2	20
Immonia beccarii vars	+			Н	+	1	0,2	+	+	0	40	30.	4	+	0,3		Н	2 0,	7 03	-			27	1	0,8	2	+	+	+	H	Н	1	+
ngulogering SPP	+	t			$\Box$		0,7	+	+	1	1		70	2		0.4		+	2			0.5				-	0.8	$^{\dagger}$			0,4	+	
Rolivina cf 8 compacta	+	t				0,6		+	+	+	$^{+}$	Ť	Ť	+	Ť	1	H	+	Ť	$\vdash$		70	$\neg$	$\neg$	┪	T						1	1
8. pseudopticata	+	+		Н	Н		0,4	+	$\forall$	$^{+}$	+	+	+	$^{+}$	+	0,4	Н	+	0.5	1			$\neg$		0.8	$\neg$	$\neg$	1			П	1	
8. striatella	+	$^{+}$	1		0,6		0,6	1	1	+	1	$^{+}$	1	+	1	-/-	П	$\top$	1			П	-				7	1					1
8. vaughani			$^{\dagger}$				0,5	1	1			$\top$		T			П								╛			T	Т	1			5
9. spp.	$\top$	T					0,6	1	1	1	1	10	14	0.	5									0,4	╛			T			10		
Buccella cf. B. Trigida	+	t			$\Box$		77	1	1	1	1	13	1	T	1	Г		0	7	0,9				-				1		1			1
B. parkerae	+	t	1		9		5	+	+	110			2 1	1 4	3	1	П			2		4	3	2	1	2	5	4 6	3	2	2	1	
3. sp.	+	+	1		0.5		24	1	29			30		+	0.3		П	1		1	Ť		0.7				1		0.8		0,4	1	
Bulimina marginata	+	+	+		~			f	- July	Ť	1	7	1	+	Ť	1	Н	Ť	+	1	$\vdash$					2	V	19	Ť	T	T .	1	
Buliminetta elegantissima	+	+	1		0.5		2	H	+	+	+	+	+	1	0.1	0,8	Н	1	1	1		1	Н		0.4	-	f		0.8	3			2
Cassidulina spp.	+	+	+			0.6		1	+	+	1	23	+	+	1	0,4		0,6	+	1								ť	T	1			7.3
Cibicides biserialis	+	+	+	+	-	0,0	1	$\exists$		3	4	5 1	10 1	6 1	7 24	24	13	7 2	4 21	118	12	15	18	20	19	2	8	8 1	26	3	6	4	5
C. fletcheri	+	+	+		24			4.0		34 3								23 2															10
Cyclogyra involvens	+	+	+	۰		03	-	40	40	7	"	9 1	0 10	+	1	12	12	000	1/2	100	10	EU.	1		Ť	-	70	1	170	173	175		0,7
Elphidium crispum	+	+	+	+	Н		0.4	2	3	2	2	4		22	10	1	4	3 0	7/	+	+	2	5	2	1	2	3	2	7 1	3	1	2	
E. discoidale	+	+	+	+	0,5		0,4								0,0		7	- 19	4~	+	+	-		-	-		-	+	+	Ť	ť	1	
E. translucens	+	+	+	+	1	-	2	,		0.5				4 3			1	0,6 0	71	2	3	25	4	08	2	3	2	+	5 0	R	3	H	1
E. tumidum	+	+	+	+	3	3	-	1							52			0,5 1				1000	7	0,0	-	5	-		1 1			,	ŕ
	+	+	+	+		25		1		4	-			5	2 5	5	2	2 3	5 4	2	5	4	5	4	5	10	6		5 5				7
E. spp. Glabratella spp.	-	+	+	+	0	32	77	7	-	+		0,3		2,4		0,4		6 .		50,5		7	0	7	-	10	0	1	1			17	-
	+	+	+	+	100	32	Н	Н	0	-					5 2			0,6		0,0	+	0,5	-	$\vdash$	0,8	2		+	a		T	ťŦ	-
Hanzawaia nitidula	+	+	+	+	0,6	$\vdash$	Н	Н	2		9,4				2 01			40 2	+	+	+		0,7	01		-		29	ц	-	0.4	H	-
# sp.	-	+	+	+	-		Н	-	U,S	1	$\rightarrow$	03	4/1		50.			+	+	+	+	100	0,7	0,4	0,4	-	Н	13	+	+	144	Н	-
Haverina bradyi	-	+	+	1	-			Н		-	-	100	-	- 6	30,	7 10,4	+	$\vdash$	+	+	+	-	-	-	-	-	Н	+	+	+	+	Н	-
Jadammina polystoma	-	+	+	100	4	⊢	-	Н	-	$\dashv$	+	-	-		+	+	+	20	+,	+	+		-	-	H	-	Н	+	+	10	+	Н	-
Massilina robustior	-	+	+	+	+	<u> </u>	0,2				40	15	0,2	1 6	5	0,4	12	20	2 6		10	17	"	10	0	,,	1	2	6 4	1 2	0	12	11.
Miscellaneous miliolids	_	4	+	+	2	8		19	16	14	10	10	70	2 1	6	14	17	20	10	77	19	03	77	12	0	77	4	2 10	0 7	76	13	76	2
Neoconorbina parkerae	-	+	4	+	+	L	0,4	Н	_	$\dashv$	$\dashv$	$\rightarrow$	+	0/	+	+	₽	-	+	+	+	02	+	$\vdash$		Н	Н	+	+	+	+	Н	-
N. cl. N. terquemi	-	4	1	+	1		0.9		0.0	2.6	0.0			0,4	1	2	12	00	13	,	10	24	02	1	0.0	2	3	0.0	,+	١,	0,8	1	0,3
Nonionella basispinata		1	1	1	2		0,2		US	0,5					3 1			0,6					3			4	1	1,3	+	+	0,0	1	
Planorbulina mediterranensis		1	1		2	1		1		2				4 .				2						6		0	0,8	00	15	+		1	-
Poroeponides cf. P. lateralis	-	1	1	1	1	1	-			3		1			1 0,		2	2 0	22	50.	1	16	+	2	0,4	0	0,0	0,0	0		4		5
Quinqueloculina catalinensis	_	4	-	+	0,0	1	⊢	3		3					15 a.		1			-	-	+	+		-			+	10,	-	17	l'	Ť
a. ct a compta	_	1	1	1	1		$\vdash$	L		0,5	0,7	0,6	0.5		25 a		+	10			2	+	7	0,4		$\vdash$		+	1	+	0.4		1
a. costata	1	1	1	1	2,5	1	1	L			1	а3	0,5	3	2	1	-	$\vdash$		5	+	+	1	0,4	0,4	-	+	+	+	1	17		3
O. laevigata		1		1	1	0,3		L						-		3 0,	1	21	0	-	2 4	0	40	10	110	7	2	2	3			2	4
Q. lamarckiana		1	1	1	0,6		0,2		12			8	6	6	4 4			21	2 7	5 0	174	1		1	2	+	00	6	1	1	1	6	1
a. spp.					ac	5		L		1			3		1		1			5 2		1	1			-	0,8	-	+	+	+	-	1
Reussella pacifica		I					0,6	L				0,3	0,7	0,4	1 2		1			1 0,	9	╀	1	0,4	0.4	-	,	-	-		+	$\vdash$	6
Rosalina columbiensis		I		I	9	16	16	L					Ц	7	2 9	63	1		1	1	1	1	-	1	0,4	-	1	06	19	8 4		6	7
"Rotalia lomaensis-versitormis"		T			29	0,6	35	8	10	10	13	10	21	19	23 2	3 18	17	5	8 1	0 11	1 14	17	11	16	22	3	18	20	14 6	9 5	10	2	-
Spirillina vivipara		T	T				0,4								1				1	1				1	1	L				+	+	1	2
Textularia conica	$\neg$	1			2	0,5	1	4	0,9	6	3	12	7	11	11 5	1 14	12	6	1 1	2 11	1 8	12	6	19	18	2	0,8	$\Box$	2 1	-	3	2	5
Trochamming inflata	10	20	T	1				Г									1								1	L			1	1	1		1
Miscellaneous Spp.	- f	+	+	+	12	4	106	1		1	1	2	3	3	2.5 2	2 2	12		1	1	4		13	10.6	9 1	2	4	2	3 1	0 3	7 0	3	11

#### ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ВАЛЫ ЛАГУННОГО БАРЬЕРА

#### Общая характеристика

На фиг. 14 показан схематический поперечный разрез западной части центральной зоны лагунного барьера, лишенной дюн (см. профиль TRH на фиг. 8). Участок пляжа на этом разрезе имеет наклон в сторону моря и ограничивается с тыльной стороны нижней пляжевой ступенью, которая во время прилива погружается под воду на глубину до +5 футов и более. Пляжевые осадки содержат в большом количестве раковины Donax, а на поверхности пляжа наблюдаются обширные поля скоплений живых представителей этого рода. Другие формы прибрежно-морской фауны моллюсков представлены здесь только немногочисленными раковинами отмерших орга-

низмов. Позади пляжа располагается современная верхняя пляжевая ступень, на 10—11 футов воздымающаяся над средним наинизшим уровнем малой воды. Она заливается водой только во время сильных штормов (за счет штормового нагона), возможно, совпадающих к тому же с очень высокими приливами. Внутренний склон этой ступени покрыт слоем осадка, состоящего из раковин *Donax* с небольшой примесью раковин других моллюсков, мощность которого достигает нескольких дюймов. Еще несколько подобных прослоев было обнаружено на разных глубинах в вертикальном разрезеступени. Ширина рассматриваемой ступени примерно 500 футов.



Фиг. 14. Схематический поперечный разрез западной части лагунного барьера. Внизу разреза приведены результаты радиоуглеродного определения абсолютного возраста раковин *Donax*; в скобках указано расстояние (в футах) пунктов отбора некоторых образцов к югу или севе, у от профиля.

СНУМВ — средний наинизший уровень малой воды.

На некотором расстоянии от современной пляжевой ступени внутрьлагунного барьера установлены еще три, очевидно древние, верхние пляжевые ступени. Это узкие гряды, вытянутые параллельно современной береговой линии, морфологические особенности которых не оставляют сомнений в их происхождении. Поверхность этих ступеней усыпана раковинами Donax. образующими покров мощностью несколько дюймов. Раковинные прослои встречены и на разных уровнях ниже поверхности. В них обычно преобладают раковины Anadara и некоторых других обитателей прибрежных вол. По общему виду поверхность древних пляжевых ступеней и пониженных участков между ними почти не отличается от современного пляжа, за одним исключением: концентрация раковинного материала здесь выше, чем на основной площади современной пляжевой полосы. Это, в частности, обусловлено деятельностью ветров, выдувающих песчаный материал с поверхности древних пляжевых ступеней и разделяющих их площадей, что с особой интенсивностью проявляется в пределах последних, где повышенная концентрация раковинных остатков наблюдается повсеместно. Что касается самих пляжевых ступеней, то, как следует из относительно большой мощности зпесьповерхностного раковинного покрова и наличия погребенных органогенных прослоев, основной причиной повышения концентрации органогенных остатков в этих отложениях является активная волновая деятельность

Гребень верхней ступени современного пляжа имеет высоту около +10.5 фута (над средним наинизшим уровнем малой воды), а основание внутреннего склона, отстоящее от внешнего на 350 футов по горизонтали, находится на высоте +7.5 фута. Отсюда начинается слабый подъем, который у основания внешнего склона 2-й пляжевой ступени, на расстоянии 2375 футов от основания внешнего склона 1-й (современной) пляжевой ступени, достигает 11,5 фута. Высота гребня 2-й пляжевой ступени (на расстоянии 2780 футов от внешнего основания 1-й пляжевой ступени) +21,25 фута. 3-я и 4-я пляжевые ступени ниже предыдущей и не превышают +16 футов. На рассматриваемом разрезе расстояние между 2, 3 и 4-й ступенями почти одинаково и составляет примерно 1000 футов. Описанные пляжевые ступени прослеживаются вдоль оси лагунного барьера, т. е. с северозапада на юго-восток, на расстоянии около 7 миль. Легко опознаваемые следы древних ступеней и пляжей устанавливаются и в междюнных зонах северной и южной частей лагунного барьера. Распространение и количество пляжевых ступеней в разных районах лагунного барьера неодинаково, что обусловлено различным поведением отдельных участков береговой линии в периоды их формирования.

#### Определение возраста осадков радиоуглеродным методом

Некоторое количество образцов поверхностных осадков, отобранных вдоль рассматриваемого профиля в основном в пределах древних пляжевых ступеней центральной части лагунного барьера, было подвергнуто определению абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Расположение пунктов отбора образцов вдоль профиля показано на фиг. 14. В пределах 2, 3 и 4-й древних пляжевых ступеней несколько образцов было взято к северу и югу от профиля. Во всех случаях абсолютный возраст определялся по карбонату кальция, слагающего целые раковины моллюсков Donax. В пределах современного пляжа на анализ были отобраны три образца, один из которых представлял собой пустую, но не поврежденную раковину отмершего моллюска, а два других — раковины живых организмов этого рода. Эти образцы были датированы как современные.

Относительное расположение верхних пляжевых ступеней со всей очевидностью свидетельствует о том, что 4-я ступень является самой древней, и о все более молодом возрасте ступеней в направлении современного океанического пляжа. В настоящее время в нашем распоряжении имеется девять определений абсолютного возраста осадков 4-й пляжевой ступени. Семь из них укладываются в интервале 1700—2300 лет, и только два дают резко отличные значения. Естественно, лишь группа относительно близких значений может претендовать на достоверность и служить указанием на приблизительный абсолютный возраст 4-й пляжевой ступени.

Аномальный возраст одного из образцов 4-й пляжевой ступени равен  $4155 \pm 125$  лет, т. е. вдвое превышает среднюю величину большинства определений. Это может быть обусловлено примесью к основной массе осадков более древнего материала. Поставщиком этой примеси является прибрежная зона океана. Корродированные, очевидно более древние, раковины пектинид встречаются в осадках современного пляжа, а их обильные обломки распространены в отложениях всех древних пляжей и пляжевых ступеней лагунного барьера. Этот органогенный материал, несомненно, выносился на побережье волнами, абрадировавшими относительно более древние отложения в пределах прибрежной зоны. Вполне вероятно, что и некоторые другие органические остатки современного пляжа, принимаемые за местные, на самом деле являются переотложенными, т. е. более древними. Но слишком слабые изменения внешнего вида раковин не позволяют определить их действительного происхождения.

Как уже указывалось, для определения абсолютного возраста использовались только целые раковины *Donax*. Конечно, при этом не представлялось возможным анализировать в популяциях смешанного возраста каждый экземпляр, отличающийся по внешнему виду от большинства других. Весьма возможно, что некоторые раковины этих моллюсков были привнесены в анализируемый осадок из более древних отложений. Более уверенно можно полагать, что во время голоценовой трансгрессии моря пляжевая фауна *Donax* была распространена в широком диапазоне глубин современной материковой отмели. В голоценовую трансгрессию, соответствующую интервалу времени 10 000—8000 лет, уровень моря, по-видимому, постоянно удерживался на отметке 50—60 футов (Curray, устное сообщение, 1960, 1961). В этих условиях формировались обширные пляжевые равнины, откуда органические остатки переносились волнами, достигавшими дна, в направлении берегов. В период особенно сильных штормов волны в зоне прибоя, очевидно, достигали высоты по крайней мере 20 футов.

Другое крайнее значение возраста осадков 4-й ступени, выпадающее из группы средних величин, равно  $1450 \pm 150$  лет. Это отклонение может быть обусловлено примешиванием к раковинам Donax, намытым в зону 4-й пляжевой ступени с одновозрастного ей пляжа, более молодых форм. Раковины, имеющие возраст на несколько сот лет моложе местных, видимо, были принесены в зону рассматриваемой ступени с пляжа, находившегося от нее в нескольких сотнях футов в сторону моря. За 2000 лет (средний возраст формирования 4-й пляжевой ступени) лагунный барьер продвинулся в океан на 5000 футов. Следовательно, средняя скорость разрастания барьера составляет 2,5 фута в год. Таким образом, место обитания раковин Donax с возрастом 1450 лет находилось в 1200-1300 футах западнее 4-й пляжевой ступени, т. е. примерно в зоне расположения 3-й пляжевой ступени.

С 3-й пляжевой ступени на определение абсолютного возраста было взято восемь образцов. Из них два имели возраст менее 2000 лет, а именно  $1290 \pm$ ± 150 и 1580 ± 150 лет. Остальные шесть значений размещаются в интервале 2000-3500 лет. Вероятно, истинными следует признать первые два значения, а завышенные значения остальных рассматривать как результат примешивания к местным формам более древних, принесенных из морской зоны пляжа. Транспортировка более молодых раковин Donax в зону 4-й ступени могла происходить в периоды сильных штормов, которые формировали 3-ю пляжевую ступень. При высоте волн в зоне прибоя 20 футов волновой нагон затоплял 3-ю пляжевую ступень и перебрасывал пляжевый материал на ее внутренний склон. Понижение между 3-й и 4-й пляжевыми ступенями заполнялось водой, глубина которой достигала, видимо, 3-4 футов, особенно в случае совпадения шторма с сизигийным приливом. Сильные ветры вызывали здесь турбулентность воды, несомненно, достаточно интенсивную для свободного перемещения раковин Donax, имеющих очень небольшие размеры. Давление ветра на воду в предприбойной полосе этого изолированного бассейна вызывало подъем его уровня около 4-й пляжевой ступени. Вполне вероятно также, что благодаря дополнительному поступлению воды в бассейн за счет волнового нагона, заливавшего 3-ю пляжевую ступень, 4-я пляжевая ступень, по крайней мере в своих пониженных участках, тоже погружалась под воду. Имеются многочисленные свидетельства аналогичной штормовой транспортировки раковинного детрита из зоны современного пляжа к подножию 2-й пляжевой ступени и даже на ее внешний склон.

Все определения абсолютного возраста образцов со 2-й пляжевой ступени отражают примешивание к местному материалу более древнего, доставленного сюда из морской зоны пляжа. Самое большое значение, равное  $7050\pm160$  лет, очевидно, соответствует совершенно незагрязненной древней раковине. Оно примерно совпадает с периодом спокойного стояния уровня моря на отметке 50-60 футов [3].

Действительный возраст 2-й пляжевой ступени, установленный на основании средней скорости разрастания лагунного барьера, равен 1000-1200 годам. Значит, возраст образца, взятого с древнего пляжа 2-й ступени на расстоянии 1500 футов от подножия внешнего склона современной пляжевой ступени (фиг. 14), равный  $825\pm105$  лет, можно считать примерно соответствующим времени формирования данного участка поверхности лагунного барьера. В этой зоне, возможно, не происходило смешивания местного осадка с более древним раковинным детритом.

Как уже отмечалось, относительное расположение пляжевых ступеней в плане указывает на то, что наиболее древними образованиями на поверхности лагунного барьера являются осадки 4-й пляжевой ступени. Учитывая примерную горизонтальность поверхности лагунного барьера, можно считать, что все рассмотренные пляжевые ступени и разделяющие их древние пляжи были сформированы при постоянном уровне океана, соответствующем современному. Таким образом, наблюдаемый ныне уровень океана устновился еще около 2000 лет назад и с тех пор, по существу, не менялся.

Превышение уровня 2-й пляжевой ступени на 5 футов над 3-й и 4-й ступенями мы объясняем как результат образования последних в менее суровых штормовых условиях. Причины, обусловившие формирование поверхности разделяющих ступени древних пляжей на отметке 10—11 футов, легче всего распознаются на примере рассмотрения современной пляжевой зоны. Как уже отмечалось, здесь имеется нижняя пляжевая ступень, высота которой. равная +5 футам, соответствует среднему уровню приливов. Замыкающая пляжевую зону верхняя пляжевая ступень высотой 10-11 футов формируется под воздействием штормов средней силы, совпадающих по времени с приливами. Депрессионная зона, сопряженная с внутренними склонами этой ступени и имеющая отметку поверхности около +7.5 фута, аккумулирует осадочный материал, доставляемый сюда волнами, перехлестывающими покрытую водой пляжевую ступень, что подтверждается распределением здесь органических остатков. Верхняя пляжевая ступень действует в данном случае как барьер, препятствующий обратному выносу осадочного материала из депрессионной зоны в океан, и таким образом способствует заполнению последней до уровня своего гребня. Этот процесс, очевидно, активно проявлялся на протяжении всего рассмотренного периода развития лагунного барьера. Формирование 2, 3 и 4-й пляжевых ступеней, вероятно, осуществлялось аналогичным способом. Определения абсолютного возраста осадков современной пляжевой ступени дают значения около 900 лет, что, естественно, отражает примешивание к распространенным на ее поверхности современным раковинам более древних форм.

#### Современное положение уровня океана

Приведенные данные позволяют предполагать, что уровень океана достиг современного положения приблизительно 2000 (1700—2300) лет назад и с тех пор оставался неизменным. Гоулд и Мак-Фарлан [5] на основании исследований, проведенных в районе равнины Шенир, Луизиана, показали, что современный уровень океана установился около 3000 лет назад. Несколько позднее, в 1961 г., Мак-Фарлан [9] для объяснения некоторых особенностей протоков дельты Миссисипи вынужден был предположить, что современного уровня мировой океан достиг еще около 5000 лет назад. Радиоуглеродные данные, полученные в Нидерландах [8], свидетельствуют о том, что современный уровень океана установился около 3000 лет назад, хотя, исходя из этих данных, можно принять и цифру 2000 лет. Каррей [4] в качестве наиболее приемлемой даты этого события принял значение 3000 лет назад.

Недавно Сколл [15] на материалах изучения прибрежных болот Флориды представил доказательства в пользу того, что 3000 лет назад уровень океана

был ниже современного на 4 фута, а 2000 лет назад — на 2 фута. С тех пор он постепенно поднимался до современной отметки. Данные Сколла фактически не расходятся с нашим предположением об установлении современного уровня океана около 2000 лет назад. Действительно, различие в 2 фута, если оно и было, не могло существенно изменить характер воздействия штормовых волн на открытый песчаный лагунный барьер, каким является барьер лагуны Гуэрреро-Негро. Отклонение в 4 фута могло быть более эффективным. Если 3000 лет назад уровень океана действительно был на 4 фута ниже современного, мы вправе ожидать развития пляжевых отложений этого возраста под поверхностным покровом эоловых песков восточнее 4-й пляжевой ступени.

### мощность современных осадков лагунного барьера

Мощность отложений современного цикла осадкообразования в пределах лагунного барьера, исходя из глубины проливов лагун Гуэрреро-Негро и Охо-де-Льебре, оценивается примерно в 35—40 футов [13, стр. 174]. Слегка литифицированный осадок, поднятый со дна пролива, содержит многочисленные гальки и обломки пород, иногда окисленные песчаные зерна и корродированные пятнистые раковины организмов. Он отличается от поверхностных осадков лагунного барьера и, видимо, принадлежит к отложениям основания, подстилающего эти послеледниковые лагунные образования. Возраст поверхности основания определяется как позднеледниковый. Отложения, подобные обнажающимся на дне лагунного пролива, были обнаружены также на поверхности дна океана в 5 милях от лагунного барьера, где глубина воды постигает 68 футов.

С целью более точного определения мощности послеледниковых отложений были отобраны четыре колонки современных лагунных осадков. Это было произведено с помощью портативного ручного бура, оснащенного желонкой и смонтированного на стальной треноге. Утяжеленный конец стальной желонки короткими ударами быстро погружался в толщу осадка; заполнявший желонку осадок удерживался в ней с помощью створчатой заслонки. Обсадная труба вводилась в скважину уже после ее проходки, что позволяло, используя описанный метод, бурить скважины до глубины 35

футов.

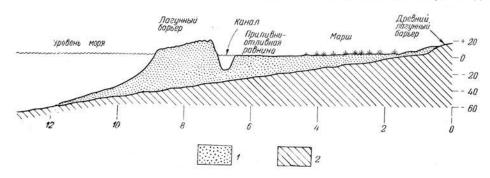
Две скважины (SC4 и SC5) были пробурены на внешнем океаническом пляже лагунного барьера (фиг. 8) и доведены до глубины около 36 футов. Полученный керн оказался по существу однородным по всей глубине стволов и аналогичным поверхностным осадкам лагунного барьера. Фауна фораминифер также не претерпевает изменения с глубиной (табл. 4), и определенные в некоторых образцах концентрации раковин сходны с их относительным содержанием в осадках современного пляжа. Бурение этих скважин было прекращено в связи с тем, что возможности метода были исчерпаны.

Третья скважина (SC6) была пробурена в 5 милях восточнее скважины SC4, на перешейке, разделяющем лагуны Гуэрреро-Негро и Охо-де-Льебре (фиг. 8). Здесь на глубине 27 футов от поверхности были обнаружены плохо отсортированные пески, содержащие многочисленные крупные обломки пород, подвергшиеся окислению. Выше залегают мелкозернистые хорошо отсортированные пески с органическими остатками, аналогичными современным лагунным осадкам. Осадок, встреченный на глубине 27 футов, очевидно, относится к образованиям ледникового ложа лагуны. Радиоуглеродные определения абсолютного возраста раковин Chione californiensis (Broderip) и Aequipecten circularis (Sowerby), взятых с глубины 26 футов, дали значение 2200 ± 110 лет.

Четвертая скважина (SC1) расположена в зоне прибрежных болот, примерно в 5 милях от океанического пляжа лагунного барьера (фиг. 8). Здесь также на глубине 27 футов были установлены пески, содержащие

крупные, заключенные в пятнистую кальцитовую оболочку обломки пород. Эти образования, видимо, тоже входят в состав ледникового цоколя современных лагунных отложений.

В окрестностях города Гуэрреро-Негро, расположенного примерно в 11 милях к востоку от современного океанического пляжа, известны отложения древнего океанического пляжа (фиг. 8). Это, по-видимому, осадки



Фиг. 15. Схематический поперечный разрез лагуны Гуэрреро-Негро, показывающий взаимоотношение послеледниковых лагунных осадков и более древних отложений. Масштабы — горизонтальный (в морских милях) и вертикальный (в футах) — даны приблизительно.

1 — послеледниковые отложения; 2 — древние отложения.

лагунного барьера предыдущего цикла, возраст которых превышает 30 000 лет [13, стр. 177]. Их кровля, вероятно, является продолжением позднеледниковой поверхности, подстилающей современные отложения лагуны Гуэрреро-Негро. Эта древняя поверхность плавно погружается в сторону океана в среднем 5 футов на 1 милю (фиг. 15).

## история образования и развития лагуны гуэрреро-негро

Возникновение лагунного барьера является критическим моментом в образовании лагун. Возможное происхождение и развитие лагунных барьеров рассматривалось нами ранее [13].

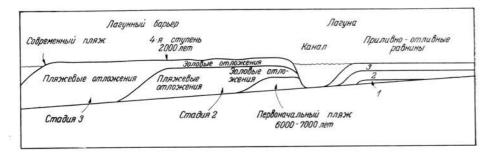
Барьер лагуны Гуэрреро-Негро, очевидно, заложился первоначально как пляжевая зона в результате воздействия воли и продольных прибрежных течений. Исходя из мощности отложений современного осадочного цикла, можно сказать, что это произошло в период, когда уровень океана был на 35—40 футов ниже современного. Согласно кривой изменения морского уровня в послеледниковую эпоху, построенной Карреем [4] на основании многочисленных радиоуглеродных определений абсолютного возраста, океан достиг указанного уровня 6000—7000 лет назад. По мере поднятия уровня океана пляжевый барьер постепенно надстраивался вверх благодаря деятельности волн и ветров. По данным Каррея, средняя скорость поднятия уровня океана замедлилась, когда он достиг отметки —40 футов; после этого для достижения современного уровня потребовалось еще 4000—5000 лет. По Сколлу [15, стр. 358], 4000 лет назад уровень моря был на 7 футов ниже современного и именно с тех пор постепенно поднимался, пока не достиг современного положения.

Столь медленное поднятие уровня моря (в среднем около 1 фута в 100 лет), естественно, ограничивало нарастание высоты барьера. Рост барьера был связан только с деятельностью ветров.

Вместе с тем можно предполагать, что в прибрежной зоне океана было сосредоточено огромное количество песчаного материала, который перено-

232

сился волнами и сопровождающими их течениями в сторону берега. Вероятно, первичным источником этих прибрежных песков служили выносы древних рек. Следовательно, интенсивное латеральное разрастание лагунного барьера в сторону моря, обусловленное медленным повышением уровня океана, являлось, очевидно, неотъемлемой чертой всех стадий его развития. По мере латерального и вертикального надстраивания лагунного барьера древние пляжевые пески, отлагавшиеся на более низком уровне, перекрывались плащом эоловых песков, образованных за счет переотложения ветром более молодых пляжевых осадков. Таким образом, нарастание высоты барьера на его лагунной стороне все время опережало повышение уровня моря. Отсюда следует, что самые древние послеледниковые отложения залегают



Фиг. 16. Схема предполагаемого развития лагунного барьера.

непосредственно на поверхности ледникового ложа и приурочены к глубокому краю первичной лагуны, а все более молодые отложения залегают выше и смешаются относительно более древних в сторону моря (фиг. 16).

Лагунный барьер начал формироваться на наклонной поверхности ледникового ложа, погружавшегося в сторону моря с уклоном 5 футов на 1 милю, причем наиболее глубокая часть лагуны была близ барьера. В связи с этим приливные течения в пределах первичной лагуны обладали наибольшей силой именно около барьера, ибо их скорость в подобных условиях является в основном функцией глубины дна. Таким образом, прибарьерный канал имел тенденцию сохранять свой профиль без изменения, в то время как остальная часть лагуны заполнялась осадками. Первые 3 мили южного канала лагуны Гуэрреро-Негро, т. е. тот его участок, в пределах которого он протягивается параллельно современной пляжевой зоне, очевидно, соответствует местоположению первичного канала этой лагуны. Точно так же начальный участок той же длины северного канала лагуны Охо-де-Льебре соответствует первичному каналу последней.

Как уже было показано, за последние примерно 2000 лет поверхностные отложения лагунного барьера продвинулись в сторону океана на 5000 футов. При этом выяснилось, что отложения рассмотренных выше древних пляжей, изучение которых и позволило установить отмеченное явление, распространены только в западной зоне лагунного барьера, ширина которой не превышает 1 мили, т. е. примерно половины ширины барьера у южного канала лагуны Гуэрреро-Негро. Поверхностные же отложения, занимающие восточную половину барьера между 4-й пляжевой ступенью и лагуной, не содержат раковин обитателей открытого океанического пляжа и рассматриваются поэтому в качестве эоловых образований последнего цикла седиментации (фиг. 16).

Взвешенный материал, проносимый приливными течениями через русла лагунных каналов, осаждался в более мелководных частях лагуны, где скорость течений ослабевала. Это способствовало быстрому формированию

приливно-отливной равнины, расчлененной отдельными остаточными каналами, служившими путями проникновения в ее пределы приливных струй. Как было показано в нашей предыдущей работе [13], лагуны Мануэла, Гуэрреро-Негро и Охо-де-Льебре первоначально составляли единую крупную лагуну, которая впоследствии разделилась на три самостоятельных бассейна благодаря взаимодействию приливных течений.

Вероятно, после того как уровень моря достиг или максимально приблизился к современному положению, лагуна в течение сравнительно короткого отрезка времени приобрела в процессе осадконакопления современные очертания. По-видимому, скорость осадконакопления здесь в настоящее время относительно невелика, и новейшие осадки почти не способствовали выработке формы лагуны. Основная седиментация сосредоточена сейчас в пределах прибрежных болот (маршей), медленно повышающих уровень своей поверхности, который в конечном счете превысит уровень полной воды. По мере того как марши расширяют свою площадь, объем приливно-отливных вод, курсирующих между лагуной и океаном, постепенно сокращается, а следовательно, уменьшается скорость приливно-отливных течений. Последнее в свою очередь ведет к тому, что все большая часть эолового песчаного материала, сдуваемого в лагуну с барьера, задерживается в ней. Одновременно с этим на лагунном барьере идет, вероятно, сокращение объема песков, залегающих выше уровня полной воды.

#### выводы

В течение последних нескольких лет все прибрежные лагуны Мексики были охвачены аэро-визуальными исследованиями, а некоторые из них, кроме того, изучены наземными методами. Помимо лагуны Гуэрреро-Негро, такому изучению подверглись лагуны Сан-Мигуэль [17] и Сан-Квинтин в северной части Нижней Калифорнии, лагуны Сан-Игнасио и Санто-Доминго в южной части Нижней Калифорнии, лагуны Ла-Крус и Эстеро-Тастиота в Соноре [11], лагуна Куютлан в Колиме, лагуна Лос-Трес-Палос в Гуэрреро, лагуна Мадре в Тамаулипасе и лагуна Терминос в Кампече [18, 1]. По соседству с Мексикой, на Тихоокеанском побережье Техаса Руснак [14] изучил лагуну Мадре, Шепард и Мур [16] — лагуны Сан-Антонио и Арансас-Бей, а Бернард, Ле-Бланк и Мейджор [2] — лагуну Галвестон-Бей. Предлагаемые ниже некоторые предварительные выводы, касающиеся прибрежных лагун, базируются на данных всех перечисленных исследований.

Прибрежные лагуны с песчаным барьером образуются на низменных прибрежных седиментационных равнинах. Одним из основных условий их возникновения является наличие в прибрежной зоне достаточно большого количества осадочного материала, необходимого для возведения лагунных барьеров, которые, очевидно, именно поэтому тяготеют к устьям рек. Однако если количество терригенного материала, выносимого рекой, слишком велико, то вместо лагуны на побережье возникает речная дельта. Обычно же аллювиальные осадки сгружаются в прибрежную зону, а затем транспортируются волнами ближе к берегу, где распределяются вдольбереговыми течениями, образуя лагунный барьер. Таким образом, вторым непременным условием образования прибрежных лагун является открытый берег и связанная с ним активная волновая деятельность. Кроме того, для формирования достаточно крупного лагунного барьера, вероятно, необходимо постоянное повышение уровня моря.

Лагунные барьеры разрастаются в сторону моря, и скорость этого разрастания, очевидно, определяется главным образом объемом доставляемого сюда осадочного материала. Абразия морского края барьера представляет собой временное явление и проявляется лишь в перераспределении осадков внутри барьерного комплекса. Так, формирование 2, 3 и 4-й пляжевых ступеней барьера лагуны Гуэрреро-Негро сопровождалось абразией и временным отступанием располагавшихся перед ними пляжей. В случае заметной и невосполняющейся потери барьером осалочного материала, как, например. при его выдувании за пределы барьера ветром, может начаться непрерывное устойчивое отступание морского края лагунного барьера. Это явление можно наблюдать в настоящее время на барьере лагуны Гуэрреро-Негро. Барьеры могут также расширяться и за счет территорий лагун, что происходит, когда большие массы осадков, поступающие в лагуну с барьера благодаря деятельности ветров и перехлестывающих через него океанских волн, не выносятся целиком за пределы лагуны течениями, курсирующими по ее каналам. В качестве примеров такого разрастания барьера можно привести формирование перешейков, выступающих над водой и отделяющих лагуну Гуэрреро-Негро от соседних лагун.

Большое влияние на формирование лагун оказывают, очевидно, и климатические условия. В обстановке теплого дождливого климата растительность быстро заселяет дюны и надводную зону пляжа (upper beach). Транспортировка песков ветром в этом случае сводится к минимуму, и дюны вследствие этого имеют весьма ограниченные размеры. Поэтому высота и мощность песчаных осадков барьерного комплекса в этих условиях обычно меньше, чем в аридной климатической зоне, к которой принадлежит, например, район лагуны Гуэрреро-Негро. Наоборот, разрастание в сторону моря при прочих равных условиях (в частности, при одинаковом количестве осадочного материала в системе) будет происходить во влажном климате быстрее, чем в аридном. Последнее тем более очевидно, что реки районов с влажным климатом всегда выносят в прибрежную зону больше терригенного материала, чем в аридном климате.

Глубоким участкам лагун, прилегающим к барьерам и проливам, свойственны обычно более грубые осадки по сравнению с внутренними, более мелководными их частями. Последние содержат в основном илистый материал, в то время как в глубокой части развиты преимущественно пески. Илистый осадок внутренних участков лагун часто приносится сюда небольшими реками. Другой причиной его накопления здесь является снижение скорости приливно-отливных течений.

Прибрежные лагуны в конечном счете заполняются осадками, причем скорость заполнения зависит от соотношения объемов принесенного в лагуну материала и материала, вынесенного отсюда приливно-отливными течениями. Следует считать, что скорость заполнения, достаточно высокая на ранних стадиях развития лагуны, впоследствии резко сокращается. Так, например, лагуна Гуэрреро-Негро, переживающая завершающую стадию формирования, заполняется в настоящее время значительно медленнее, чем на более ранних этапах своей истории.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Avala-Castañares A., 1963. Sistematica y distribucion de los Foraminiferos Recientes de la Laguna de Terminos, Campeche, Mexico, Boln. Inst. Geol. Méx..
- 2. Bernard H. A., LeBlanc R. J., Major C. F., 1962. Recent and Pleistocene Geology of south-east Texas, Houston geol. Soc., 175-224.
- 3. Curray J. R., 1960. Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, north-west Gulf of Mexico, in Recent sediments, north-west Gulf of Mexico, Am. Ass. Petrol. Geol., 221-266.

  4. Curray J. R., 1961. Late Quaternary sea level: a discussion, Bull. geol. Soc. Am., 72, 1707-1712.
- 5. Gould H. P., Mc Farlan E., Jr., 1959. Geologic history of the Chenier Plain, southwestern Louisiana, Trans Gulf Cst Ass. geol. Soc., 9, 261-270.
- 6. Inman D. L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. J. Sedim. Petrol., 22, 125-145.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЛАГУНЕ ГУЭРРЕРО-НЕГРО

235

- 7. Inman D. L., Ewing G. C., Corliss J. B., 1964. Coastal sand dunes of Guerrero Negro - Baja California, Mexico, Prog. 1964. Ann. Meet., Geol. Soc. Am.,
- 8. Jelgersma D., Pannekolk A. J., 1960. Post-glacial rise of sea-level in the Netherlands (a preliminary report), Geologie Mijnb., 39, 201-207.
- M c Farlan E. Jr., 1961. Radiocarbon dating of late Quaternary deposits, South Louisiana, Bull. geol. Soc. Am., 72, 129-158.
   M i n a U. F., 1957. Bosquejo geologico del Territorio Sur de la Baja California,
- Boln. Ass. Méx. geols Petrol., 9, 130-270.
- 11. Nichols M., 1964. Sedimentology of Sonoran coastal lagoons, Diss. Univ. Calif.,
- 12. O'Brien M. P., 1931. Estuary tidal prisms related to entrance areas, Civil Engr., **1**, 738 – 739.
- Phleger F. B., Ewing G. C., 1962. Sedimentology and accanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico, Bull. geol. Soc. Am., 73, 145-182.
   Rusnak G. A., 1960. Sediments of Laguna Madre, Texas in Recent sediments,
- northwest Gulf of Mexico, Am. Ass. Petrol. Geol., 153-196.
- 15. Scholl D. W., 1964. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the southeastern coast of Florida, Part 1, Mar. Geol., 1, 344-366.
- 16. Shepard F. P., Moore D. G., 1960. Bays of central Texas coast, in Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, Am. Ass. Petrol. Geol., 117-152.
- 17. Stewart H. B., Jr., 1958. Sedimentary reflections of depositional environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 42, 2567—
- 18. Y a ñ e z C o r r e a A., 1961. Estudio de la batimetria y sedimentos Recientes de la Laguna de Terminos, Campeche, Mexico, Tesis Prof. Inst. Geol. Méx., 1-57.

# Подводные каньоны, исследованные с ныряющего блюдца Кусто <sup>1</sup>

Ф. Шепард

#### **ВВЕДЕНИЕ**

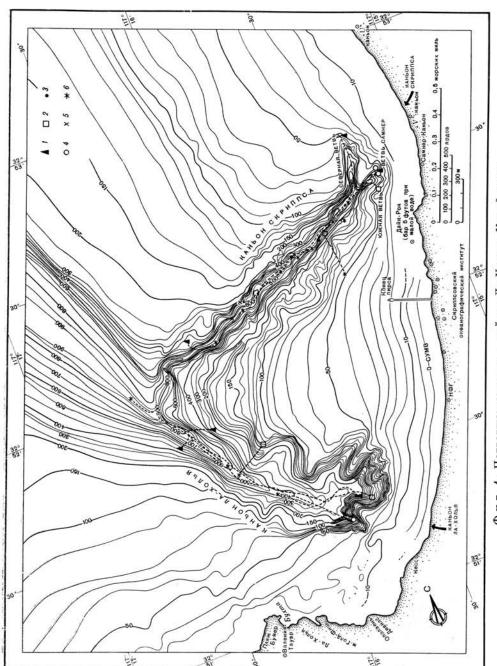
Одна из основных трудностей морской геологии заключалась в том, что геологи не могли наблюдать морское дно непосредственно. Теперь эта трудность постепенно устраняется. Благодаря энергии и изобретательскому гению таких исследователей, как Жак Ив Кусто и Огюст Пикар, мы приближаемся к новым временам, когда появится возможность погружаться под воды океана и воочию наблюдать удивительные черты морского дна, известные прежде лишь по эхолотным измерениям глубин и образцам донных отложений. Батискафы Пикара и ныряющее блюдце Кусто являются провозвестниками этого нового направления исследований. Не вызывает сомнений, что в скором времени стремление освоить морское дно вытеснит стремление достичь Луну. Уже появились сообщения о новых планируемых или испытуемых погружающихся устройствах.

Немногим более года назад непосредственные наблюдения крупных подводных каньонов, верховья которых близко подходят к берегам континентов во многих местах земного шара, были фактически ограничены глубинами порядка 250 футов. С французских и американских батискафов можно было произвести лишь мимолетные наблюдения небольших участков подводных каньонов. В последнее время благодаря договоренности с Кусто и фирмой «Вестингхауз» сотрудники Скриппсовского океанографического института и расположенной по соседству Морской электронной лаборатории неоднократно погружались на дно подводных каньонов южной и Нижней Калифорнии в ныряющем блюдце. Погружения осуществлялись с целью изучения тальвегов каньонов до глубин, превышающих 1000 футов, и обследования их крутых склонов. Первые погружения описаны Шепардом и др. [3]. И хотя такое обследование было подобно наблюдению наземных каньонов в густом тумане, полученные новые данные позволили коренным образом изменить представления о подводных каньонах.

Изучение подводных каньонов проводилось в основном в двух местах: в районе Ла-Холья (Калифорния) и у мыса Сан-Лукас (Нижняя Калифорния).

#### каньоны у ла-хольи

Тальвеги каньонов Скриппса и Ла-Холья (фиг. 1) исследованы сейчас почти по всей длине, от верховьев до слияния их в единую подводную долину. Каньон Скриппса представляет собой узкое ущелье длиной около 1 морской мили. Он имеет три притока, впадающих в верховья каньона близ берега, в 1000 футах севернее Скриппсовского института. Каньон прорезан в осадочных породах эоценового возраста, представленных главным образом конгломератами и в меньшей мере песчаниками и аргиллитами; те же породы слагают и береговой клиф к северу от каньона. Верховья каньона Ла-Холья находятся близ берега, в полумиле южнее Скриппсовского института. Он



<sup>1</sup> F. P. Shepard, Submarine Canyons Explored by Cousteau's Diving Saucer.

238 Ф. ШЕПАРД

несколько шире каньона Скриппса, а верховья его расчленены серией притоков, прорезанных в аллювии плейстоценового возраста и лагунных отложениях. Ниже русло каньона прорезано в эоценовых и меловых породах. Близ вершины каньона наблюдается обширное понижение, а на глубине 400 футов появляются многочисленные, чрезвычайно узкие, скалистые ущелья с крутыми стенами. Каньоны Скриппса и Ла-Холья сливаются на глубине порядка 900 футов и продолжаются далее в виде единого каньона со скалистыми склонами. На глубине около 1600 футов крутостенный каньон сменяется долиной, выработанной в рыхлых отложениях конуса выноса.

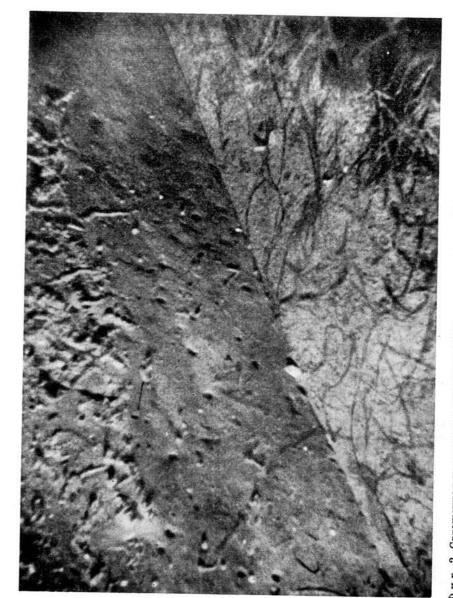
О крутых и скалистых склонах каньона Скриппса уже было известно по тросовым измерениям глубин. Но мы были весьма удивлены, узнав, что узкие ущелья с вертикальными и даже нависающими стенами, обнаруженные водолазами в верховьях, характерны и для всей остальной части каньона. Там, где глубины тальвега составляют примерно 700 футов, отдельные участки ущелья настолько узки, что ныряющее блюдце шириной 9 футов не могло приблизиться ко дну. В одном месте стены каньона сходились кверху, и между ними оставалась щель шириной всего 5 футов. Сквозь эту щель можно было видеть широкую полосу песчаного дна каньона. Это был один из участков главного русла каньона Скриппса, более чем в полумиле от его верховьев.

Возвращаясь после подводных погружений на поверхность, нам не раз приходилось отталкиваться механической рукой, чтобы выйти из-под нависающих скал, при этом мы нередко ударялись о скалистые стены каньонов, и внешний корпус ныряющего блюдца получал вмятины.

Не менее замечательной особенностью строения каньонов Скриппса и Ла-Холья оказалась серия ступеней, расположенных по простиранию тальвегов. Одни из них характеризовались скалистыми выступами с вертикальным падением до 10 футов и более, другие представляли собой крутые, высотой несколько футов, покрытые рыхлыми отложениями уступы, которые напоминали уступы оползней. При повторных погружениях обнаружилось, что эти ступени время от времени существенно меняются. Вначале казалось, что замеченные различия обусловлены недостаточной видимостью объекта исследования или, возможно, неточностью его описания. Теперь же, когда наблюдения стали более полными, не может быть сомнений, что изменения облика ступеней происходили в короткие промежутки времени — между отдельными погружениями ныряющего блюдца. Иногда ступени меняли свой вид в течение 1 недели.

Отмечались также интересные изменения в характере дна вдоль тальвега каньона. В феврале 1965 г. на одном из участков каньона Ла-Холья с помощью ныряющего блюдца было проведено наблюдение с целью выяснить, покрыто ли дно неравномерной массой твердых обломков организмов, как писал об этом Инмен после погружения в декабре 1964 г., или обширные участки морского дна обнажены, как сообщил Дилл, основываясь на наблюдениях, проведенных месяцем раньше. Однако, несмотря на то что исходное место наблюдений было найдено достаточно точно, ни один из вариантов описания характера дна не подтвердился. Вместо этого был обнаружен песок, обрывки прибрежной травы и ветки бурых водорослей. Ясно, что в течение короткого времени характер поверхности дна менялся неоднократно.

Дилл [1] наблюдал полированные и изборожденные участки скалистого дна в верховьях двух притоков каньона Скриппса. Скалистое дно было обнажено в результате недавнего перемещения материала, заполняющего каньон. Поскольку наклон дна составляет здесь около 20—30°, Дилл предположил, что в данном случае по стенкам каньона происходило медленное оползание осадочных отложений, скрепленных травой и водорослями. При этом грубый каменный материал, переносимый оползнем, шлифовал и оставлял дарапины на подстилающей поверхности коренных пород. Подобные



240 Ф. ШЕПАРД

обнажения скалистого дна встречаются в основании склонов каньона Скриппса на участках, где средние наклоны тальвега составляют около 5° (фиг. 2). По-видимому, здесь при меньших уклонах происходит тот же процесс, что и в верховьях каньона, где угол естественного откоса больше. Бетонный блок, помещенный в каньоне на глубине 100 футов и найденный на глубине 400 футов, доказывает существование таких движений (фиг. 3). В свою очередь, склоны каньона Ла-Холья, по крайней мере сейчас, почти полностью покрыты организмами, а на контакте с осадками дна каньона они сложены осыпями.

Во время погружений в каньоны Ла-Холья постоянно наблюдалось еще одно явление: накопление крупных блоков горных пород, обрушившихся со склонов каньона и возвышающихся теперь над донными отложениями тальвега каньона. Некоторые из этих скоплений так велики, что при плохой видимости их невозможно окинуть взглядом. В то время как склоны каньона, за исключением участков, недавно подвергшихся эрозии, покрыты организмами и растительностью, обрушившиеся блоки лишены их. Это говорит о том, что блоки упали недавно и организмы не успели заселить их поверхность. Участки на склонах каньона, от которых недавно отделились блоки породы, также лишены растительности и организмов. Обрушившиеся блоки создают своеобразные плотины для рыхлых отложений, перемещающихся по тальвегу каньона вниз, и дно каньона позади таких «дамб» может стать совершенно горизонтальным. В течение года наших наблюдений по крайней мере одна такая запруда была разрушена и рыхлые отложения, скопившиеся над ней, переместились вниз по руслу каньона.

При погружениях в каньоны Ла-Холья и Скриппса неоднократно измерялись скорости течения. Нередко последние были настолько незначительны, что обнаруживались с трудом. Но иногда скорости течений оказывались настолько высокими, что приходилось прекращать погружение, ибо блюдце со скоростью продвижения 0,5 узла не могло противостоять сильному потоку. Течения обычно направлены вниз по каньону, хотя наблюдалось движение воды и вверх по каньону. Часто направление течения менялось на обратное даже за время одного погружения. При сильных течениях видимость была очень плохой, кроме того, внимание отвлекалось опасностью быть затянутым в трещину или заклиненным в ущелье. Но движение песка на дне каньона и образование знаков ряби все же были ясно видны. Течения возникали довольно быстро. Вероятно, самые сильные течения мы не могли наблюдать отчасти потому, что вода становилась мутной и дно не просматривалось, а отчасти потому, что, избегая опасных участков, приходилось проходить несколько выше над дном каньона. Изменение направления течений отмечалось в нескольких случаях, например на порогах, встречающихся вдоль тальвегов каньона или в местах слияния двух каньонов. Ниже порога течение, по-видимому, меняло направление на обратное, подобно тому как это происходит ниже порогов или перекатов на реках.

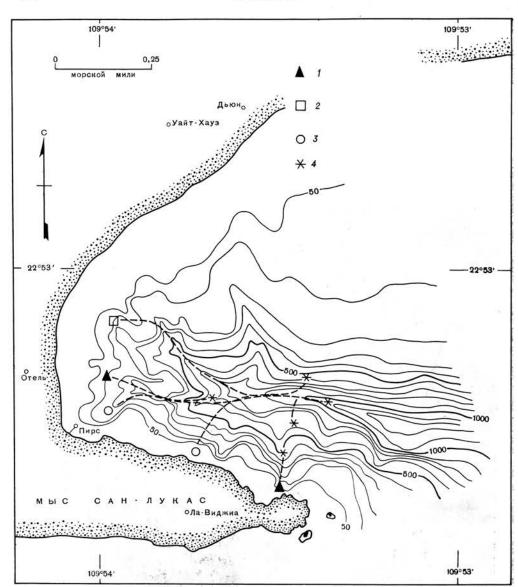
#### КАНЬОНЫ У МЫСА САН-ЛУКАС

У южной оконечности Нижней Калифорнии есть группа каньонов, прорезанных главным образом в гранитах и других кристаллических породах [4]. Начиная с 1959 г. водолазы Морской электронной лаборатории и Скриппсовского института не раз погружались в эти каньоны [2]. В январе 1965 г. каньоны у Сан-Лукаса и Лас-Фрейлса были тщательно обследованы от верховьев до глубин более 1000 футов с помощью ныряющего блюдца Кусто (фиг. 4).

Некоторые ответвления верховьев каньона Сан-Лукас близко подходят к песчаному, обрамленному дюнами побережью против устья обширной долины, образующей аллювиальный конус выноса. Крутые склоны каньона



16-691



Фиг. 4. Подводный каньон в заливе у мыса Сан-Лукас, южная оконечность Нижней Калифорнии.

Показаны маршруты погружений ныряющего блюдца вдоль оси каньона и вниз по склонам. Сечение изобат в футах.

1 — погружение Шепарда; 2 — погружение Инмена; 3 — погружение Дилла; 4 — конец погру-

пересекаются небольшими бороздами. Они берут начало у отвесного скалистого берега, образованного гранитными утесами, предохраняющими его от действия волн открытого океана. Все долины, сливающиеся в единое русло в верховьях каньона, узкие. В устье долин Дилл обнаружил значительные скопления пляжевого материала, хотя это свойственно. по-видимому, лишь мелководным участкам, ибо уже на довольно олизких расстояниях от вершин каньонов на склонах обнажаются граниты. Долины в верховьях каньона настолько узки, что во многих случаях блюдце не могло приблизиться ко дну. В этом каньоне не было обнаружено сколько-нибудь значительных

нависающих карнизов или вертикальных уступов, подобных уступам в каньоне Скриппса; здесь наблюдались лишь крутые склоны. Один рукав в верховьях каньона при впадении в более крупное ответвление, идущее с севера, оканчивается висячей долиной.

На дне каньона Сан-Лукас с гранитными стенами неожиданно обнаружено большое углубление с песчаным склоном, уходящим вниз и скрывающимся из поля зрения. Эта пещера может иметь выход ниже по течению, однако обнаружить его не удалось. Возможно, пещера является следствием обвала, хотя проведенное обследование не позволяет говорить об этом достаточно определенно.

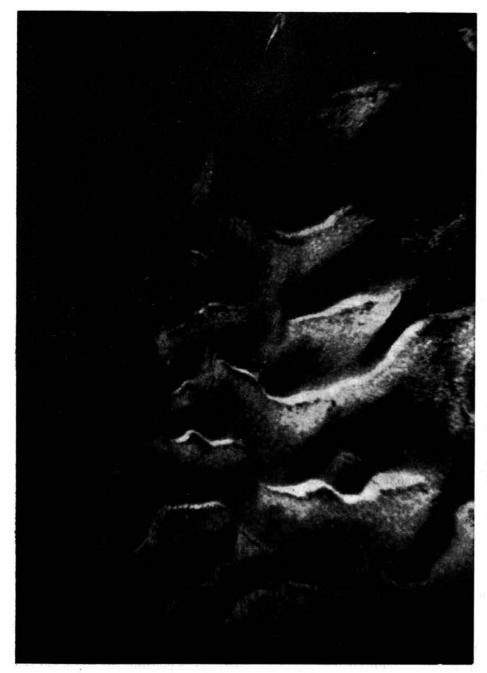
На глубине около 850 футов характер дна каньона Сан-Лукас резко меняется. Здесь встречаются небольшие глыбы или угловатые обломки гранитоидов, имеющие настолько свежий излом, что в массе породы легко распознаются отдельные кристаллы. Глыбы гранитоидов попали на дно каньона в результате обвалов с крутых склонов. Ниже вдоль тальвега каньона каменные глыбы становятся крупнее, а ровное песчаное дно сменяется поверхностью, испещренной знаками ряби. Вокруг глыб и обломков каменного материала наблюдаются многочисленные промоины. Совершенно очевидно. что рябь образована течениями (фиг. 5). Знаки ряби отмечались на дне каньона до глубины 1020 футов, которая была достигнута при одном из погружений. Возможно, это простое совпадение, но течения становятся наиболее активными ниже тех участков дна каньона, где водолазы наблюдали потоки песчаных наносов и песчаные «водопады». Песчаные потоки движутся вниз по крутому южному склону каньона недалеко от окончания скалистого мыса. При погружениях в январе 1965 г. в верхней части каньона Сан-Лукас заметных течений не наблюдалось и со дна были отобраны пробы илистых отложений. На дне каньона обнаружено большое количество различного хлама, принесенного с берега и покрытого тонким слоем ила. Десять дней спустя Инмен, погрузившись в каньон, обнаружил, что ил унесен, а дно каньона покрыто плотным песком.

Течения в каньоне Сан-Лукас, очевидно, так же непостоянны, как и в каньонах Ла-Холья. Во время погружения 25 января автор не наблюдал никакого течения, хотя слабый дрейф блюдца вниз по каньону, по-видимому, был. За день перед этим Дилл отметил несколько ниже по каньону течение со скоростью около 0,3 узла. Инмен, погрузившись 2 февраля, установил течение, направленное вниз по каньону; он оказался также свидетелем смены направления течения. Скорости течений в районе распространения знаков ряби были, по наблюдениям Инмена, достаточны, чтобы перемещать частицы песка.

Явных признаков современной эрозии на склонах каньона Сан-Лукас нет, хотя некоторые слабые указания на нее существуют. Гранитные склоны, например, не так обильно заселены организмами, как осадочные породы, слагающие склоны каньонов Ла-Хольи. На некоторых участках скалистого южного склона каньона Сан-Лукас имеются свежеобнаженные поверхности, что связано, по-видимому, с обрушением песчаных наносов, которые полируют породы при своем движении вниз по склону.

#### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Погружения в ныряющем блюдце в каньоны южной и Нижней Калифорнии осуществлены совсем недавно, ноэтому, вероятно, преждевременно делать какие-либо выводы из наших наблюдений. Однако некоторые открытия имеют значение. Наблюдения над течениями, которые обычно бывают здесь достаточно сильными, чтобы перемещать песчаные отложения вдоль каньонов, позволяют легко объяснить присутствие песка и мелководных организмов на больших глубинах нижних частей каньонов. При этом нет необходи-



ИССЛЕДОВАНИЕ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ

245

мости привлекать в качестве транспортирующего агента суспензионные потоки, поскольку наблюдаемые нами течения имеют другую природу.

Немаловажным открытием является также тот вывод, что поверхность дна каньона подвержена резким изменениям. Некие активные процессы перемещают крупные глыбы пород вниз по каньону, в противном случае дно каньона заполняется каменными блоками в результате обрушения их со склонов. Более того, выщербленная и изборожденная поверхность дна, особенно характерная для каньона Скриппса и в меньшей степени для других каньонов, свидетельствует об эрозионной деятельности каких-то процессов. Возможно, эту работу производят движущиеся оползни. Неоспоримо то, что активная эрозия происходит в подводных каньонах и главным образом в тех, которые близко подходят к берегу.

Насколько значительны наши открытия, говорить пока рано, но они пробуждают интерес к дальнейшим исследованиям, в особенности на больших глубинах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Dill R. F., 1964. Contemporary submarine erosion in Scripps Submarine Canyon, Ph.D. Dissertation, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California (University Microfilms, Ann Arbor, Mich., 1-269).
- 2. Dill R. F., 1964. Features in the heads of submarine canyons; narrative of an under-
- water film, Devs Sedim., 1, 101—104.

  3. Shepard F. P., Curray J. R., Inman D. L., Murray E. A., Winterer E. L., Dill R. F., 1964. Submarine geology by diving saucer, Science, 145, 1042-1046.
- 4. Shepard F. P., 1964. Sea floor valleys of Gulf of California in Marine Geology of the Gulf of California — A Symposium, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 3, 157-192.

## Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана

X. Xecc

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Эта статья имеет чисто умозрительный характер и содержит идеи, кото-

рые развивались в течение ряда лет.

Быстрое развитие исследования океана со времени второй мировой войны привело к резкому увеличению объема фактического материала и открытию новых совершенно неожиданных взаимосвязей. Чтобы вылвигать научные проблемы и вести дальнейшие исследования, необходимы обобщающие гипотезы. Даже приближенные или не вполне корректные предположения способствуют определению решающих направлений исследований, необходимых для научного прогресса. Без набросков рабочей гипотезы сбор данных вслепую, хотя он и именуется объективным и беспристрастным, расточителен и, как правило, приносит мало пользы. Такой подход к делу приводит к накоплению массы малозначащих данных сомнительной пенности. Пока еще этого не случилось, ибо в освоении новой области знания почти все имеет значение. Но с увеличением числа океанографических судов легко оказаться в ситуации, которую автор только что нарисовал.

Настоящая статья представляет собой развитие взглядов Хесса [13] и в определенной степени построена на фактическом материале упомянутой

работы.

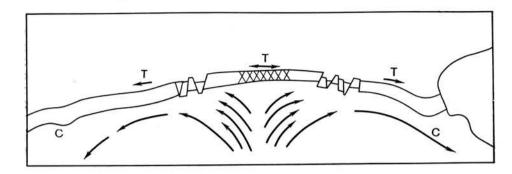
#### СРЕДИННЫЕ ХРЕБТЫ В ОКЕАНАХ

Менард [21] сделал очень важное наблюдение: крупные океанические хребты обычно располагаются в океанах вдоль медианных линий. Он отметил также, что некоторые медианные линии лишены хребтов, а Восточно-Тихоокеанское поднятие отклоняется от срединного положения. Хесс [13] объяснил медианный характер расположения хребтов результатом воздействия на земную кору конвективных потоков мантии Земли. По оси восходящего потока образуется разлом, а обломки расколотого материка пвижутся в обе стороны от разлома с одинаковой скоростью. Таким образом формируются срединные хребты, и с этим процессом увязывается гипотеза континентального дрейфа. Но не всегда восходящие конвективные потоки, если они возникли под океанической земной корой, приводили к возникновению именно срединных хребтов. Поэтому не удивительно, что Восточно-Тихоокеанское поднятие не укладывается в рамки обобщения Менарда.

Обе концепции — Хесса и Менарда — в качестве механизма формирования хребтов предлагают конвективные потоки в мантии земли, но в одном отношении они различаются. Концепция Менарда допускает некоторое растяжение и утонение земной коры над гребнем идеализированного хребта, а также образование сбросов (фиг. 1). Согласно Менарду, потоки в мантии Земли движутся под океанической земной корой с вязким трением и изгибаются вниз близ границы с континентом. При этом блоки океанического дна перемещаются, как, например, вдоль зон разломов восточной части Тихого

СРЕДИННООКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ И ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА

океана, но Менард придает этому процессу меньше значения, чем автор. В представлении Хесса вдоль гребня хребта непрерывно формируется новая кора, а блоки на флангах хребта удаляются от гребня с теми же скоростями, что и поток мантии; вязкое трение здесь отсутствует. Таким образом, тыловые



Ф и г. 1. Происхождение рельефа и структуры океанических поднятий, согласно гипотезе конвективных потоков (по Менарду). Т - растяжение; С - сжатие.

части удаляющихся от Срединно-Атлантического хребта континентов остаются недеформированными (см. фиг. 8) в течение всего периода движения. Фронтальные же части движущихся континентов деформируются, когда

-500-KM

Фиг. 2. Формирование гийотов и атоллов.

Вулканы, образовавшиеся на гребне хребта и спустя несколько миллионов лет срезанные морской абразией, перемещаются вместе с земной корой в стороны от хребта и погружаются со скоростью 0,02—0,04 мм/год. Темпы погружения всегда достаточно малы для формирования атоллов, однако возникновение атоллов контролируется, по-видимому, температурой морской воды. Скорость растяжения допускается равной і см/год. На профиле А вулканы а и в образовалисно обе стороны от оси хребта. На профиле В вулканы а и в переместились в противоположных направлениях и теперь представляются ан-логами один другого. Вулкан с моложе а и в и образовалися на своем месте в пределах профиля Б. На профиле В вулкан с превратился в гийот, переместился вместе с блоком земной коры и погрузился. Его вершина, однако, выше вершины гийота в или других гийотов, сформированных первоначально на гребне хребта.

попадают в сферу действия нисходящей ветви конвективного потока. В качестве примера можно назвать всю западную кордильеру Америки. Очевидно, эти расхождения во мнениях связаны с различными представлениями об истории формирования хребтов. Менард развивал свою концепцию применительно к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, автор же — к Срединно-Атлантическому хребту.

<sup>1</sup> H. H. Hess, Mid-Oceanic Ridges and Tectonics of the Sea-Floor.

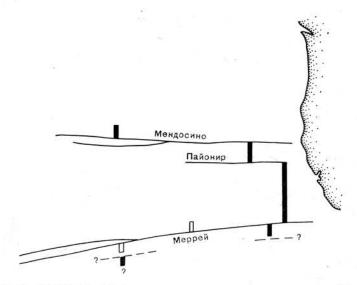
248 X. XECC

Эти расхождения теоретического плана ведут в свою очередь к некоторым разногласиям в понимании механизма погружения гийотов 1 и атоллов. Площадь поднятия Дарвина, по Менарду, возможно, больше, чем она была в действительности когда-либо. Согласно гипотезе автора большинство вулканов, хотя и не все, формируется в пределах гребня хребта. По мере того как фланговые части хребта движутся в сторону от его оси, дно под вулканами, уже срезанными морской абразией, погружается. Таким образом, пояс гийотов и атоллов значительно обширнее, чем когда-либо была площадь поднятия (фиг. 2). Вполне вероятно, что в течение нескольких сот миллионов лет существования поднятия Дарвина все дно Тихого океана отодвигалось от него все дальше и дальше. Следовательно, гийоты, расположенные ныне восточнее Новой Зеландии или в заливе Аляска, также были когда-то на гребне поднятия, но вместе с перемещением дна океана они передвинулись на тысячи километров. Итак, дрейфуют не только континенты, но и океанское дно.

#### подкоровые течения

Если дно океана действительно переместилось на такие огромные расстояния, как предполагается выше, необходимо подтвердить эту гипотезу хотя бы некоторыми конкретными данными.

Трудно понять, каким образом могли столь длительное время существовать горизонтальные движения, например вдоль разлома Сан-Андреас, если не привлекать для объяснения дифференцированные движения потоков в мантии Земли. Еще более наглядный пример представляют движения глыб земной коры вдоль гигантских разломов в Тихом океане. На основании сопоставления линейных магнитных аномалий по обе стороны от разлома Мендосино Вакье и др. [32] указали на относительное смещение земной коры вдоль него на 1185 км (фиг. 3). Удивительно, что смещение изобаты 2500 морских саженей свидетельствует о смещении земной коры такого же масштаба, что и по данным картирования магнитных аномалий (фиг. 4). Кроме того, эта изобата указывает на смещение в зоне разлома Меррей, по-видимому, такое, как у разлома Мендосино, и на существование дополнительного разлома южнее разлома Меррей, как показано на фиг. 4. Менард предположил, что блоки земной коры движутся в стороны от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, уходящего под западную часть Северной Америки. Автор же считает, что движение происходит в противоположном направлении: от гребня ранее существовавшего срединноокеанического хребта — поднятия Дарвина (фиг. 5). Во всяком случае, все блоки земной коры двигались в одном направлении, а отмечаемая разница смещений — лишь малая доля общего движения, отнесенного к неподвижной сетке координат на земной поверхности. Идея автора о восточном дрейфе глыб земной коры основывается на следующем. Зоны разломов в настоящее время сейсмически неактивны. Они образуют устойчивую систему, расположенную примерно под прямым углом к гребню поднятия Дарвина. Хотя реконструкция Менарда дает примерное положение гребня поднятия, последнее протягивалось, возможно, дальше на северо-запад. Однако эта его часть могла быть уничтожена движением островных дуг западной части Тихого океана. Распространение гийотов в настоящее время резко обрывается вдоль глубоководных желобов. окаймляющих западную окраину Тихого океана. Согласно представлениям автора, вся земная кора Тихого океана была сформирована в центральной части поднятия Дарвина (за исключением областей, находящихся позади островных дуг) и переместилась на северо-востоке до залива Аляска и на юге до Антарктиды.



Фиг. 3. Смещения земной коры вдоль крупных разломов западнее Калифорнии (по-Вакье и др. [32], Мейсону [20] и Раффу [26]).

Автор этой статьи на основании анализа рельефа (фиг. 4) показал еще один разлом к югу от разлома Меррей.

Мендосино

Пайонир

Меррей

2500

Молонан

D и г. 4. Смещение изобаты 2500 морских саженей вдоль линий разломов. Величина смещения такая же, как предполагалось по распределению магнитных аномалий.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> По имени Арнольда Гийо (Arnold Guyot). В советской литературе этот термин чаще всего встречается как «гайот».— Прим. перев.



Фиг. 5. Реконструкция поднятия Дарвина и гигантских разломов Тихого океана, по данным Менарда [22].

#### конвекция и континентальный дрейф

Если, как это видно на примере области Тихого океана к западу от Северной Америки, подкоровые течения существуют, возникает возможность глубже понять суть механизма континентального дрейфа. Поверхностный поток должен обязательно сопровождаться обратным потоком на глубине, а энергия по своему происхождению должна быть термальной. Основным элементом схемы должны быть конвективные ячейки, размеры которых очень велики. Например, грандиозный нисходящий поток, представленный в настоящее время узким поясом островных дуг и активных горных систем вокруг Тихого океана, является единой ячейкой, охватывающей почти половину земной поверхности. Подобно этому, восходящий поток в наиболее типичном виде представлен Срединно-Атлантическим хребтом длиной около 15 000 км.

Несомненно, существуют менее крупные ветви и вихревые токи, но они не должны нарушать основной схемы потоков глобального масштаба.

Вегенер первый предложил считать возникновение Атлантического океана следствием дрейфа континентов. При этом он исходил из совпадения контуров континентов при мысленном их сближении. Прошло 40 лет, прежде чем попытались проверить степень этого совпадения, используя подходящую картографическую проекцию. Кэри [4] продемонстрировал почти полное совпадение контуров Африки и Южной Америки по изобате 1000 морских саженей, а позднее Буллард, Эверетт и Смит [1] проделали эту работу с большой детальностью для всей Атлантики. Совпадение оказалось настолько

точным, что предположение о былом соединении фрагментов единого материка выглядело неоспоримым, насколько это возможно в геологии вообще. Дополнительные данные о геологическом строении по обе стороны океана, где оно было хорошо известно, и результаты палеомагнитных исследований усиливали доводы в пользу дрейфа, но были уже необязательны, поскольку доказательств было и без того достаточно.

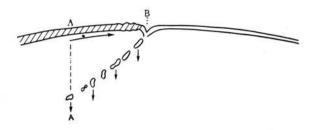
Строение земной поверхности дает некоторые представления о размерах грандиозной конвективной системы, но вопрос о ее точной форме и распространении в трехмерном пространстве находится в области предположений. Тем не менее, может быть, имеет смысл построить опытную модель для проверки различных гипотез. В идеальном случае, когда эта система представлена одиночной ячейкой, охватывающей всю сферу, след нисходящего или, наоборот, восходящего потока должен образовать рисунок, подобный шву между двумя кусками покрышки теннисного мяча. Принимая во внимание гетерогенность Земли, а также существование потоков меньшего порядка и вихрей, можно сказать, что подлинный след нисходящих потоков в общем соответствует указанной схеме, но если предусмотреть большее число ячеек, то степень соответствия уменьшится.

Если нисходящий поток подобен, согласно сравнению, шву на теннисном мяче, то восходящие потоки будут соответствовать срединным линиям двух кусков материала (по форме напоминающих гантели), из которых сшит мяч. Эта линия на Земле должна закончиться сдвигом (J. Т. Wilson, личное сообщение, 1965). Концы таких линий довольно неустойчивы; они разветвляются, и движения могут переключаться с одной ветви на другую. Примером может служить Срединно-Атлантический хребет, который изменил направление к Девисову проливу на направление в Норвежское море через Исландию. Хребет Карлсберг с ответвлением в Красное море и связанные с ними рифтовые долины являются вторым примером неустойчивости оконечности индийского срединноокеанического хребта. Центральные части срединноокеанических хребтов более стабильны и сохраняют постоянство положения в течение продолжительного времени (n·108 лет). Так, центральная часть Срединно-Атлантического хребта сохраняет стабильное срединное положение с триасового времени.

Нисходящая ветвь потока не так устойчива, как восходящая. Американские континенты, перемещающиеся в западном направлении к Тихому океану, перекрывают нисходящий поток. То же самое происходит с островными дугами западной части Тихого океана, которые движутся в сторону от своей вогнутой части. Если надвигающийся континент или островная дуга перемещаются вперед с теми же скоростями, с которыми опускается поток, то движение должно происходить по плоскости, наклоненной под углом 45°. В действительности наклон плоскости, погружающейся под континенты и островные дуги, колеблется от 30 до 45°. Это позволяет сделать вывод, что в некоторых случаях нисходящие потоки движутся медленнее, чем продвигаются вперед континенты и островные дуги (фиг. 6).

Мы предлагаем опытную модель системы конвекции (фиг. 7). Может быть, она не обладает большими достоинствами, но позволяет сосредоточить внимание на некоторых возможных случаях. Прежде всего модель предусматривает, что конвективная система распространяется от поверхности до глубины 750 км, что соответствует глубине распространения очагов землетрясений. Автору представляется это вполне вероятным, поскольку глубокофокусные землетрясения, очевидно, приурочены к нисходящим потокам, которые в свою очередь связаны с глубоководными желобами и молодыми горными системами. Отсутствие более глубоких землетрясений объясняется по-разному: 1) мантия на большой глубине слишком податлива, чтобы аккумулировать значительные напряжения; 2) мантия на большой глубине слишком прочна, чтобы деформироваться под действием существующих напряжений.

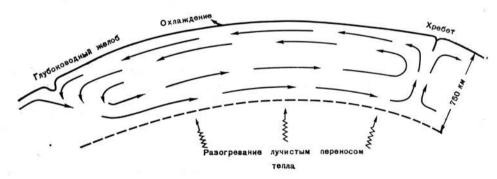
и 3) лучистый перенос тепла [5] эффективно рассеивает напряжения термического происхождения. Автор принимает третий постулат. Предположим, что тепло в силу лучистого переноса движется от жидкого ядра через нижнюю мантию, нагревая основание верхней мантии, находящееся, согласно модели, на глубине 750 км. Граница между ядром и мантией характеризуется постоянной температурой, поскольку каждая калория, перемещенная из ядра на эту границу, получается за счет теплоты кристаллизации железа, переходящего в твердую фазу внутреннего ядра. Температура внешнего жидкого



Фиг. 6. Континент надвигается на глубоководный желоб, оттесняя его вправо. Болеетяжелые и охлажденные массы оседают вертикально вниз.

Глубоководный желоб находился в точке A, когда более тяжелые массы, располагающиеся сейчаспод ним, были на поверхности. Островные дуги обычно подобным же образом надвигаются на сопряженные с ними глубоководные желоба.

ядра будет оставаться постоянной до тех пор, пока все железо не перейдет в кристаллическую фазу <sup>1</sup>. Лучистый перенос тепла в верхней мантии неэффективен, а перенос путем теплопроводности идет в масштабах геологического времени медленно. В результате возникает сверхадиабатический градиент, и таким образом обеспечивается движущая сила конвекции. Конвективный



Фиг. 7. Предполагаемая система конвекции в верхней мантии.

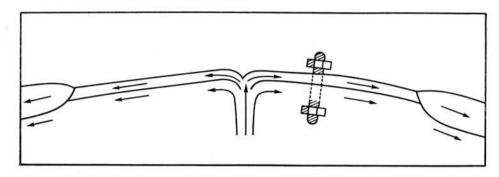
поток не является течением вязкой жидкости, когда деформация пропорциональна напряжению. Он представляет собой горячую ползучесть (псевдовязкое течение), по Григгсу [9], или вязкость Андраде, по Оровану [25; Orowan, 1965 2] и Эльсасеру (Elsasser, 1965 2). Разогретая колонна шириной, возможно, 750 км поднимается под хребтами, подобными Срединно-Атлантическому, раздваивается на поверхности, а дальше обе ее части перемещаются в стороны от хребта с одинаковой скоростью. При этом гребень хребта

2 Лекции, прочитанные в Массачусетском технологическом институте в октябре-

1964 г.

постоянно сохраняется в качестве срединного элемента структуры. Скорость горизонтального движения колеблется от 1 см до нескольких сантимеров в год. Если Африка и Южная Америка были разобщены в области современного экватора в триасе, то они раздвигались со скоростью 2,6 см/год. Другими словами, каждый фланг хребта должен был перемещаться со скоростью 1,3 см/год.

Кора и подстилающая мантия Земли перемещались от гребня хребта с одинаковой скоростью как единое целое, как бы стянутые вместе болтом



Фиг. 8. Земная кора и мантия движутся в сторону от оси хребта с одинаковыми скоростями, поскольку отсутствует эффект вязкого трения. Прилегающие края континентов не деформируются.

Земная кора и мантия могут рассматриваться в качестве системы, как бы скрепленной воедино болтом. Материки движутся пассивно до тех пор, пока их передовые края не попадают в область нисхолящего потока.

(фиг. 8). Этот вариант механизма движения более вероятен, нежели механизм, показанный Менардом [22] на модели, предусматривающей вязкое трение (фиг. 1). Ничто не сдерживает движения земной коры до тех пор, пока она не достигнет склона нисходящей ветви конвективной ячейки. Здесь кора начинает сильно деформироваться. Скорости восходящих потоков по простиранию гребня хребта могут различаться, а следовательно, и скорости движения соседних блоков земной коры от хребта будут неодинаковы. Таким образом, в соответствии с направлением потоков возникают и развиваются зоны разломов, образующие границы блоков земной коры и мантии Земли, движущихся с разными скоростями.

#### СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Срединно-Атлантический хребет — наиболее известный из всех океанических срединных хребтов и может рассматриваться в качестве типичного, хорошо развитого и активного хребта.

#### Общие черты

Хейзен лучше, чем кто-либо другой, описал в серии статей, посвященных дну Атлантического океана [1], строение Срединно-Атлантического хребта. Он установил, что вдоль гребня хребта протягивается почти непрерывная рифтовая долина. Непосредственно под рифтовой долиной возникают неглубокие землетрясения. Ширина хребта колеблется от 800 до 1400 км, а высота — от 2 до 4 км над уровнем примыкающих к нему абиссальных равнин. Поверхность хребта на небольшой площади характеризуется резким расчленением с амплитудами высот до нескольких сот метров. Подобный рельеф, по-видимому, присущ большей части площадей дна океанов, где он захоронен

<sup>1</sup> Модель допускает радиоактивность, но значительно меньшую, чем у хондритовых метеоритов, и поток тепла от поверхности, превышающий теплоту, выделенную прирадиоактивном распаде. В этом случае ядро становится термостатом.

под донными отложениями. Об этом свидетельствуют данные сейсмических и акустических исследований. За исключением небольших «карманов», осадки на гребне хребта имеют малые мощности. На флангах хребта мощности осадков возрастают и скрывают расчлененный рельеф.

#### Магнитные аномалии

Юинг и др. [8] указали на высокие магнитные аномалии вдоль оси Срединно-Атлантического хребта. Вакье и фон Герцен [33] установили, что сильные магнитные аномалии вдоль оси хребта более непрерывны и легче определяются, чем рифтовая долина, которая в ряде случаев не прослеживается. Однако Хилл [16], изучая один из участков гребня хребта в Северной Атлантике, не обнаружил там сильных магнитных аномалий.

#### Тепловой поток

Буллард, Ревелл и Максуэлл [2] указали на большие термические аномалии вдоль гребня хребта. Вакье и фон Герцен [33] также отметили термические аномалии для южной части хребта. Термические аномалии в 2—5 раз превышают величину нормального теплового потока и обнаруживаются на хребте повсюду, за исключением некоторых пересечений. Полоса высокого теплового потока шириной около 200 км или менее, по-видимому, ограничена обширными пространствами со значением теплового потока ниже нормального (см. также статьи Насона и Ли [23] и Лангсета и Грима [18]).

#### Данные сейсмических и гравиметрических исследований

В недавно вышедших двух статьях [19, 30] содержится прекрасное обобщение данных о структуре срединноокеанических хребтов, полученных в результате сейсмических и гравиметрических исследований. Фланги хребта имеют сейсмически нормальный разрез коры: верхние несколько сот метров рыхлых отложений (слой 1) сменяются слоем 2 мощностью 1 км, который обычно рассматривается как слой вулканических пород ( $V_p=4,\hat{0}\div$ ÷ 5,8 км/сек), и ниже — основным слоем 3 океанической земной коры мощностью 4,5—5 км ( $V_p=6.2\div6.8$  км/сек). Еще ниже обычно наблюдается поверхность раздела Мохоровичича со скоростями 8.0-8.5 км/сек. В пределах гребня хребта шириной 400-800 км скорости в мантии уменьшаются до 7,3 км/сек, хотя Тальвани и др. [30] указывали, что на двух профилях из 13 отмечались скорости более 8 км/сек. Скалы Св. Павла, расположенные на гребне хребта, сложены милонитизированным перидотитом [31]; скорости сейсмических волн в этих породах составляют 8 км/сек и сравнимы с двумя значениями высоких скоростей в пределах гребня хребта, обнаруженными Тальвани и др. [30]. По мнению автора, нет достаточных оснований для разделения слоев 2 и 3 на гребне хребта. Основной слой океанической коры со скоростью 6,5 км/сек отсутствует, но вместо него существует несколько утолщенный слой 2 вышеуказанных авторов с колебанием сейсмических скоростей от 3,2 до 5,8 км/сек. Материал мантии с пониженными скоростями (7,3 км/сек) перекрыт значительно более тонким слоем коры (2,5-3 км) по сравнению с нормальным океаническим разрезом (6 км).

Аномалии силы тяжести Буге ясно показывают, что в мантии должен быть дефицит масс. Тальвани и др. [30] рассчитали согласующиеся с гравиметрическими данными модели. В них материал с пониженной (на 0,25 г/см³) плотностью, распространенный до глубины 30 км под гребнем хребта, постепенно выклинивается на расстоянии 1000 км от оси хребта. Для объяснения такого изменения плотности они предположили фазовый переход гранатового перидотита в полевшпатовый.

Автор, исходя из петрологических соображений, предлагает другое объяснение [13], которое сводится к тому, что пониженные скорости являются следствием более высокой температуры по сравнению с нормальной, а также растяжения и раскалывания земной коры и образования в верхней части последней (выше изотермы 500° С) содержащих гидроксильную группу минералов, в особенности серпентина. Большинство аномалий силы тяжести Буге может быть объяснено температурным расширением поднимающегося вещества конвективной ячейки. Если высота восходящей колонны вещества была 750 км, а температура вдоль оси — на 100° С больше по сравнению со всей колонной, то расширение, вызванное указанными различиями в температуре, достаточно для формирования контрастного рельефа хребта и объяснения аномалий силы тяжести. Если начальная температура равна 1000° С, то с изменением ее на каждые 100° С перидотит будет расширяться на 0,37%. При этом колонна вещества высотой 750 км удлинится на 2,8 км.

#### Вулканизм

Активный вулканизм вдоль гребня хребта проявляется не повсеместно. На протяжении 15 000 км существует шесть центров вулканизма — Ян Майен, Исландия, Азорские острова, остров Вознесения, остров Гоф и Тристанда-Кунья. Исключительно крупные объемы лавы характерны для Исландии. Остров лежит в центре Британо-Арктической вулканической области. Эта область активна с третичного времени, в течение которого происходило извержение огромных масс базальта.

Драгирование показывает, что большая часть твердых пород на поверхности хребта представлена базальтами. Вместе с данными сейсмических исследований эти факты свидетельствуют о том, что трещинные излияния лавы покрывают хребет, вероятно, до глубины 1 км. Образование базальта могло происходить в результате уменьшения давления над восходящей колонной разогретого перидотита мантии. Формирование породы начиналось, по-видимому, там, где давление падало до 12 кбар, т. е. на глубине 40 км ниже уровня моря, и продолжалось до глубины 10 км. Несмотря на то что расплавление в некоторых частях колонны может достигать 20%, возможно, только одна четверть колонны активна настолько, что способна выделить 5% базальта. Таким образом, из слоя перидотита мощностью 20 км может быть получен слой базальтов мощностью 1 км.

Быстрый перенос базальтов к поверхности дна океана в виде жидкой лавы частично объясняет высокий тепловой поток на гребне хребта. Выделение из перидотита термальной энергии, эквивалентной теплоте плавления базальтов, приводит к ее истощению, и этот факт в сочетании с предполагаемым перемещением мантии от хребта может, по-видимому, объяснить низкий тепловой поток на флангах хребта. Такой вывод не согласуется, однако, с заключениями, сделанными в отношении Восточно-Тихоокеанского поднятия.

## Происхождение океанической земной коры и серпентинизация

Много лет назад Хесс предположил, что слой 3 — основной слой океанической земной коры — сложен серпентинизированным перидотитом. Позднее он более детально описал происхождение этой породы вследствие гидратации материала мантии. В пределах нормального океанического дна колебания мощности слоя 3 очень невелики; более 80% сейсмических профилей, полученных методом преломленных волн, показывают мощность 4,7 ± 0,5 км. Граница Мохо, ниже слоя 3, не может быть объяснена фазовым переходом к более плотному материалу. Реакция перидотит + вода ≠ серпентин + теплота, протекающая при 500° С вправо, представляется вероятной для

объяснения наблюдаемых сейсмических скоростей, а постоянство мощности слоя 3 определяется наиболее высоким уровнем изотермы 500° С, которого она может достигать на гребне океанического хребта. По мере движения коры от гребня хребта она охлаждается, а поверхность раздела Мохо неизменно остается на том уровне, которого она достигла в пределах гребня хребта. Считается, что вода, необходимая для серпентинизации, выделяется на восходящей ветви конвективной ячейки мантии Земли. Таким образом, новая океаническая кора формируется непрерывно по мере подъема материала мантии к поверхности, его серпентинизации и перемещения от гребня хребта к периферии.

Большое преимущество такой предполагаемой коры состоит в том, что ею удобно оперировать при различных построениях. На нисходящей ветви конвективной ячейки, характерной для глубоководных желобов, реакция

становится обратной, а вода возвращается в океан.

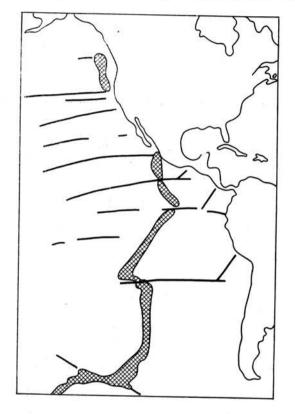
Термальные эффекты при серпентинизации (порядка 100 кал/г) и десерпентинизации, согласно приведенному выше уравнению, также имеют большое значение. Шайлин [27] подсчитал, что высокий тепловой поток на гребнях хребтов может всецело зависеть от этой реакции. Однако его модель отличалась от модели Хесса более мощной корой и более высокой скоростью перемещения конвективного потока (5 см/год). Таким образом, автор приходит к заключению, что существенная часть теплового потока может быть обусловлена этой реакцией, причем дополнительное тепло может привноситься также в результате быстрого переноса базальтовой лавы к поверхности и поднимающихся водяных паров. Наконец, некоторая часть тепла проникает к поверхности от нагретой восходящей колонны материала мантии Земли. На нисходящей ветви потока дисерпентинизация с поглощением тепла приводит к восстановлению перидотита, который оказывается здесь более охлажденным и, следовательно, более плотным, чем где-либо; это обусловливает его быстрое погружение.

Когда автор впервые выдвинул предположение о том, что основной слой океанической коры представлен серпентинизированным перидотитом, единственным доказательством, подтверждающим эту гипотезу, было описание серпентина, полученного в результате трех драгирований близ Азорских островов [28]. Впоследствии Херси, Бауэн и Нельвок при помощи драгирования получили серпентин с северного склона глубоководного желоба Пуэрто-Рико. Николс, Нельвок и Хейс [24] обнаружили серпентин на Срединно-Атлантическом хребте близ 29° с. ш. Кроме того, они сообщили (Nicholls, Nalwalk, Hays, личное сообщение) о находках серпентина в пределах склона хребта южнее скал Св. Павла. Канн и Вайн [3] нашли ультраосновные породы на хребте Карлсберг. В 1964 г. автор [14] предположил, что основание острова Пуэрто-Рико, сложенное также серпентинизированным перидотитом, представлено слоем 3, обнажающимся в океане. Итак, то, что было прежде в сфере чистого воображения, получило теперь значительное фактическое подтверждение.

#### восточно-тихоокеанское поднятие

Восточно-Тихоокеанское поднятие (фиг. 9) отличается как от Срединно-Атлантического, так и от Индийского срединноокеанического хребтов. В 1959 г. Хесс [12] высказал предположение, что срединноокеанические хребты — кратковременные структуры. Менард [22] расположил их в эволюционном ряду, согласно которому Восточно-Тихоокеанское поднятие было отнесено к молодым <sup>1</sup>, Срединно-Атлантический хребет — к зрелым и поднятие Дарвина — к древним хребтам. Автор согласен с такой последовательностью, но считает, что дополнительное уточнение этапов развития хребтов не будет излишним.

Структура Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуется нормальным океаническим разрезом: донные отложения, слой 2, возможно, базальтовый и основной слой океанической земной коры. Рифтовая долина вдоль гребня поднятия отсутствует, но высокий тепловой поток существует и приурочен к двум поясам, простирающимся по обе стороны от гребня [19]. Сейсмические скорости под поверхностью Мохо составляют около 7,5 км/сек. Автор полагает, что мы наблюдаем здесь нормальное океаническое дно, которое еще не претерпело разделения с перемещением глыб коры на склонах

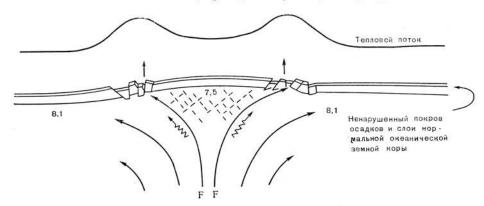


Фиг. 9. Восточно-Тихоокеанское поднятие (по Менарду [22]).

поднятия в стороны от гребня. Восходящая колонна материала мантии образовала под корой грибообразную структуру (фиг. 10), которая не получила дальнейшего развития. На гребне поднятия сохранился, по-видимому, разрез древнего дна Тихого океана, который не сменяется новообразованным разрезом, что характерно, например, для Срединно-Атлантического хребта. Наиболее ярким свидетельством древности дна на гребне служит наличие на нем осадочного слоя. Если конвекция происходит со скоростью 1 см/год, то растяжение на гребне поднятия должно совершаться со скоростью 20 км в 1 млн. лет, и оно должно было бы привести к вполне видимому эффекту на поверхности. На гребне должна была бы сформироваться рифтовая долина и исчезнуть осадочный покров. Поэтому автор предполагает. что возраст Восточно-Тихоокеанского поднятия не превышает 1 млн. лет. Оно находится фактически в эмбриональной стадии развития. В последующий миллион лет развитие профиля поднятия будет происходить в том же направлении, как и Срединно-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Менард [22] представил аргументы возникновения Восточно-Тихоокеанского поднятия в раннетретичное время, которые автор не поддерживает.

Атлантического хребта; потом он сохранится в этом состоянии в течение нескольких сот миллионов лет, прежде чем угаснуть и разрушиться, как это



Фиг. 10. Поперечный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия в интерпретации Xecca.

случилось с поднятием Дарвина. Для Восточно-Тихоокеанского поднятия характерно также повсеместное отсутствие вулканических островов, подводных гор, гийотов и атоллов.

#### поднятие дарвина

Как упоминалось выше, поднятие Дарвина, вероятно, простиралось на северо-запад до берегов современной Азии, но было разрушено наступательным движением островных дуг, надвигающихся на их глубоководные желоба (фиг. 5). Юго-восточное окончание этого поднятия частично сохранилось и, по-видимому, представлено Южно-Чилийским поднятием 1.

Погружение поднятия Дарвина можно проследить, если располагать достаточными стратиграфическими данными, получаемыми при изучении вершин гийотов и при бурении на атоллах. Гамильтон [10] получил с гийотов Кэйп-Джонсон и Хесса мелководную ископаемую фауну сеноманского возраста (100 млн. лет). Скважина на атолле Эниветок вошла в базальты, над которыми залегали осадочные породы эоценового возраста [17]. Скважина на атолле Фунафути прошла 1100 футов по плейстоценовым породам. Таким образом, часть поднятия Дарвина погрузилась недавно, и погружение, возможно, еще продолжается. Другая часть начала погружаться 100 млн. лет назад. Время погружения распределяется так, как это должно быть, если происходит перемещение участков коры от гребня поднятия к склонам (фиг. 2). Многие вулканы возникли на гребне хребта. Возможно, за 10 млн. лет их вершины были срезаны, и за это время они передвинулись от гребня хребта примерно на 100 км. В течение следующих 100 млн. лет они переместились вниз по склонам и в конечном счете достигли дна глубоких впадин. Вулканы могут двигаться и дальше, пока конвекция остается активной, но без дальнейшего погружения. Таким образом, гийоты и атоллы, расположенные дальше от оси поднятия, как правило, древнее. Однако это необязательно, поскольку многие вулканы образуются на склонах поднятий или на самом дне глубоких океанических впадин. Плоские вершины тех гийотов, которые сформировались на склонах поднятия, будут располагаться на меньших глубинах, чем вершины находящихся рядом гийотов, образовавшихся на гребне поднятия (фиг. 2). В области широкого распространения гийотов

в западной части Тихого океана местами наблюдается грубое согласие уровней вершин, но то там, то здесь попадается гийот на несколько сот морских саженей выше; это, по-видимому, более молодые и образовавшиеся на склоне гийоты. Примером молодого острова, основание которого залегает на небольшой глубине, может служить Бермудский атолл в Атлантическом океане.

В некоторых случаях более активный по сравнению с обычным вулканизм создает группы вулканов на гребне, которые разделяются на две части вдоль оси хребта. Длительное время эти части перемещаются в противоположные стороны, образуя соответственные пары гор на противоположных склонах хребта. Такие пары гор наблюдаются в Северной Атлантике.

#### РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ АТЛАНТИЧЕСКИМ И ТИХИМ ОКЕАНАМИ

В раннем мезозое, 150—200 млн. лет назад, под континентальным массивом вдоль современного Срединно-Атлантического хребта возник восходящий поток мантии Земли. Другой такой поток появился на месте поднятия Дарвина и протянулся через весь океан от Северо-Восточной Азии до Чили. Нисходящее течение мантии охватило весь Тихий океан, как и в настоящее время, с той только разницей, что океан тогда был еще обширнее. Именно с тех пор Тихий океан начал сокращаться, поскольку материки на востоке, а островные дуги на западе и севере непрерывно надвигались на Тихий океан, перекрывая нисходящее течение (фиг. 6).

В Атлантическом океане континенты, разобщенные восходящим течением мантии, перемещались от него в противоположные стороны, пока наконец не достигли центра нисходящего потока. Здесь передний край континентов был деформирован и возникли грандиозные западные Кордильеры Америки. В течение продолжительного периода, начиная с раннего мезозоя, тыловые части континентов пассивно перемещались от Срединно-Атлантического хребта и не испытывали складчатых движений. Таким образом, континенты не подвергались деформации до тех пор, пока не достигли нисходящего потока мантии Земли вокруг Тихого океана. Был, по-видимому, период времени, когда материки испытывали переходное состояние, и ни одна из их окраин еще не подвергалась деформациям. Фронтальная окраина материков Америки была деформирована в позднеюрское время, когда она достигла нисходящего потока в мантии Земли вокруг Тихого океана. С тех пор надвигающиеся континенты непрерывно отжимают нисходящий поток на запад.

Трудно предполагать, когда возникло поднятие Дарвина или как далеко отодвинулось дно Тихого океана от его центральной части. Автор считает, что весь Тихий океан, заключенный внутри кольца из островных дуг и горных сооружений, сформировался благодаря перемещению блоков земной коры и мантии в стороны от гребня поднятия Дарвина, или, другими словами, дно Тихого океана начало образовываться на гребне поднятия Дарвина. Бурение дна и определение возраста пород земной коры Тихого океана на большом удалении от поднятия Дарвина помогут найти некоторые ответы на высказанные мысли.

#### МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И КАРТИРОВАНИЕ ДНА ОКЕАНА

Вайн и Метьюз [34] предложили многообещающую гипотезу для объяснения линейных магнитных аномалий, обнаруженных в океанах. Согласно этой гипотезе, появление аномалий обязано периодическим изменениям направления магнитного поля Земли. Вдоль гребня срединноокеанических хребтов изливаются лавы. Поскольку движение происходит от гребней хребтов, возникают линейные полосы, намагниченные в прямом и обратном направлениях. Изучение магнитных аномалий к западу от Северной Америки указывает на известную систему в их расположении, свидетельствующую,

<sup>1</sup> На советских картах это поднятие называется «Западно-Чилийским». — Прим. перев.

по-видимому, о том, что скорости движения океанической коры и периодичность изменений направлений магнитных аномалий постоянны. Недавние исследования интервалов времени между двумя изменениями направлений намагниченности показали, что они происходили предположительно каждые 1,5 млн. лет [6]. По расположению и протяженности аномалий западнее Калифорнии определяется скорость конвективного потока, равная 1—2 см/год. Это означает, что перемещение северной и южной частей зоны разломов Мендосино относительно друг друга происходило в течение 100 млн. лет, а возможно, и более длительное время.

Если все эти допущения справедливы, то изложенные выше гипотезы могут оказать помощь при картировании и датировании геологических событий в океанах. Бурением, помимо скоростей потока, можно достаточно точно определить 50 магнитных циклов, а также датировать перемещающиеся полосы магнитных аномалий. Может быть установлена закономерность обратимых циклов. В результате окажется возможным геологическое картирование путем магнитных исследований, дополненных опорными буровыми скважинами. Этим методом может быть подтверждено существование океанического дрифта.

Качество картирования может быть улучшено в дальнейшем сейсмометрией преломленных волн. Хесс [15] указал на сильную сейсмическую анизотропию верхней мантии восточной части Тихого океана, обусловленную, по его мнению, видоизменением оливина мантии. Крупные зоны разломов указывают на направление перемещения океанической коры. Там, где подобные зоны разломов отсутствуют или захоронены под толщей донных отложений, направление движения может быть определено путем сопоставления сейсмических скоростей в разных направлениях по отношению к данной точке. В направлении движения блоков коры сейсмические скорости на 5—10% выше, чем под прямым углом к нему. Пониженные скорости параллельны поясам магнитных аномалий и перпендикулярны зонам разломов.

# АНАЛОГИИ МЕЖДУ АЛЬПИЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ СВИТОЙ И ПОРОДАМИ СРЕДИННООКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В результате драгирования океанических хребтов недавно была изучена серия пород, характеризующих эти зоны [24, 28, 3, 7]. Автору хорошо знакома эта серия пород — штейнмановская [29] троица альпийских офиолитовых поясов, представленная типичным серпентинизированным перидотитом, подушечными, часто спилитовыми лавами и кремнистыми радиоляриевыми сланцами. В альпийском поясе Средиземного моря эти породы нередко встречаются в виде экзотических блоков (Италия и Турция) и в виде надвинутых слоев (северная Греция, Кипр, Сирия и Новая Каледония). Можно предположить, что в раннем мезозое центральная часть моря Тетис была занята океаническим хребтом, который и явился источником офиолитов. Если это справедливо, то повторное изучение упомянутой серии пород может дать важнейшую информацию об океанических хребтах, которая будет несомненно полнее, нежели случайные данные о породах, полученных путем драгирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G., 1965. The fit on continents around the Atlantic, Phil. Trans.
- 2. Bullard E. C., Maxwell A. E., Revelle R. R., 1956. Heat flow through the deep sea floor, Adv. Geophys., 2, 153-181.
- Cann J. R., Vine F. J., 1965. An area of the Carlsberg Ridge, petrology and magnetics, Proc. Roy. Soc. A.
- 4. Carey S. W., 1958. Continental Drift: A Symposium, Hobart, 1-177.

- Clark S. P., 1957. Radioactive transfer in the earth's mantle, Trans. Am. geophys. Un., 38, 931-938.
- Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B., 1964. Reversals of the Earth's magnetic field, Science, 144, 1537-1543.
- Engel A. E. J., Engel C. G., 1964. Igneous rocks of the East Pacific Rise, Science, 146, 477-485.
- Ewing M., Hirshman J., Heezen B. C., 1959. Magnetic anomalies of the mid-ocean rift [Int. Oceanogr. Congr. Preprints, Washington, D.C.], Am. Ass. Adv. Science, 1-24.
- 9. Griggs D., 1939. A theory of mountain building, Am. J. Sci., 237, 611-650.
- H a m i l t o n E. L., 1956. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains, Mem. geol. Soc. Am., 64, 1-97.
- 11. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The floors of the oceans, I. The North Atlantic, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 65, 1—122. См. также русский перевод: Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг, Дно Атлантического океана, часть I, М., ИЛ., 1962.
- Hess H. H., 1959. Nature of the great oceanic ridges [Int. Oceanogr. Congr. Preprints, Washington, D.C.], Am. Ass. Adv. Science, 33-34.
- Hess H. H., 1962. History of ocean basins, in Petrologic Studies: A volume to honor A. F. Buddington, Geol. Soc. Am., 599-620.
- 14. Hess H. H., 1964. The oceanic crust, upper mantle and the Mayaguez serpentinized peridotite, from a study of serpentinite, Publs natn. Res. Coun. Wash., 1188, 169-175.
- Hess H. H., 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, Nature, London, 203, 629-631.
- Hill M. N., 1960. A median valley of the Mid-Atlantic Ridge, Deep-Sea Res., 6, 193-205.
- Ladd H. S., Schlanger S. O., 1960. Drilling operations on Eniwetok Atoll, Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 260Y, 863-905.
- Langseth M. G., Grim P. J., 1964. New heat flow measurements in the Caribbean and western Atlantic, J. geophys. Res., 69, 4916-4917.
   Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E., 1965. Crus-
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E., 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. Part I. Seismic refraction measurements, J. geophys. Res., 70, 319-339.
- 20. Mason R. G., 1958. A magnetic survey off the west coast of the United States, Geophys. J., 1, 320-329.
- Menard H. W., 1958. Development of median elevations in ocean basins, Bull. geol. Soc. Am., 69, 1179-1186.
- Menard H. W., 1964. Marine Geology of the Pacific, New York, 1—271. См. также русский перевод: Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, М., изд.-во «Мир», 1966.
- Nason R. D., Lee W. H. K., 1964. Heat flow measurements in the North Atlantic, Caribbean and Mediterranean, J. geophys. Res., 69, 4875-4883.
- Nicholls G. D., Nalwalk A. J., Hays E. E., 1964. The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic Ridge between 22° N and 52° N, Mar. geol., 1, 333-343.
- Orowan E., 1964. Continental drift and the origin of mountains, Science, 146, 1003-1007.
- R a f f A. D., 1962. Further magnetic measurements along the Murray fault, J. geophys. Res., 67, 417-418.
- 27. Schuiling R.D., 1964. Serpentinization as a possible cause of high heat-flow values in and near oceanic ridges, Nature, London, 201, 807-808.
- 28. Shand S. J., 1949. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge, J. Geol., 57, 89-92.
- Steinmann, 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen II, Ber. naturf. Ges. Freiburg i B. 16, 44-65.
- 30. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M., 1965. Crustal structure of the mid-ocean ridges. Part 2, J. geophys. Res., 70, 341-352.
- Tilley C. E., 1947. Dunite mylonite from St. Paul's rocks, Am. J. Sci., 245, 483

  491.
- 32. Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E., 1961. Horizontal displacements in the floor of the north-eastern Pacific Ocean, Bull. geol. Soc. Am., 72, 1251-1258.
- 33. Vacquier V., von Herzen R. P., 1964. Evidence for connection between heat flow and the Mid-Atlantic Rige magnetic anomaly, J. geophys. Res., 69, 1093—1101.
- 34. Vine F. J., Matthews D. H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, London, 199, 947.

# Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов

Ж. Уэрзел

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В 1923—1925 гг. Венинг-Мейнес разработал первые удачные приборы для измерения силы тяжести в море. В начале 30-х годов он применил новую технику для измерения силы тяжести в глобальном масштабе. Самое важное заключение Венинг-Мейнеса состояло в том, что океанические пространства находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию [27]. Последующие измерения, проведенные в океане с большой точностью, подтвердили этот результат. С введением в практику морских исследований метода преломленных сейсмических волн [3, 6] стало очевидно, что условия изостатической компенсации согласуются с гипотезой Эри. Принимая эту гипотезу за основу, исследователям удалось установить структуры, отражающие многие основные черты строения земного шара [29, 31, 4, 26, 11]. Лучше всего определены структуры земной коры в районах, детально исследованных сейсмическими методами [32, 22].

Общепринятые концепции о строении островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов ошибочны, возможно, потому, что многие характерные признаки упомянутых структур описаны в тот период, когда было закартировано всего лишь несколько подобных образований и описания чаще проводились по картам, а не по глобусу. Прежде чем рассматривать эти прежние концепции, отметим некоторые характерные признаки глубоководных желобов.

По-зидимому, наиболее примечательная особенность глубоководных желобов состоит в том, что каждый из них примыкает к окраине материка или островной гряды. Некоторые глубоководные желоба имеют дугообразный вид. К ним относятся, например, желоба Марианский, Алеутский, Пуэрториканский и Южно-Сандвичев. Другие, в частности Яванский, Рюкю, Курило-Камчатский и Центрально-Американский, изогнуты в меньшей степени. Желоба Тонга, Филиппинский, Чилийский, Перуанский имеют прямолинейные очертания. Некоторые желоба вытянуты в виде ломаной линии; это, например, желоб у Соломоновых островов и Новой Британии, сочленение Япского и Марианского желобов, северное окончание Перуано-Чилийского желоба и желоб моря Банда. Обычно один из склонов глубоководного желоба обращен к океаническому бассейну, но это несвойственно желобам у Соломоновых островов и Новой Британии, желобам в море Сулавеси и в море Банда. С одной стороны большинства глубоководных желобов располагаются либо островная гряда, либо материк. Но существуют окраины континентов и гряды островов без глубоководных желобов. К ним принадлежит, например, восточное побережье США и южное побережье Азии. Многие островные цени не сопровождаются глубоководными желобами, хотя развиты так же хорошо, как и островные гряды, сопряженные с желобами. Среди них выделяются острова архипелага Туамоту, Гавайские, Маршалловы, Пальмер, Южные Шетландские и многие другие. Таким образом, можно сделать заклюГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ОКРАИН МАТЕРИКОВ

263

чение, что глубоководные желоба формируются вдоль окраин континентов или островных гряд. Их форма определяется очертаниями прилегающих материков; глубоководные желоба образуются не у любой окраины материка или островной гряды.

В течение ряда лет была широко распространена гипотеза крупного тектонического прогиба земной коры в мантии Земли. Юинг и Уэрзел [7], основываясь на сейсмических и гравиметрических наблюдениях в глубоководном желобе Пуэрто-Рико, опровергли эту гипотезу. Впоследствии на основании данных сейсмических и гравиметрических исследований было показано, что такие структуры не существуют под Чилийским, Центрально-Американским, Алеутским, Тонга и Яванским желобами [18, 19, 8, 16, 24, 26, 31, 4]. Но пока еще не появилось новой теории о происхождении глубоководных желобов. Вместе с тем формирование желоба Пуэрто-Рико рассматривается Юингом и Уэрзелом [7] как результат растяжения земной коры, Офиссером и др. [14] как результат надвига, а Бёнс и Фальквист [1] считают его сбросовым грабеном.

С развитием звукового эхолотного промера было установлено существование срединноокеанических хребтов. Хейзен, Тарп и Юинг [10] впервые указали на то, что срединные хребты характерны для всех океанов и объединяются в единую систему срединноокеанических хребтов земного шара. О морфологии и генезисе срединноокеанических хребтов высказывалось много предположений (см. обзор литературы по срединным хребтам в работе Хейзена и Юинга [9]).

Возникли противоречивые толкования структуры срединноокеанических хребтов, обусловленные, с одной стороны, данными сейсмических исследований методом преломленных волн, а с другой — гравиметрическими измерениями. Тальвани, Ле-Пихон и Юинг [21] предложили остроумный способ разрешения этих противоречий, который будет подробно рассмотрен ниже.

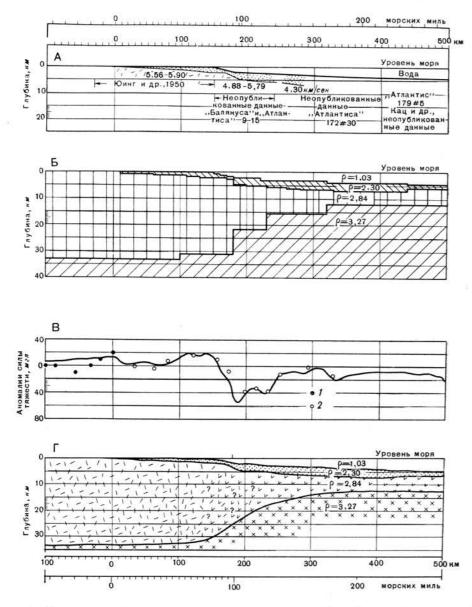
Большинство исследователей в этой области считают формирование срединноокеанических хребтов результатом растягивающих усилий, которые разрывают земную кору и способствуют внедрению магмы, поднимающейся из мантии Земли. Боковое расширение срединноокеанических хребтов происходит за счет собственно растяжения, вулканизма или процессов изостазии. По поводу причин растягивающих усилий существуют разногласия. Многие полагают, что под центральной зоной хребта располагается восходящее конвективное течение, в то время как другие связывают разрывные усилия с расширением Земли.

#### ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ

Для понимания процессов, протекающих в пределах материковых окра ин, необходимо прежде всего изучить их строение. Структура некоторых окраин материков была определена благодаря сейсмическим исследованиям методом преломленных волн и гравиметрическим измерениям.

Уэрзел и Шурбет [32] исследовали окраину материка вдоль восточного побережья США. Были изучены три разреза: к югу от Вудс-Холла, Массачусетс, к юго-востоку от полуострова Кейп-Мей, Нью-Джерси, и к востоку от мыса Хаттерас, Виргиния. Структура верхних частей коры определялась методом преломленных сейсмических волн, а нижних — по гравиметрическим данным. На разрезе Вудс-Холл (фиг. 1) в пределах материкового шельфа наблюдается тонкий слой осадочных пород, мощность которого резко возрастает под материковым подножием. Эта осадочная толща подстилается под материком и шельфом породами континентальной земной коры, а правее материкового склона породами океанической коры. Под самим материковым склоном идентификация слоев земной коры затруднена из-за резких изменений скоростей сейсмических волн. График изменений силы тяжести ясно показывает, что мощность земной коры должна меняться на протяжении

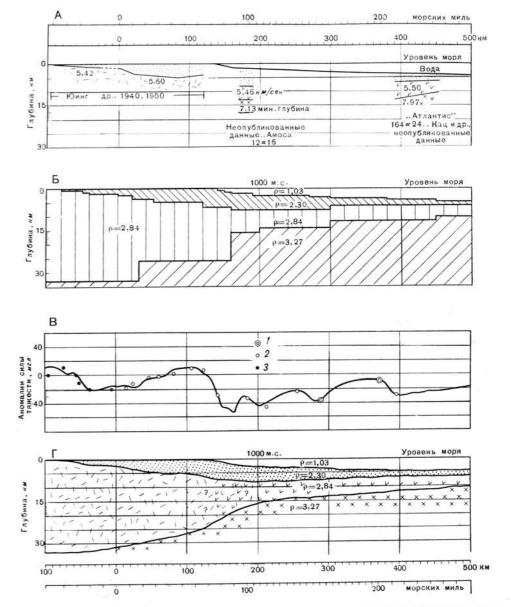
<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> J. L. Worzel, Deep Structure of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges.



Фиг. 1. Разрез земной коры через окраину материка у Вудс-Холла, Массачусетс (по Уэрзелу и Шурбету [31]).

Расстояние дано в морских милях и километрах от Гей-Хида.

A — топографический и сейсмический разрезы (в 600 км от Гей-Хида глубина равна 4,5 км, мощность донных отложений 1,8 км, мощность пород фундамента не определялась); B — предполагаемая структура и плотности по гравиметрическим данным; B — вычисленные и наблюденные аномалии силы тяжести: I — аномалии Буге, по Вулларду; 2 — аномалии в свободном воздухе, «Таск», 1947;  $\Gamma$  — структурный разрез по сейсмическим и гравиметрическим данным. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 4:1.



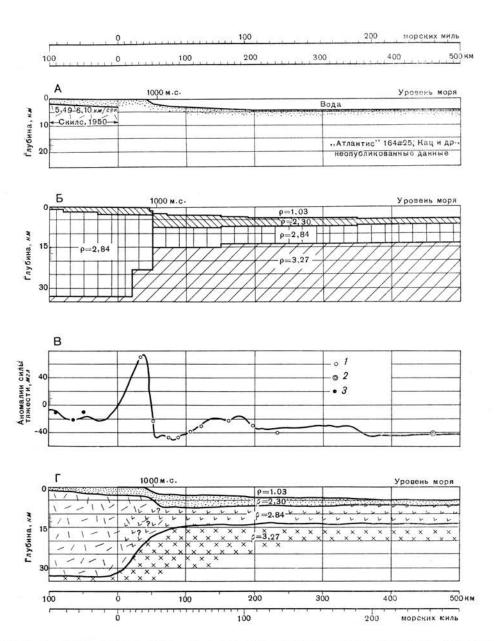
Фиг. 2. Разрез земной коры через окраину материка у полуострова Кейп-Мей, Нью-Джерси (по Уэрзелу и Шурбету [31]).

Джерскі (по з'яраему і туросту тот пляжа Седьмая миля.

Расстояние дано в морских милях и километрах от пляжа Седьмая миля.

А — топографический и сейсмический разрезы; Б — предполагаемая структура и плотности по гравиметрическим данным; В — вычисленные и наблюденные аномалии силы тяжести: 1 — аномалии в свободном воздухе, по Венинг-Мейнесу; 2 — аномалии в свободном воздухе, «Таск», 1947; 3 — аномалии Буге, по Вулларду; Г — структурный разрез по сейсмическим и гравиметрическим данным.

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 4:1.



Фиг. 3. Разрез земной коры через окраину материка у мыса Хаттерас, Виргиния (по Уэрзелу и Шурбету [31]).

Расстояние дано в морских милях и в километрах от маяка на мысе Хаттерас. A — топографический и сейсмический разрезы (на расстоянии  $520~\kappa m$  мощность донных отложений равна  $1.8~\kappa m$ , сейсмическая скорость в породах фундамента  $7.06~\kappa m/(ce\kappa)$ ; B — предполагаемая структура и плотности по гравиметрическим данным; B — вычисленные и наблюденные аномалии силы тяжести: I — аномалии в свободном воздухе, «Таск», 1947; 2 — аномалии в свободном воздухе, по Венинг-Мейнесу; 3 — аномалии Буге, по Скилсу, 1950;  $\Gamma$  — структурный разрез по сейсмическим и гравиметрическим данным.

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 4:1.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ОКРАИН МАТЕРИКОВ

200 км примерно от 32 км под материком до 12—13 км под океаном, причем наиболее резко она изменяется у края материка в непосредственной близости к материковому склону. Переход от материкового склона к коре океанического типа более плавный, нежели к коре континентального типа.

267

На разрезе Кейп-Мей (фиг. 2) характер залегания пород во многом подобен предыдущему разрезу, но есть и существенные различия. Осадочный покров здесь более мощный, чем в разрезе Вудс-Холл, и постепенно возрастает от берега до изобаты 1000 морских саженей. Столь же постепенно мощность осадочного покрова уменьшается под материковым подножием до типичной мощности осадков океанического дна. Поверхность фундамента наклонена здесь более плавно по сравнению с разрезом Вудс-Холл. С другой стороны, сейсмические скорости в пределах материкового склона меняются на этом разрезе так резко, что принадлежность земной коры к континентальному или океаническому типу устанавливается с трудом. Подъем подошвы коры с глубины 32 км под материком до глубины 12 км под океаном совершается на протяжении около 300 км; он начинается значительно западнее изобаты 1000 морских саженей и продолжается далеко в океан. Наиболее резкое изменение крутизны отмечается близ изобаты 1000 морских саженей. но в сторону материка и в сторону океана от этого района наклон приобретает плавный характер.

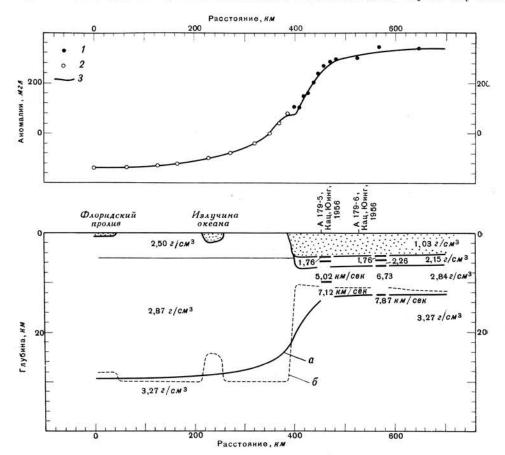
Разрез близ мыса Хаттерас (фиг. 3) представляет другую часть окраины материка с несколько отличной от других разрезов структурой. Мощность донных отложений под материковым склоном постепенно возрастает на этом разрезе в направлении океана, но не так резко, как у полуострова Кейп-Мей. Под материковым склоном четко выражен наклон осадочной толщи к поверхности фундамента. Предполагается также более мощный слой осадков под материковым подножием (который соответствует по мощности слою осадков материкового подножия к северу от этого разреза). В сторону океана мощность осадков постепенно уменьшается. Подошва коры на протяжении около 100 км резко меняет глубину залегания от 32 км под материком до 14 км под материковым склоном.

Тальвани, Уэрзел и Юинг [23], основываясь на гравиметрических данных, построили разрез земной коры для окраины Багамских островов в районе острова Эльютера (фиг. 4). Мощность коры здесь сокращается до 13 км на проятжении 200 км с наиболее резким изменением в районе изобаты 1000 морских саженей. Материковый склон у Багамских островов — один из самых крутых в мировом океане и может служить лучшим примером резкого перехода земной коры материкового типа к океаническому.

Изменение земной коры от материка к океану наблюдалось вдоль сейсмического разреза (фиг. 5) юго-восточнее Буэнос-Айреса, Аргентина [5]. В этом районе мощность осадочного покрова сильно возрастает под внешним краем шельфа, под материковым подножием и далее вдоль всего разреза вплоть до его восточного окончания. Поверхность фундамента полого наклонена от материка к океану. В районе материкового склона скорости сейсмических волн аномальны как для океанической земной коры, так и для континентальной, однако они больше отклоняются в сторону океанической земной коры. В этом случае под частью разреза наблюдается второй слой земной коры, являющийся, по-видимому, аналогом нижнего слоя коры океанического типа. Глубина залегания подошвы земной коры изменяется на протяжении около 200 км от 15 км под океаном до 30 км под материком. Наиболее резкое сокращение мощности земной коры отмечается под материковым склоном, затем она уменьшается более плавно до восточного окончания разреза. Этот разрез во многих отношениях напоминает строение окраины материка у полуострова Кейп-Мей, Нью-Джерси.

Томсон и Тальвани [25] описали разрез земной коры материкового шельфа у Сан-Франциско (фиг. 6). Этот разрез осложнен, конечно, близостью

к Береговым хребтам, Сьерра-Неваде и горным системам провинции Бассейнов и Хребтов. Осадочный слой нормальной мощности оканчивается, по-видимому, на материковом склоне, поскольку на шельфе и в верхней части склона осадков либо очень мало, либо совсем нет. Геология вдоль берега изучена



Фиг. 4. Разрез земной коры через окраину материка у Багамских островов (Talwani, неопубликованные [28]).

1 — сглаженные аномалии Буге; 2 — региональные аномалии; 3 — вычисленные аномалии: a — вычисленная глубина подошвы земной коры, b — подошва земной коры по данным изостазии в возлуке.

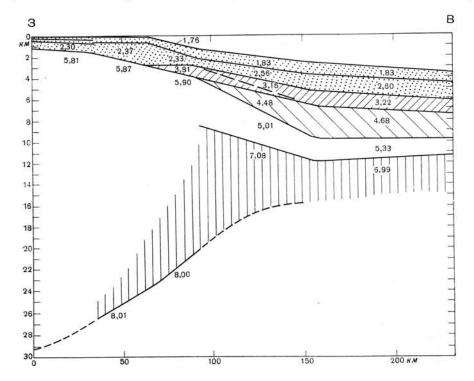
Отношение вертикального масштаба к горизонтальному на нижнем рисунке 10:1.

очень хорошо. Когда не было данных сейсмических исследований, предполагалась несколько упрощенная структура глубинных горизонтов земной коры в этом районе. Но, основываясь на гравиметрических данных, можно сказать, что переход от континентальной коры к океанической очень резкий. На протяжении 200 км мощность земной коры изменяется от 22 км вдоль побережья до 13 км на океанических глубинах. Наибольшие градиенты мощности соответствуют району, удаленному от изобаты 1000 морских саженей примерно на 30 км.

В 1962 г. Фишер и Рейт определили по сейсмическим данным строение окраины материка у Антофагасты, Чили. Еще раньше Вуншель в неопубликованном сообщении воспроизвел строение земной коры по данным гравиметрии, которое хорошо согласуется с измерениями Фишера и Рейта (фиг. 7). Этот разрез осложнен существованием глубоководного желоба в прибрежном районе и близостью к береговым Андам. Тем не менее совершенно ясно, что

переход земной коры континентального типа к океаническому происходит на протяжении всего лишь 200 км.

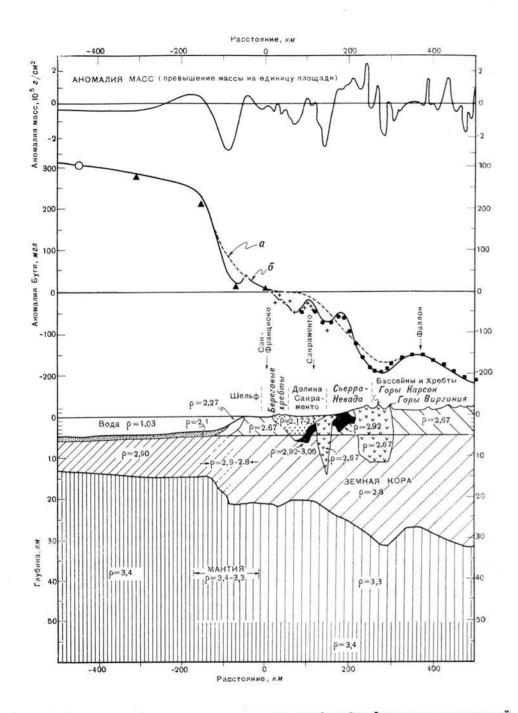
Окраина материка у острова Пуэрто-Рико показана на фиг. 8. Северное побережье, вдоль которого развит глубоководный желоб, мы пока рассматривать не будем. У южного побережья острова мощность коры изменяется от нормальной (около 30 км) под проливом Мона, западнее Пуэрто-Рико, до 7 км в Карибском море. Разрез построен по многочисленным данным сейсмических и гравиметрических исследований. Вдоль южного побережья осадочный слой в верхней части островного склона имеет незначительную



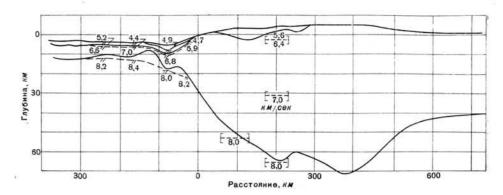
Фиг. 5. Сейсмический разрез через окраину материка западнее Рио-де-ла-Плата и юговосточнее Буэнос-Айреса, Аргентина [5].

мощность, но по мере погружения к глубинам Карибского моря он утолщается. Залегание фундамента в этом районе во многом аналогично континентальным участкам; он довольно резко погружается на расстоянии 100 км почти от уровня моря до глубины 7 км в Карибском море. Сейсмические данные показывают, что земная кора подразделена здесь на два слоя. Подошва коры на протяжении 100 км резко поднимается с глубины 30 км под островом до 15 км под Карибским морем. Наиболее крутой уклон профиля подошвы коры, подобно разрезам у континентов, соответствует местоположению изобаты 1000 морских саженей.

Уэрзел и Тальвани на основании измерений силы тяжести построили разрез земной коры у Гавайских островов (фиг. 9) и сопоставили его с данными сейсмических наблюдений, проведенных вдоль островной цепи к северозападу от архипелага, на протяжении 300 миль [17]. Вдоль северного побережья, где имеются данные как сейсмических, так и гравиметрических наблюдений, структура сложная, а глубина залегания подошвы земной коры на протяжении 100 км изменяется от 17—18 км под островом до обычных для океана значений 10—12 км. Вдоль южного побережья островов структура,

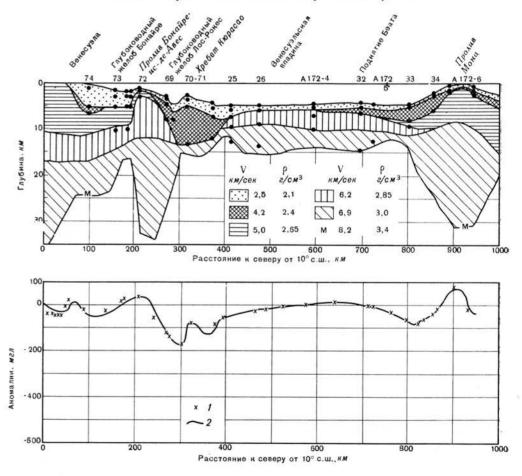


 $\Phi$  и г. 6. Разрез земной коры через окраину материка близ Сан-Франциско, построенный по данным наземной геологической съемки и гравиметрическим измерениям [25].  $\alpha$  — региональная аномалия силы тяжести;  $\delta$  — общая аномалия силы тяжести.



Фиг. 7. Разрез земной коры через окраину материка и глубоководный желоб близ Антофагасты, Чили, построенный по гравиметрическим данным (Wuenschel, неопубликованное сообщение) в сравнении с педавними результатами сейсмических исследований [8, стр. 423—443; Worzel, в печати].

Отношение вертикалоного масштаба к горизонтальному 5:1.

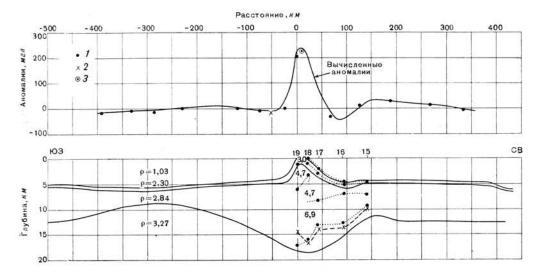


Фиг. 8. Разрез земной коры через окраину материка от Венесуэлы до острова Пуэрто-Рико (68° з. д.), построенный по сейсмическим и гравиметрическим данным (Hambleton, неопубликованные данные; [28]).

1 — измеренные аномалии в свободном воздухе; 2 — вычисленные аномалии в свободном воздухе; M — поверхность раздела Мохоровичича.

по-видимому, еще более сложная, но выяснить ее можно будет только при условии накопления дополнительных сейсмических данных.

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что некоторые окраины материков и островов обнаруживают как внутри себя, так и между собой больше сходства, чем различий. Мощности земной коры 20—30 км, свойственные материковым или островным платформам, довольно резко на протяжении



Фиг. 9. Разрез земной коры Гавайской островной цепи [30].

Приведены данные сейсмических исследований, проведенных западнее островной цепи на протяжении 300 миль [17, 28].

1 — «Кэптин»; 2 — Венинг-Мейнес; 3 — Вуллард. Нижний структурный разрез построен по данным вычислений.

100-150 км сокращаются до величин, характерных для нормального океанического дна. Обычно наиболее резкие изменения мощности земной коры наблюдаются в 30-50 км по обе стороны от изобаты 1000 морских саженей. Постепенное изменение мощности коры чаще отмечается в сторону океана, чем в направлении к материку.

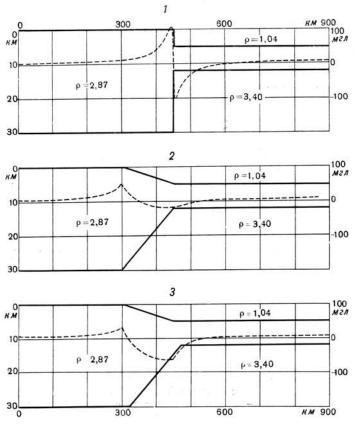
#### происхождение глубоководных желобов

Глубоководные океанические желоба образуются в переходной зоне между материковыми или островными платформами и соседними океаническими котловинами, где земная кора становится тоньше. Желоба могут формироваться в результате комбинированного действия сбросообразования и короблений земной коры или в результате образования сбросовых грабенов, возникающих в процессе расширения земной коры. Эти процессы предполагают скорее более позднее развитие глубоководных желобов по отношению к материковым блокам или островным грядам, чем одновременное с ними развитие, как это следует из большинства теорий.

На фиг. 10 показаны три упрощенных разреза земной коры материковых окраин. На верхнем разрезе (модель 1) континентальная кора мощностью 30 км резко переходит в океаническую земную кору мощностью 8 км; при этом глубина океана равна 5 км. В обеих частях разреза континентальная и океаническая земная кора подстилается одной и той же мантией Земли и находится почти в изостатическом равновесии. Однако предполагается (для облегчения расчетов), что океаническая земная кора немного тяжелее континентальной. Кривая силы тяжести в редукции за свободный воздух

для подобного разреза показана на фиг. 10 пунктирной линией, наложенной на профиль поверхности. Эта кривая наглядно демонстрирует краевой эффект перехода.

На среднем разрезе (модель 2) показан переход от коры континентального типа к океаническому на протяжении 150 км. Все части земной коры находятся в изостатическом равновесии. Краевой эффект колеблется от +50 до -20 мгл с отрицательными аномалиями, распространенными на больших дистанциях, чем положительные. Эта особенность формирования окраины материка обусловливает асимметрию кривой краевого эффекта с большим уменьшением амплитуды.

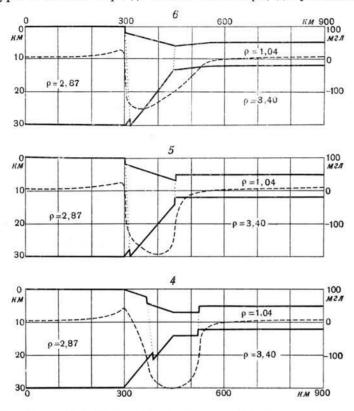


Ф и г. 10. Упрощенные разрезы земной коры материковой и островной окраин. Штриховые линии — кривые силы тяжести в редукции за свободный возпух.

Нижний разрез (модель 3) подобен среднему и отличается от него только тем, что подошва коры передвинута здесь на 20 км в сторону океана, а переходная зона не уравновешена изостатически и представляется более легкой по отношению к равновесному состоянию. Результирующая кривая аномалий в свободном воздухе свидетельствует о высоких положительных и отрицательных аномалиях, одинаково высоких по ширине и амплитуде; такие аномалии подобны аномалиям, обнаруженным вдоль восточного побережья США, свидетельствующим, по-видимому, о том, что нижняя часть континентальной земной коры распространяется в латеральном направлении под океаническую кору. Продукты эрозии, сносимые с материков, отлагаются на шельфах и увеличивают нагрузку на верхнюю часть океанической коры, но эта кривая силы тяжести означает, что кора сверхкомпенсирована или

погружена ниже глубины изостатической компенсации, требующей сверхвысоких нагрузок на окраины континентов.

Переходная зона требует дальнейшего рассмотрения с точки зрения формирования глубоководных желобов. На фиг. 11 на трех схематических разрезах показано возможное происхождение глубоководных желобов в переходной зоне. На верхнем разрезе (модель 6) представлен сброс, расположенный под углом 30° на 300-м километре. Чтобы предположить образование флексуры в земной коре до 550-го километра, допускаются движения



Фиг. 11. Предполагаемое формирование глубоководных желобов у материковой и островной окраины.

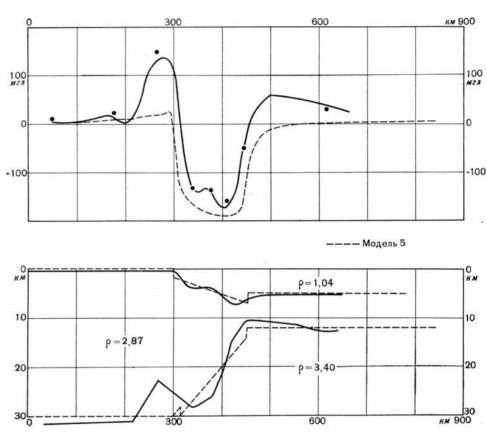
Штриховые линии — кривые силы тяжести в редукции за свободный воздух; точечные линии — сбросы.

по разлому в пределах 2 км при условии существования растяжения земной коры примерно на 1 км. Прогибание блока коры обусловливает возникновение аномалии порядка —150 мгл, причем ширина полосы развития отрицательных аномалий соответствует ширине площади прогибания. Часть кривой, характеризующаяся положительными аномалиями, существенно не отличается от этой части кривой на модели 2 (фиг. 10). Таким образом, в связи с незначительными изменениями в переходной зоне подводной окраины глубоководные желоба и аномалии силы тяжести можно считать подобными желобам и аномалиям силы тяжести, обнаруженным по соседству с океаническими глубинами.

Средний разрез (модель 5) изменен по сравнению с соответствующим разрезом фиг. 10 (модель 2) введением в переходную зону грабена. Допускается, что блок-грабен погружается на 2 км, и глубина океана, следовательно, возрастает до 7 км. Кривая силы тяжести показывает, что эта структура характеризуется отрицательными аномалиями около —200 мгл, распро-

страненными в полосе, примерно равной по размерам опущенному блок-грабену. Для погружения подобного блока на 2 км необходимо допустить расширение земной коры также на 2 км.

На нижнем разрезе (модель 4) показан грабен, который развился частично в переходной зоне, а частично в пределах океанической земной коры. Блок-грабен погрузился примерно на 2 км между океанической корой (справа) и континентальной (слева). Кривая силы тяжести указывает на аномалии приблизительно —200 мгл. Ширина полосы отрицательных аномалий несколько больше, чем ширина грабена.

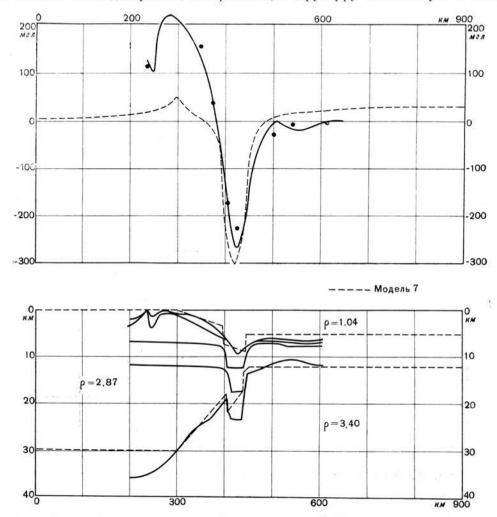


Фиг. 12. Сопоставление Алеутского глубоководного желоба с моделью 5.

Эти три разреза свидетельствуют о том, что незначительное расширение коры и сбросовое погружение блока коры могут вызвать возникновение глубоководного желоба и пояса отрицательных аномалий силы тяжести. Теперь необходимо сопоставить действительные глубоководные желоба с приведенными выше упрощенными моделями.

На фиг. 12 сопоставлены Алеутский глубоководный желоб со средним разрезом фиг. 11. Сплошная кривая в верхней части фигуры представляет собой вычисленную кривую силы тяжести для Алеутской структуры по геоморфологическим данным и данным о средней плотности земной коры; точки — маятниковые наблюдения, выполненные на этом пересечении структуры Алеутских островов. Сплошные линии в нижней части фигуры показывают границы земной коры, используемые при построении кривых. Штриховые линии на обоих графиках взяты с модели 5 фиг. 11. Общая согласованность района отрицательных аномалий удовлетворительна. Положительные

аномалии в районе 280-го километра (по условиям построения воссоздаваемой структуры) обусловлены материалом мантии более высокой плотности, распространенным под земной корой. Однако они могут быть вызваны также внедрением в кору основных интрузий в районе земной коры близ 280-го километра. Положительные аномалии в окрестностях 500-го километра должны повлечь за собой сокращение мощности земной коры, как показано в нижней части диаграммы, изображающей структуру земной коры. В этом

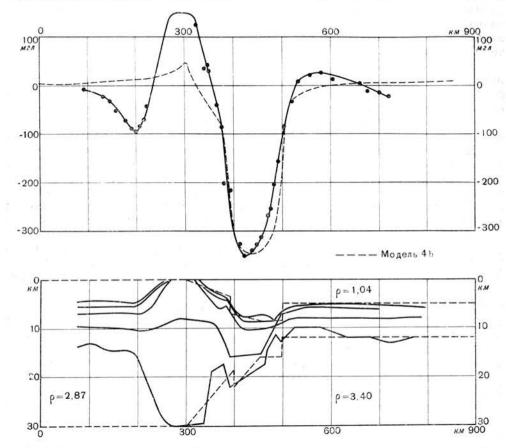


Фиг. 13. Сопоставление глубоководного желоба Тонга с моделью 7.

случае интрузии более тяжелого материала в океаническую земную кору невозможны, поскольку в этой части средняя плотность океанической земной коры должна быть равна примерно 3,1 г/см³. Таким образом, сокращение мощности земной коры представляется здесь более вероятным. Подобное утонение земной коры по данным сейсмических исследований методом преломленных волн было показано в пределах Антильского внешнего вала, севернее желоба Пуэрто-Рико [22, 1]. Незначительное сужение блок-грабена модели 5 позволяет наилучшим образом объяснить наблюдаемые кривые.

На фиг. 13 сопоставляется глубоководный желоб Тонга и модель 7. Модель 7 является разновидностью модели 5, где блок-грабен сильно сужается и допускается его погружение до 4 км. Сплошные линии в нижней части

фигуры были предложены Тальвани, Уэрзелом и Юингом [24] для объяснения сейсмических и гравитационных данных, полученных в глубоководном желобе Тонга. Точки в верхней части фигуры представляют собой наблюденные значения силы тяжести, а сплошная кривая — вычисленные значения для структуры, показанной сплошными линиями на нижней части фигуры. Пунктирная линия построена, исходя из модели 7. Очевидно, если модель 7 передвинуть примерно на 10 км вправо по отношению к профилю желоба Тонга, согласованность структур и кривых должна быть лучше. Тем не менее отрицательные аномалии согласуются вполне удовлетворительно. Переход



Фиг. 14. Сопоставление глубоководного желоба Пуэрто-Рико с моделью 4b.

от океана к островной окраине в этом случае не такой простой, как на модели 2, поскольку на 450-м километре отмечается более резкое изменение мощности, а не простое сужение переходной зоны, допускаемое моделью. Положительные аномалии в районе 280-го километра лучше всего согласуются с вспучиванием континентального блока или интрузиями в земную кору вулканического материала высокой плотности.

Фиг. 14 показывает соотношения глубоководного желоба Пуэрто-Рико с моделью 4b. Модель 4b представлет собой видоизмененную модель 4, в которой блок-грабен сужен со 150 до 100 км и погружен на 3 км вместо 2 км. Сплошными линиями в нижней части графика показана структура, определенная Тальвани, Саттоном и Уэрзелом [22] по сейсмическим и гравиметрическим данным. Сплошная линия в верхней части графика — вычисленная для этой структуры кривая силы тяжести. Точки соответствуют маятниковым наблю-

278 Ж. УЭРЗЕЛ

дениям, а штриховые линии взяты с модели 4b. Согласованность структур и отрицательных аномалий прекрасная. Вспучивание блока коры, расположенного на модели слева, скорее свидетельствует о положительных аномалиях, чем о внедрении в кору вулканического материала. Для согласования сейсмических и гравитационных данных на приведенном разрезе необходимо допустить уменьшение мощности земной коры под внешним Антильским валом.

В заключение отметим, что между континентальным или островным типом коры мощностью 20—30 км и океаническим типом коры мощностью 6—8 км наблюдается переходная зона шириной 100—200 км. Рельеф глубоководных желобов и отрицательные аномалии силы тяжести могут наблюдаться только в том случае, если блок коры шириной 50—100 км опустится в переходной зоне на 2—4 км вниз. Погружение блока может произойти в результате сбросов или при сочетании сбросовых и флексурных движений.

В отношении рельефа, структуры и аномалии силы тяжести существующие глубоководные желоба обнаруживают поразительное сходство с некоторыми из предложенных моделей. Хотя подобные структуры и могут возникать одновременно с материками и островными грядами, скорее всего они развиваются в более поздние стадии. Это особенно вероятно потому, что многие окраины материков и островных гряд совсем лишены глубоководных желобов.

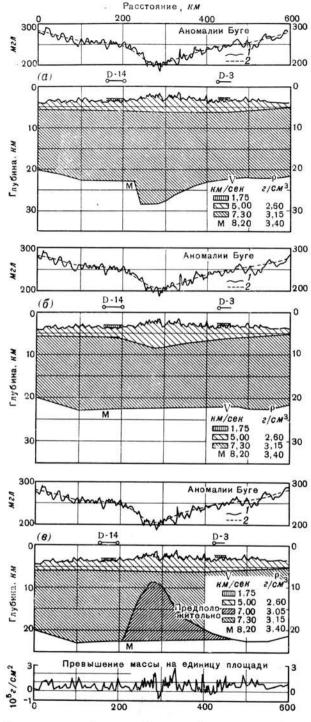
Если плоскости сбросов наклонены в стороны погружающихся блоков, изостатическая компенсация должна обеспечиваться движениями справа. Но амплитуда этих движений незначительна. Следовательно, для объяснения наблюдаемых структур необходимо привлечь какие-то дополнительные усилия. Если плоскости сбросов вертикальны, изостатических компенсаций ожидать не следует. Если же плоскость сброса наклонена в сторону, противоположную погружению, то необходимы очень большие усилия, чтобы в ходе погружения преодолеть противодействие изостатических сил. Какие именно усилия необходимы? Для объяснения сокращенного разреза земной коры под внешним хребтом должны быть, по-видимому, привлечены силы растяжения. Вероятно, глубоководный желоб формируется в настоящее время вдоль северного края Гавайских островов. Признаками этого процесса являются слегка намечающийся желоб и сокращенная мощность земной коры в районе будущего внешнего хребта. Как известно, этот район был выбран для проведения глубоководного бурения, поскольку здесь земная кора сравнительно тонкая. Очевидно, что сокращение мощности земной коры происходит за счет сил растяжения, и в местах действия этих сил в земной коре и мантии Земли должны появляться трещины и разломы. Первоначально происходят нисходящие движения блоков коры и мантии, которые создают изостатическую неустойчивость, как это наблюдали, например, Тальвани, Саттон и Уэрзел [22] в районе желоба Пуэрто-Рико.

Более поздние изостатические изменения постепенно устраняют региональную неустойчивость. Если учесть уплотнение или сжатие, то невозможно объяснить сокращение разреза земной коры. Следует ожидать вспучивания коры с первоначально поднятыми блоками разломов, ибо к этому случаю легче «приспособить» сбросовые блоки. Впоследствии должна возникнуть положительная изостатическая неустойчивость, пока еще не проявившаяся. Поэтому в заключение следует отметить, что в районах, где глубоководные желоба находятся в процессе формирования, должны действовать силы растяжения.

#### ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Один из наиболее ранних выводов Венинг-Мейнеса, основанных на гравиметрических наблюдениях, состоял в том, что океанические хребты находятся в изостатическом равновесии.

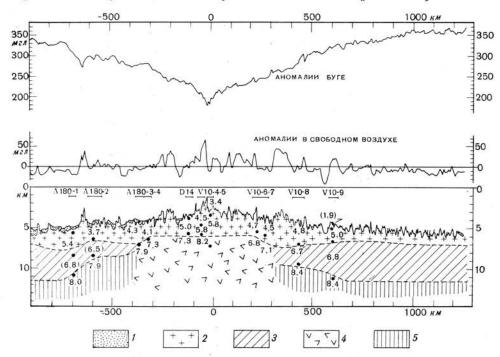
Рейт [15] опубликовал сейсмические данные для хребта острова Пасхи, свидетельствующие о неглубоком залегании мантии на флангах хребта



 $\Phi$  и г. 15. Разрезы земной коры Срединно-Атлантического хребта [20]. Каждый разрез удовлетворяет существующим данным: 2 — вычисленные; M — предполагаемая поверхность разлела Махоровичича. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 10:1.

и скоростях 7,4—7,7 км/сек в его центральной части (которые не рассматривались как скорости мантии Земли). Приведенные результаты выявили главное противоречие между сейсмическими и гравиметрическими данными, однако никаких комментариев в литературе по этому поводу не появилось. Обычно считалось, что с появлением новых данных гравиметрических измерений хребет острова Пасхи окажется исключением.

Дж. Юинг и М. Юинг [2] опубликовали результаты сейсмических исследований, проведенных на Срединно-Атлантическом хребте в районе Азорских островов. Было установлено неглубокое залегание на флангах хребта слоев



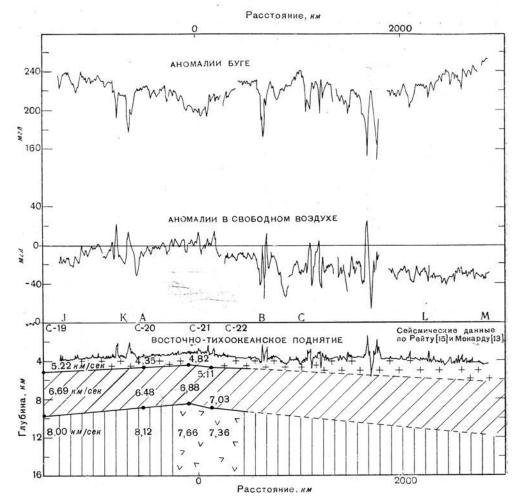
Фиг. 16. Разрез земной коры и кривая силы тяжести Срединно-Атлантического хребта на широте около 33° [21].

1 — рыхлые отложения; 2 — фундамент; 3 — океанический слой; 4 — слой со скоростью 7,3 км/сек; 5 — мантия. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 40:1.

со скоростями, характерными для мантии Земли. Под центральной частью хребта измеренные скорости были равны 7,2—7,3 км/сек. Для согласования полученных результатов с гравиметрическими данными указанные авторы допускали погружение поверхности раздела коры и мантии на большую глубину, но сколько-нибудь определенного мнения о противоречии этих двух данных они не высказывали.

Менард [13] дополнил сейсмические данные, полученные в свое время Рейтом для хребта острова Пасхи. Скорости 7,5—7,6 км/сек он рассматривал как скорости мантии и предполагал, что земная кора под этим хребтом просто выгнута вверх. Однако и в этом случае возможные противоречия между сейсмическими и гравиметрическими данными не обсуждались.

Тальвани, Хейзен и Уэрэел [20] опубликовали гравиметрический разрез Срединно-Атлантического хребта, полученный в результате непрерывных измерений с надводного корабля (фиг. 15). Для центральной части хребта были выполнены детальные вычисления. При этом в основу были положены три различные модели структуры земной коры под хребтом, каждая из которых соответствовала известным сейсмическим данным. Граница раздела



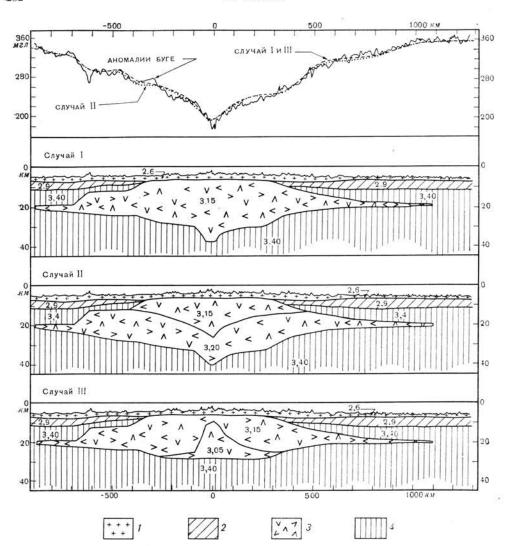
Фиг. 17. Структурный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия, построенный поданным сейсмических измерений и кривым аномалий силы тяжести [21].

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 100:1.

коры и мантии под центральной частью хребта во всех случаях должна лежать на глубине  $20-30~\kappa m$ .

Ле-Пишон, Хоуц, Дрейк и Нэф [12] пересмотрели данные сейсмических исследований Срединно-Атлантического хребта, добавив к ним ранее не опубликованные данные 22 станций. Они нашли (фиг. 16), что верхний слой коры со скоростями 4,5—5,0 км/сек на флангах хребта утолщается, а подстилающий слой со скоростью 6,7 км/сек становится тоньше. Таким образом, суммарная мощность остается постоянной и соответствует нормальной океанической коре. Под центральной частью хребта (глубина воды меньше 3,5 км) верхний слой несколько утолщен и характеризуется скоростью 5,5 км/сек. Как правило, он подстилается мощным слоем пород со скоростью примерно 7,3 км/сек. На двух станциях из 13 под центральной частью хребта на глубине 9 км зарегистрированы скорости, характерные для мантии. Но эти скорости являются, по-видимому, результатом ошибок в измерениях.

Недавно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия для районов, где ранее проводили сейсмические исследования Рейт [15] и Менард [13], были получены данные гравиметрических исследований. Они полностью подтвер-



Фиг. 18. Разрезы срединноокеанических хребтов по гравиметрическим и сейсмическим данным (метод преломленных волн) [21].

Фундамент; 2 — океанический слой; 3 — измененная мантия; 4 — мантия.
 Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 10:1.

дили, что хребет в этом месте находится в изостатическим равновесии (фиг. 17). Тальвани, Ле-Пишон и Юинг [21] нашли выход (фиг. 18) для разрешения противоречий между гравитационными и сейсмическими данными в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта. В отношении центральной части хребта они существенно упростили представления Тальвани, Хейзена и Уэрзела [24]. Согласно их модели, материал низкой плотности распространяется не только под флангами хребта, но и под слоем со скоростями мантии. Такое распространение слоя пониженных плотностей соответствует распределению силы тяжести и одновременно удовлетворяет данным сейсмических исследований, поскольку над слоем пониженных скоростей и плотностей залегают породы со скоростями мантии. Сейсмические данные, однако, не дают оснований для выбора определенной модели центральной части хребта, где материал низкой плотности должен распространяться до глубин по крайней мере 20—30 км.

Данные, полученные недавно на исследовательском судне «Дискавери» близ Сейшельских островов, указывают на подобные же расхождения между гравиметрическими и сейсмическими данными (М. N. Hill, личное сообщение). Сейшельский хребет обычно не рассматривается как часть системы срединно-океанических хребтов, но тип компенсации, описанный выше, характерен для многих океанических хребтов, не обязательно входящих в систему срединных хребтов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Океанические глубоководные желоба возникли на окраинах материков и островных гряд. Выше приведены аргументы в пользу того, что силы, участвующие в формировании этих структур, вызвали растяжение коры лишь на несколько километров. Формирование океанических хребтов обычно связывается также с растяжением. Максимальное растяжение, которому соответствует структура хребта, должно быть порядка 1000 км, т. е. равно ширине центральной зоны хребта, где отсутствует нижняя часть океанической земной коры.

Если допустить более широкие масштабы растяжения, то потребуется невероятное предположение о существовании некоего процесса, посредством которого структура коры, свойственная центральной части хребта, превращается в типичную океаническую кору, свойственную флангам хребта.

Структура срединноокеанических хребтов и глубоководных желобов свидетельствует, по-видимому, о том, что происходит умеренное расширение Земли; однако это расширение не превышает 2—3% ее радиуса, если не существует каких-либо неизвестных процессов, также вызывающих растяжение коры, или если в прошлом не существовало каких-то характерных черт структуры, которые полностью преобразованы и уже не могут быть распознаны.

Растяжение коры в таких масштабах не может свидетельствовать о более интенсивных движениях, которые предполагают гипотезы континентального дрейфа. Кроме того, поскольку растяжение коры происходит во всех океанах, с точки зрения континентального дрейфа в Тихом и Северном Ледовитом океанах должны наблюдаться крупные структуры сжатия, которых на самом деле нет. Следовательно, характерные черты строения океанического дна, рассмотренные в этой статье, отрицают значительное перемещение континентов.

Глубоководные желоба и срединноокеанические хребты давали повод для утверждения существования конвективных потоков в мантии Земли глубоководные желоба рассматривались как зоны конвергенции и погружения, а океанические хребты — как районы восходящих потоков и их дивергенции. Другие авторы относят окраины материков к районам вдавливания коры вниз, тогда как срединноокеанические хребты считаются зонами выдавливания ее вверх. Подобные мнения не учитывают того факта, что в северной части Тихого океана преобладают глубоководные желоба, но отсутствуют срединноокеанические хребты. В южной части Тихого океана ближайший хребет расположен в 10 000—12 000 км от основной группы глубоководных желобов. На другой стороне этот хребет пересекает глубоководные желоба и подводную окраину материка Центральной Америки. При подобной интерпретации необходимо допустить колебания в размерах конвективных ячеек от 0 до 12 000 км. Такие же условия, за исключением глубоководных желобов, наблюдаются на пересечении Индийского срединноокеанического хребта с материком в районе Аденского залива. В Атлантическом океане, где срединноокеанический хребет развит лучше всего, почти нет глубоководных желобов, а в Индийском и Северном Ледовитом океанах их отсутствие очевидно.

В качестве возражения против взаимосвязанности срединноокеанических хребтов и глубоководных желобов, указывающей на существование конвек-

тивных потоков, можно принять и тот факт, что хребты представляют непрерывную систему в масштабах всего земного шара, а впадины не объединены в такую систему. Это обстоятельство позволяет предположить, что в большинстве районов существуют восходящие ветви конвективной ячейки без их нисходящих частей.

Необходимо поэтому заключить, что ни гипотеза континентального дрейфа, ни гипотеза конвективных потоков в мантии Земли не подтверждаются данными о структуре глубоководных океанических желобов и срединноокеанических хребтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Bunce E. T., Fahlquist D. A., 1962. Geophysical Investigations of the Puerto Rico Trench and Outer Ridge, J. Geophys. Res., 67, 3955-3972.
- 2. Ewing J. I., Ewing M., 1959. Seismic Refraction Measurements in the Atlantic Ocean Basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 291-318.
- 3. Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. M., 1937. Geophysical Investigations in the Emerged and Submerged Atlantic Coastal Plain, Part I, Methods and Results, Bull. Geol. Soc. Am., 48, 753—802.

  4. E w i n g M., H e e z e n B. C., 1955. Puerto Rico Trench Topographic and Geophysical Data, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 62, 255—268.
- 5. Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. I., 1963. Geophysical Investigations in the Submerged Argentine Coastal Plain, Part I, Buenos Aires to Peninsula Valdez, Bull. Geol. Soc. Am., 74, 275-292.
- Ewing M., Worzel J. L., Hersey J. B., Press F., Hamilton G. R., 1950. Seismic Refraction Measurements in the Atlantic Ocean Basin, Part I, Bull. Seism. Soc. Am., 40, 233-242.
   Ewing M., Worzel J. L., 1954. Gravity Anomalies and Structure of the West
- Indies, Part I, Bull. Geol. Soc. Am., 65, 165-174.

  8. Fisher R. L., Raitt R. W., 1962. Topography and Structure of the Peru —
- Chile Trench, Deep-Sea Res., 9, 423-443.

  9. He ezen B. C., Ewing M., 1963. The Mid-Ocean Ridge, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill., M.N. (Ed.), New York, 3, 388 - 410.
- 10. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The floors of the oceans, I. The North Atlantic, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 65, 122. См. также русский перевод: Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг, Дно Атлантического океана, часть І. М., ИЛ. 1962.
- Корякин Е. Д., 1958. О глубинном строении земной коры в области Атланти-ческого океана, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12.
- 12. Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E., 1965. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges, I, Seismic Refraction Measurements, J. Geophys. Res., 70, 319-340.
- 13. Menard H. W., 1960. The East Pacific Rise, Science, 132, 1737-1746.
- 14. Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F., Harkrider D. C., Miller D. E., 1959. Geophysical Investigations in the Eastern Caribbean; Summary of 1955 and 1956 Cruises, Physics Chem. Earth., 3, 17-109.
- Raitt R. W., 1956. Seismic Refraction Studies of the Pacific Ocean Basin, I, Crustal Thickness of the Central Equatorial Pacific, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1623—1640.
   Raitt R. W., Fisher R. L., Mason R. G., 1955. Tonga Trench, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 62, 237—254.
- 17. Shor G. G., Jr., 1960. Crustal Structure of the Hawaiian Ridge near Gardner Pinnacles, Bull. Seism. Soc. Am., 50, 563-573.
- 18. Shor G. G. Jr., 1964. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge, Mar. Geol., 1, 213-219.
- Shor G. G., Jr., Fisher R. L., 1961. Middle America Trench, Seismic-Refraction Studies, Bull. Geol. Soc. Am., 72, 721—730.
  Talwani M., Heezen B. C., Worzel J. L., 1961. Gravity Anomalies, Physiography and Crustal Structure of the Mid-Atlantic Ridge, Publs. Bur. Cent.
- Seism. Int. U.G.G.I., Ser. A, Trav. Sci., 22, 81-111.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M., 1965. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges, 2, Computed Model from Gravity and Seismic Refraction Data, J. Geophys. Res., 70, 341-352.
   Talwani M., Sutton G. H., Worzel J. L., 1959. A Crustal Section across the Puerto Rico Trench, J. Geophys. Res., 64, 1545-1555.
   Talwani M., Worzel J. L., Ewing M., 1957. Gravity Anomalies and Structure of the Puerto Rico Trench, J. Geophys. Res., 64, 1545-1555.
- cture of the Bahamas, Trans. Second Carib. Geol. Conf. 151-161.

24. Talwani M., Worzel J. L., Ewing M., 1961. Gravity Anomalies and

Crustal Structure across the Tonga Trench, J. Geophys. Res., 66, 1265-1278. 25. Thompson G. A., Talwani M., 1964. Crustal Structure from the Pacific

Basin to Central Nevada, J. Geophys. Res., 69, 4813-4837.

- 26. Tsuboi C., 1957. Crustal Structure along a certain profile across the East Indies as deduced by a new calculation method, Gedenkboek for F. A. Vening Meinesz, Verh. Ned. Geol. - Mijnb. Genoot. Ned. Kolon, Geol. Ser., 78, 287-294.
- 27. Vening Meinesz F. A., Umbgrove J. H. F., Kuenen Ph. H., 1934. Gravity Expeditions at Sea, Publ. Neth. Geod. Comm. Delft.
- Worzel J. L., Pendulum Gravity Measurements at Sea, 1936—1959.
   Worzel J. L., Ewing M., 1954. Gravity Anomalies and Structure of the West Indies, Part II, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 195—200.
- 30. Worzel J. L., Harrison S. L., 1963. Gravity at Sea, in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Hill M. N. (Ed.), New York, 3,
- 31. Worzel J. L., Shurbet G. L., 1955. Gravity Anomalies at Continental Margins, Proc. Natn. Acad. Sci. USA, 41, 458-469.
- Worzel J. L., Shurbet G. L., 1955. Gravity Interpretations from Srandard Oceanic and Continental Crustal Sections, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 62, 87-100.

# Геохимическое и геофизическое экспериментальное изучение минеральных ресурсов залива Маунтс-Бей, Корнуэлл

Лж. Тумс, Л. Тейлор-Смит, И. Никол, П. Онг, Дж. Уэйлдон

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В настоящем сообщении излагаются предварительные результаты ряда исследований, проведенных в заливе Маунтс-Бей, Корнуэлл, геохимической и геофизической группами геологического факультета Государственного колледжа. Основной целью работы явилось изучение возможностей применения различной геофизической и геохимической аппаратуры для детальной

разведки рудных минералов в море.

Полученные данные различных исследований рассматривались раздельно и (где это возможно) с учетом результатов ранее опубликованных работ. Однако следует подчеркнуть тесную взаимосвязь различных этапов исследований. Например, отобранные образцы горных пород и рыхлых осадков при сопоставлении с батиметрическими данными и данными эхолотирования подтвердили точность геологической карты. Подобным же образом процессы вторичного рассеяния олова, а следовательно, и возможности обнаружить его промышленные скопления могут быть поняты только на основе батиметрических, геохимических и гранулометрических данных. Для этогонеобходимо также учитывать данные сортировки песков и других рыхлых кластических осадков потоком воды определенной скорости и состав комплекса тяжелых минералов. Наконец, объединяя различные геофизические и геохимические данные, можно получить информацию о существовании и местонахождении оруденения в пластах горных пород.

Пля того чтобы провести экспериментальное испытание техники, необходим выбор такой продуктивной площади, на которой предполагаемые скопления минералов в прибрежной зоне обусловили бы значительнуювероятность образования месторождений полезных ископаемых. Участки, расположенные поблизости от побережья полуострова Корниш, весьма благоприятны для испытания техники, используемой при разведке рудных минералов, поскольку здесь широко распространены цветные металлы, в частности олово, рудные концентрации которого, как известно, прослеживаются далеко за пределами береговой линии. Рудные месторождения встречаются главным образом в виде жил, связанных с гранитами; наиболеекрупные и богатые залежи находятся в коренных породах на небольшом рас-

стоянии от контакта с интрузиями [4].

В районе залива Маунтс-Бей, расположенного в южной части полуострова Корнуэлл, развиты граниты Ландс-Энд и Годолфин, девонские аспидные сланцы, включающие оловоносные жилы, и диабазы; все они прорваны дайками гранитных порфиров [3]. Гранитные интрузии имеют относительноузкий ореол контактного метаморфизма; ширина обнажения его зависит от наклона контакта. Оловянное и медное оруденения связаны с гранитами, однако на дне моря, вероятно, обнажаются другие, неизвестные в настоящее время отложения.

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ЗАЛИВА МАУНТС-БЕЙ

В рассматриваемом районе большая часть залежей рудных минералов представлена в виде жил, имеющих приблизительно северо-запалное простирание, но встречаются также штокверки, например на горе Сент-Майкл, в 2.5 мили восточнее Пензанса; можно предположить, что некоторые из жил протягиваются в глубь моря. Не исключается возможность открытия новых жил в девонских аспидных сландах к югу от гранитного массива Годолфин.

Извилистые крутые морские берега залива образованы скальными породами, но большая часть морского побережья или низкие клифы сложены аллювиальными или делювиальными отложениями. Встречаются также районы распространения песчаных дюн, которые обрамляют со стороны континента несколько песчаных пляжей, Многочисленные стекающие в залив потоки дренируют территорию, где имеются оловянные шахты, отвальные материалы которых попадают в дренажную систему. Наиболее крупными из этих потоков являются реки Лоу, Левен и Маразайон. Верховья первой из них находятся примерно в 10 милях от береговой линии, и она впадает в море через гравийный бар.

### БАТИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

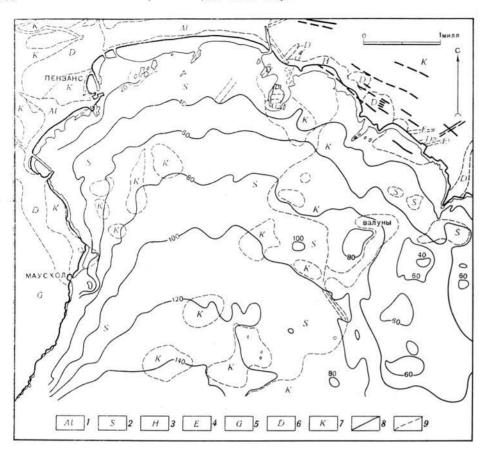
Перед проведением детальных исследований в рассматриваемом районе для планирования отбора образцов и выявления рельефа поверхности коренных пород необходимо было установить точную батиметрию бассейна.

## Методика

Для всех батиметрических исследований был использован эхолот Маркони-Графетта. Этот аппарат работает на частоте колебаний 24 кгц со скоростью записи 92,3 дюйм/сек на 6-дюймовой ленте. Он обеспечивает точность снимаемых с эхограммы показателей глубин до +0.5 фута (скорость звука в морской воде равна 4,92 фут/мсек). Точность определения глубин зависит от многих причин, включая состояние моря, строение и форму дна, а также скорость звука, которая изменяется от участка к участку. Каждая эхограмма была скорректирована с учетом изменений, связанных с приливами и отливами, отклонений скорости звука от калибровочной скорости и изменений уклонов дна. Скорость звука подсчитывалась на основании данных о температуре, солености и давлении с использованием таблиц Литла [6]. По крайней мере два раза в день проводились замеры атмосферного давления.

В плавании применялся навигационный прибор Декка. Это давало различную точность при определении местонахождения судна в заливе, причем наиболее грубые ошибки были получены вблизи береговой линии. К счастью, координатная сетка Декка была правильно сориентирована по отношению к простиранию рудных жил, известных на суше, и по отношению к гранипам между различными типами пород, слагающих рассматриваемую территорию. Соответственно большая часть траверсов прокладывалась параллельно линиям координатной сетки. Используя таблицу стандартных ошибок, составленную навигационной компанией Декка, можно точно определить, что траверсная линия имеет приблизительно 300 футов в ширину, в то время как расстояние между двумя условно параллельными траверсными линиями может изменяться на 210 футов. Эти погрешности до некоторой степени учитывались в практике исследования района, за исключением прибрежных участков, где ошибка была очень большой, и иногда полученные расхождения в три раза превышали стандартные. На таких участках прокладываемые траверсы были выверены по местонахождению суши. Общая длина профилей, по которым были проведены исследования, позволившие выявить очень интересное строение залива, составила около 200 миль. На юге изученная территория ограничивалась широтной линией, протягивающейся от мыса Кемайл в 1,5 мили южнее Маусхола до песчаных отмелей у Портлевена.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> J. S. Tooms, D. T. Smith, I. Nichol, P. Ong, J. Wheildon, Geochemical and Geophysical Mineral Exploration Experiments in Mounts Bay, Cornwall.



Фиг. 1. Батиметрическая карта западной половины залива Маунтс-Бей и геология окружающих его районов.

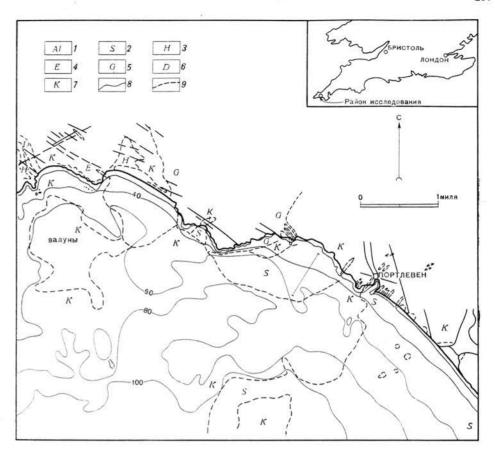
I — аллювий; 2 — пески; 3 — делювий; 4 — гранитные порфиры; 5 — граниты; 6 — долериты; 7 — боковые породы оловянных жил (аспидные сланды); 8 — изобаты в футах; 9 — геологические границы.

#### **Результаты**

Морское дно на западе залива и на некотором удалении от песчаных отмелей Портлевена равномерно наклонено в сторону моря и имеет слабо выраженный расчлененный рельеф (фиг. 1 и 2). В центральной части залива, где рыхлые осадки повсеместно отсутствуют, наблюдаются относительно резкие, но небольшие изменения в направлении уклона, а к югу от побережья мыса Кадден, в 5 милях на восток-юго-восток от Пензанса к Портлевену, имеется ряд слабо выраженных в рельефе долин.

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОЩНОСТИ РЫХЛЫХ ОСАДКОВ

Распространение и мощности современных осадков и основные структуры консолидированных пород устанавливались с помощью аппаратуры для непрерывного сейсмического зондирования (спаркера), выпускаемой Альпийской геофизической ассоциацией. Полученные данные были чрезвычайно ценны для планирования отбора образцов осадков и горных пород, а также для выявления факторов, контролирующих распространение осадков и их объем на участках, где содержание рудных минералов повышено.



Фиг. 2. Батиметрическая карта восточной половины залива Маунтс-Бей и геология окружающих его районов.

Условные обозначения см. на фиг. 1.

#### Методика исследования

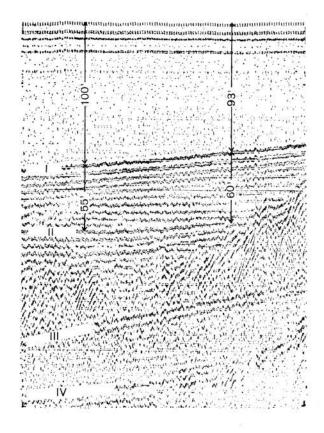
Спаркерная система достаточно хорошо описана Бекманном, Робертсом и Люскином в 1959 г. [2] и Бекманном в 1960 г. [1]. При работах использовались 100-джоульный искровой акустический датчик с частотой разряда около 4 раз в секунду и гидрофонный детектор, которые буксировались кораблем на расстоянии 200 футов от него. На шкале двухканального самописца Олдена один канал фиксировал спектр акустических сигналов, в то время как другой отфильтровывал большинство низкочастотных компонент. Благодаря такой системе обычно удавалось выделить поверхности раздела между рыхлыми неконсолидированными осадками и твердыми породами, а также между различными типами горных пород.

Данные, полученные при помощи спаркерного оборудования, дают искаженную картину действительной геологической структуры морского дна (фиг. 3). Структура морского дна была уточнена путем определения скорости звуковых волн в морской воде при эхолотировании, а также скорости звука в донных осадках и более глубоко залегающих структурах — при помощи спаркерного оборудования с использованием стандартной сейсмической рефракционной аппаратуры. Скорость звука в морской воде составляла около 4,9 фут/мсек, а средняя скорость для неконсолидированных осадков

Дж. ТУМС и др.

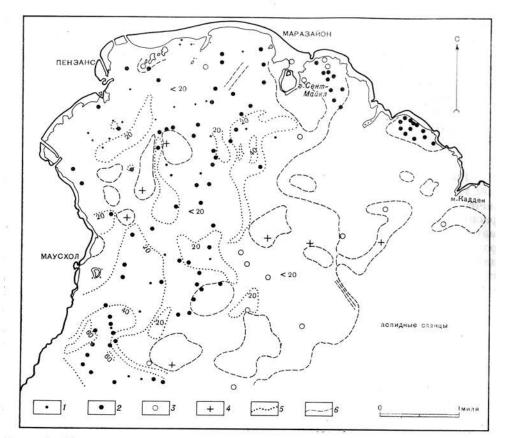
290

5 фут/мсек. Было замечено, что в коренных породах скорости значительно менялись; в связи с этим для целей первичной интерпретации использовались скорости, зафиксированные в обнажениях соответствующих пород на суше. Были выявлены скорости звука в девонских аспидных сланцах в пределах 10—14 фут/мсек, в гранитах из-за их специфического типа порядка 11—17 фут/мсек и в многочисленных трудно определимых диабазах — в среднем 12 фут/мсек. Серия волн, возникающих при спаркерном разряде, достигает максимума и исчезает за время около 5 мсек.



 $\Phi$  и г. 3. Запись, сделанная при помощи спаркера на части траверса в заливе Маунтс-Бей. I — дно; II — поверхность литологического раздела; III — дно (искаженное изображение); IV — поверхность литологического раздела (искаженное изображение).

Таким образом, при записи со скоростью около 5 фут/мсек обычно возможно разделить отражения, если расстояние от отражающих горизонтов, таких, как морское дно или подошва неконсолидированных отложений, не превышает 12 футов. Однако иногда отражения от горизонтов, находящихся на расстоянии один от другого не более 12 футов, вызывали появление на записывающей ленте интерференционного рисунка, что давало возможность идентифицировать близко залегающие горизонты. Когда были учтены все факторы, включая вертикальный масштаб записи, наибольшая возможная точность достигла 1 мсек, что соответствует  $\pm 2.5$  футам для воды и осадков и  $\pm 5$  футам для консолидированного материала. Глубина проникновения, достигнутая в результате применения аппаратуры, изменялась в зависимости от природы дна и для твердых пород составляла 200-300 футов. Считалось, что толщина любого осадочного слоя, присутствие в разре-



Фиг. 4. Карта, показывающая мощность и гранулометрическую характеристику неконсолидированных осадков в западной половине залива Маунтс-Бей.

1 — очень мелкозернистые; 2 — мелкозернистые; 3 — средне- и грубозернистые; 4 — гальки и валуны; 5 — мощность песков в футах; 6 — геологические границы.

Песин Пра-Сэндс

Трюавас
Кэд

Поргледе

4 20

Бадо Лоу

Миля

4 20

С 20

Миля

С 20

Миля

С 20

О 1 20

О 20

Фиг. 5. Карта, показывающая мощность и гранулометрическую характеристику неконсолидированных осадков в восточной половине залива Маунтс-Бей. Условные обозначения см. на фиг. 4.

292 Дж. ТУМС и др.

зе и мощность которого не могли быть точно установлены при помощи спаркера, но его наличие предполагалось на основании изучения уровня отраженной энергии на эхограмме, не превышает 10 футов.

В последующих, более детальных исследованиях отложений, когда были учтены все сделанные навигационные ошибки, получаемая информация стала

более точной.

### Результаты

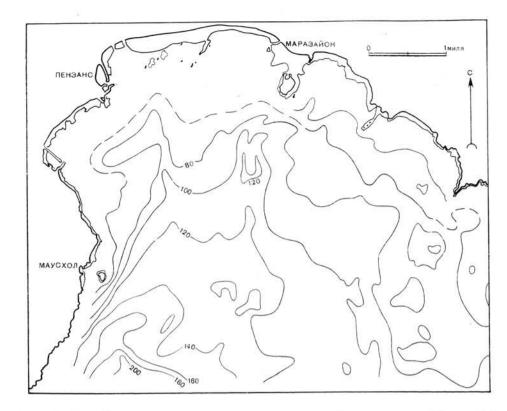
Рыхлые осадки залегают на обширной территории, составляющей более чем третью часть исследуемого района (фиг. 4 и 5). Западная часть залива почти полностью покрыта современными осадками, которые довольно широко распространены также к востоку от устья реки Лоу. В других местах рыхлый материал встречается лишь местами на прибрежных участках и в виде изолированных пятен на обнажениях пород. Мощность современных осадков изменяется очень резко. Максимальная мощность их, достигающая 60 футов, прослеживается на юго-западе в некотором удалении от мыса Спанъярд, в 0,5 милях южнее Маусхола. Довольно часто встречаются участки, где мощность осадков составляет 30 футов и более. Большинство площадей, где известны повышенные мощности отложений, соответствуют депрессиям в рельефе коренных пород. Эти депрессии подобны тем, которые прослежены на обнаженных участках морского дна и имеют форму погребенных долин (фиг. 6 и 7).

В западной части залива «долины» протягиваются точно к югу от побережья между Пензансом и Маразайоном. На некотором расстоянии от отмелей Портлевена и бара Лоу, в 1,5 мили юго-восточнее Портлевена, депрессии простираются примерно на юго-запад, т. е. под прямыми углами по отношению к береговой линии. Одна из них протягивается, по-видимому, от Портлевена, а другая, возможно, от реки Лоу.

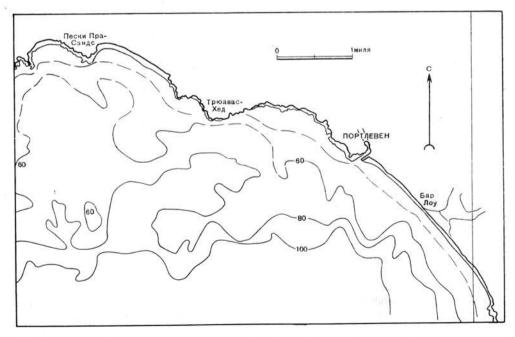
# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Почти все геофизические исследования, кроме ограниченного числа магнитометрических съемок, проведенных с небольшого судна, носили экспериментальный характер. Эти магнитометрические исследования дали лишь незначительное количество сведений в добавление к тем, которые были получены с магнитометрической карты, составленной на основании аэрофотосъемки и опубликованной Геологической службой в 1964 г. Геофизические экспериментальные работы, помимо залива Маунтс-Бей, проводились и в ряде других районов. Вначале они ограничивались только электрическими и термическими исследованиями. В частности, по результатам изучения удельных сопротивлений надеялись получить некоторую информацию об основных геологических формациях, а на основании изучения собственных потенциалов и экспериментов с переменными импульсами — некоторые данные о минерализации цветных металлов.

Для изучения собственного потенциала и удельных сопротивлений позади корабля прикреплялись два неполяризационных электрода, и таким образом делалась попытка воспроизвести процесс полевых работ, применяемый для выявления минерализации на суше. Все измерения были непрерывными, они фиксировались на самопишущем приемном аппарате, показывающем изменения разности потенциалов между двумя электродами вдоль пути следования корабля. Для измерения удельных сопротивлений использовались электроды различного устройства, работающие на постоянном токе, и, как указано выше, неполяризационные измерительные электроды для устранения электромагнитных эффектов.



Фиг. 6. Рельеф поверхности коренных пород западной части залива Маунтс-Бей. Глубины даны относительно среднего уровня моря. Построено на основании батиметрической карты и данных эхолотирования. Изогипсы кровли коренных пород показаны в футах.



Фиг. 7. Рельеф поверхности коренных пород восточной части залива Маунтс-Бей.

Система Веннера с электродами, отстоящими один от другого на расстоянии 300 футов, также позволила получить довольно четкие профили, которые сопоставлялись с предварительно имевшимися сведениями о подводной геологии. Измеренная разность потенциалов, поддерживаемая на соответствующем уровне путем регулирования расстояния между измерительными электродами (30—100 футов), отображалась на непрерывной диаграмме одного из каналов самописца, в то время как на другом канале регистрировались изменения в токе между закрепленными электродами. Эффективность каждого устройства зависела в значительной степени от способа, с помощью которого различия в удельных сопротивлениях были соотнесены с отдельными участками морского дна, но результаты, как и при применении других электрических методов, были улучшены путем измерений с помощью электродов на границе море — горные породы.

На основании данных, полученных при измерениях удельных сопротивлений, еще должны быть произведены расчеты, но интересно заметить, что профили удельных сопротивлений через некоторые геологические структуры как на море, так и на суше оказались идентичными, если не по амплитуде, то, несомненно, по общему очертанию. Полученные профили собственных потенциалов крайне сложны вследствие влияния многих факторов, включающих в том числе и различия естественных потенциалов в морской воде. Связь этих профилей с минерализацией установить не удалось.

Были проведены также несколько пробных экспериментов с помощью системы переменных импульсов. Прямоугольный контур размером  $30 \times 8$  футов, содержащий три витка проволоки, был прикреплен к кораблю при помощи утлегаря, и по нему пропускались импульсы тока. Каждый импульс тока передается в морскую воду и в донные отложения; характерные особенности затухания возникших токов зависят от свойств проводимости отложений, слагающих дно моря. Характер затухания импульсов весьма показателен и имеет устойчивую связь с проводимостью — среда высокой проводимости характеризуется большой амплитудой тока и длительным периодом затухания. Улавливающее устройство в виде проволочной спирали буксировалось за лодкой, и приходящие сигналы регистрировались на осциллоскопе. Амплитуда принимаемого импульса измерялась немедленно после выключения передающего импульсы устройства и в последующие интервалы времени.

Проведенные эксперименты затронули большое число проблем, связанных с использованием электронного оборудования, но критерии диагностики наличия или отсутствия оруденения получены не были. В настоящее время исследования продолжаются.

Большое число температурных измерений было выполнено как в этом. так и в других морских районах, а также на суше. Измерения на суше были проведены с целью контроля морских измерений в строго определенных условиях под землей. Хотя большая часть полученных данных все еще не обработана, предварительная оценка результатов этих исследований уже опубликована [9]. Измерения на суше показывают, что в некоторых физикохимических условиях могут быть обнаружены изменения типов горных пород а также установлены места минерализации. В будущих исследованиях предусматривается использование нового метода акустического зондирования, гравитационные измерения в море (чтобы установить более точно рельеф поверхности на границе гранитов с другими отложениями под дном моря) и расширение ранее применявшихся методов, описанных выше. Большое количество геофизических исследований (гравиметрических, сейсмических, электрометрических, магнитометрических и термометрических) было проведено также на участках суши, окружающих залив, с целью определения необходимых физических параметров.

#### геология дна моря

Образцы пород отбирались различными способами: с помощью геологического молотка и долота или воздушно-компрессорной установки для отбойного молотка. Отбойный молоток с компрессорной установкой представляет собой наилучшее средство отбора образцов с обнажений гранитных и диабазовых пород. Плотность отбора образцов была различной и составляла в среднем 3 образца на 1 кв. милю обнажения пород, выявленного эхолотированием.

Почти все подводные обнажения сложены аспидными сланцами или диабазами. После отбора образцов со дна моря выяснилось, что гранитные обнажения не протягиваются далеко в море за береговую линию (см. фиг. 1 и 2). Однако особенности, характерные для контактно-метаморфического ореола гранитов, спорадически прослеживались в шлифах аспидных сланцев, отобранных на расстоянии до 1,5 мили от берега. К настоящему времени шлифы изготовлены только из ограниченного количества образцов и еще детально не изучены. Тем не менее можно предполагать, что южный контакт гранитов Годолфин полого погружается. Это заключение в целом подтверждают данные эхолотирования в прибрежной области.

В зонах распространения рыхлых осадков, выявленных при работах со спаркером, были отобраны опытные образцы на химические анализы; плотность отбора составляла приблизительно 5 образцов на 1 кв. милю. Дополнительные образцы были взяты позже на траверсных линиях в тех районах, которые оказались наиболее интересными по данным анализов. В том и другом случае проводилось тщательное исследование характера осадков, особое внимание обращалось на присутствие валунов или крупной гальки. Полученные данные имели большое значение для понимания результатов геохимических исследований.

На различных этапах работы использовались три судна: 18-футовая моторная лодка при первоначальном рекогносцировочном отборе образцов, 60-футовая баржа при массовом отборе образцов, в том числе образцов горных пород, и 25-футовая моторная лодка при последующем детальном отборе. Первая из них оказалась слишком маленькой и непригодной для различных исследований, и поэтому вскоре от нее пришлось отказаться. Отбор образцов пород производился в основном членами государственной школы при клубе водолазов; образцы были получены также при помощи пробоотборника с борта лодки. Пробы рыхлых осадков брались лопаткой из нержавеющей стали, после чего они помещались в полиэтиленовые мешочки. Большое число образцов собрано с помощью спирального бура для торфа. Использование этого инструмента встретило значительные трудности при прохождении сыпучих песков на глубину более 2 футов, а наилучшие результаты при отборе образцов он дал на глубине 18 дюймов ниже поверхности осадка. Полнятые на борт лодки образцы раскладывались в крафт-пакеты.

Во время отбора образцов местоположение судна определялось при помощи компаса, сориентированного на определенные пункты на берегу, или путем измерения сектантом углов между двумя парами зафиксированных точек и последующего определения положения по сектантной карте.

Когда проводился детальный отбор образцов вдоль траверса, с лодки спускался кабель с концами, поддерживаемыми на поверхности, а места отбора образцов отмечались фунтовыми навесками на отводах кабеля, с помощью которых определялись также глубины взятия образцов.

На значительной части территории залива осадки представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми песками; на ограниченных участках развиты очень мелкозернистые пески, как. например, в зоне, параллельной береговой линии, на расстоянии приблизительно 0,5 мили от бара Лоу (фиг. 4 и 5). Средне- и крупнозернистые пески в целом приурочены к отмелям и участкам, расположенным близко к берегу. В исключительных случаях

297

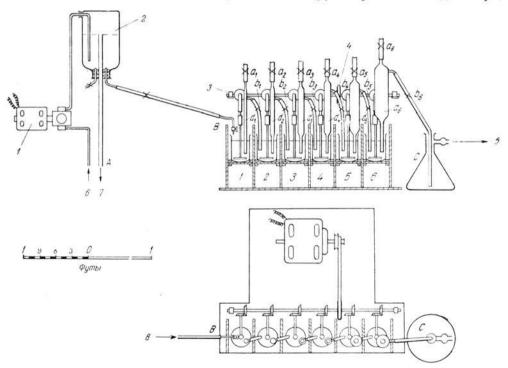
крупнозернистый песок, галька и валуны встречаются довольно далеко от побережья, по соседству с районами обнажения коренных пород. Этот грубообломочный материал обычно плохо отсортирован и имеет такой же литологический состав, как и породы соседнего обнажения. Даже в таких заливах вдоль побережья, как и у песков Пра-Сэндс, в 3 милях западнее Портлевена, и в заливе к востоку от Маразайона, где присутствуют среднечили крупнозернистые пески, осадки, находящиеся вдали от берега, плохо отсортированы. Наоборот, в тех заливах, где преобладают мелкозернистые пески, материал обычно отсортирован хорошо.

#### МЕХАНИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ОБРАЗЦОВ ОСАДКОВ

Для того чтобы исследовать распределение зерен олова по величине и их поведение по отношению к кварцевым зернам в суспензии, отобранные образцы разделялись на механические фракции. Эти данные дали более точную информацию о характере осадка, чем полученная в результате описания образцов.

#### Методика

Образцы разделялись на фракции путем просеивания через сита в 20, 38, 82, 125 и 197 меш или сортировки песков потоком воды (отмучиванием). Элютриатор состоял из шести вертикальных трубок различного диаметра.



 $\Phi$  и г. 8. Схема установки для разделения образдов на фракции потоком воды [7]. 1 — регулируемый насос; 2 — прибор для поддержания постоянного напора; 3 — привод мешалки; 4 — ременная передача к мотору; 5 — сток воды; 6 — из резервуара; 7 — в резервуар; 8 — подача воды постоянного напора.

соединяющих ряды мензурок, через которые протекала вода [7] (фиг. 8). Первоначально прибор был сконструирован таким образом, что скорости воды в трубках находились в пропорции 32, 16, 8, 4, 2 и 1. Однако из-за поломок трубки заменялись подобными же, но не вполне идентичными по разме-

ру, так что диаметр вновь использованных трубок несколько отличался от идеального. Максимальный расход струи составлял 260 мл/мин, и соответствующие максимальные скорости в трубках изменялись от 5 до 0,15 см/сек (табл. 1).

Таблица 1 Максимальные диаметры промывочных трубок и максимальные скорости, полученные в наиболее широкой части трубок во время эксперимента

Номера трубок	Максимальный диаметр трубки, см	Максимальная скорость, см/сек
1	1,06	5
2	1,39	2,9
3	1,92	1,52
4	2,95	0,67
5	3,32	0,52
6	6,18	0,15

Периодическая проверка расхода потока жидкости показала, что скорости воды в различных трубках не оставались постоянными. Это объясняется скоплением песка и колебаниями столба жидкости, заполняющего трубку, вследствие относительно высокой скорости в узком сечении входа трубки (фиг. 8). Песок, который слишком тяжел для того, чтобы пройти верхнюю часть трубки, увеличивал эффективный вес столба воды с одной стороны сифона и приводил к уменьшению скорости потока. При работе с имеющейся установкой влияние колебаний столба жидкости было сведено до минимума путем периодического уменьшения скорости потока до тех пор, пока тяжелый песок не оседал в трубке.

Величина зерен кварца в различных фракциях некоторых образцов измерялась под микроскопом. Микроскопические измерения проверялись по закону Стокса. Результаты этих двух форм оценок близко совпадают.

## Результаты

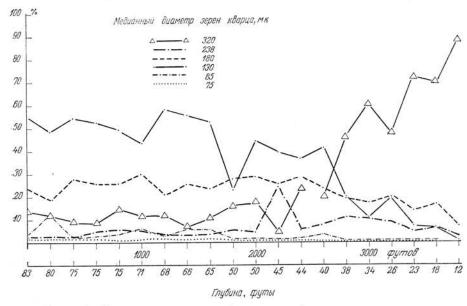
Данные сортировки потоком воды, полученные для образцов, отобранных вдоль траверса I, который сечет район распространения песков восточнее Трюавас-Хеда, в 2 милях к запад-северо-западу от Портлевена, показывают, что пески в этом районе везде хорошо отсортированы (коэффициент сортировки Траска равен 1,1-1,2) и что медианный диаметр зерен изменяется в зависимости от глубины моря (фиг. 9). Примечательно, например, что содержание наиболее грубой фракции песка постоянно уменьшается с глубиной вплоть до глубины 45 футов. Ниже содержание этой фракции остается относительно постоянным.

При просеивании высушенных образцов, взятых вдоль траверса 1, получены данные, в целом совпадающие с результатами сортировки потоком воды. Коэффициент сортировки Траска изменяется от 1,2 до 1,4. а медианный диаметр уменьшается от 410 мк на глубине 12 футов до 115 мк на глубине 80 футов. Небольшое различие между этими двумя группами данных, вероятнее всего, объясняется недостатками промывочной аппаратуры и использованием небольшого числа сит, а не принципиальными особенностями двух методик.

Определенная методом просеивания отсортированность образцов, которые были отобраны недалеко от отмелей Портлевена и в западной части залива Маунтс-Бей, сходна с данными, полученными для образцов, взятых к востоку от Трюавас-Хеда. Образцы грубозернистых осадков, взятые вблизи

298 Дж. ТУМС и др.

обнажений коренных пород недалеко от песков Пра-Сэндс, а также из реки Левен и гавани Портлевен, отсортированы относительно слабо. Результаты сортировки песков потоком воды и просеиванием подтверждают визуальные наблюдения во время отбора образдов.



Фиг. 9. Данные разделения образцов на фракции потоком воды. Образцы отбирались вдоль траверса 1 близ Трюавас-Хеда.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

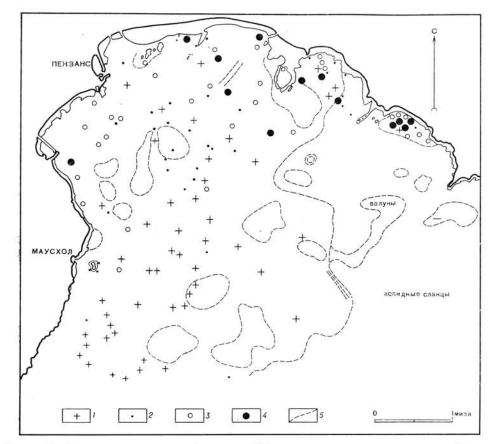
Все образцы анализировались на содержание олова, чтобы получить представление о распределении олова и установить продуктивность рыхлых осадков, а если удастся, и местонахождение оруденения в пластах горных пород. Анализы образцов на другие рудосодержащие элементы до настоящего времени не проводились.

#### Метод анализа

Подготовленные образцы были подвергнуты колориметрическому анализу. Небольшое количество материала смешивалось с иодидом аммония и потом выщелачивалось молярным раствором соляной кислоты. Содержание олова в определенной доле экстракта оценивалось с помощью галлеина путем сравнения цвета реагента в этиловом спирте со стандартными растворами, содержащими известное количество олова [8]. Предел чувствительности реактива 0.5 ч. на млн., а при концентрациях 0.5-100 ч. на млн. точность определения превышает  $\pm 25\%$  при статистической достоверности результатов 95%. Средняя производительность на одного работника составляет 8 образцов за восьмичасовой рабочий день.

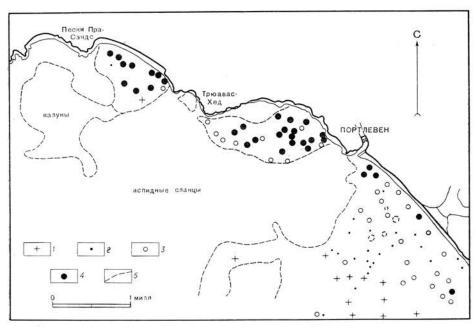
Разрушение образцов при лабораторных работах было неполным, и спектрографические анализы их остатков показали, что значительная часть олова (до 30%) иодидом аммония не извлекается. Однако отмечалось, что разрушение было более эффективным в мелкозернистых фракциях, чем в грубозернистых.

На основании предварительных исследований можно сделать вывод, что олово в остаточной части образцов связано не с касситеритом, а с другими минералами или с отдельными включениями касситерита в других минералах.



Фиг. 10. Содержание олова во фракции <80 меш в морских осадках западной половины залива Маунтс-Бей.

i=0-100 ч. на млн.; z=100-200 ч. на млн.; s=200-400 ч. на млн.; t=200 ч. на



Ф и г. 11. Содержание олова во фракции <80 *меш* в морских осадках восточной половины залива Маунтс-Бей.

Условные обозначения см. на фиг. 10.

## Результаты

Чтобы выбрать районы для детального отбора образцов, во всех рекотносцировочных образцах после просеивания через сито —80 меш определялось содержание олова <sup>1</sup>. Этот размер сита был выбран в связи с ограниченным числом опытов и, по существу, является произвольным. При просеивании через сито —80 меш легкие минералы удаляются, а на сите остаются первичные в различной степени обогащенные концентраты тяжелых минералов. Хотя для многих целей это и нежелательно, при такой методике избегается необходимость в дроблении образца, для того чтобы получить нужное для анализа количество материала, а данные предварительных исследований имеют определенную ценность. В частности, маловероятно, чтобы те или иные выделенные концентрации олова остались бы незамеченными.

Содержание олова в песках колеблется от 100 до более чем 500 ч. на млн. и зависит в целом от глубины бассейна. Наиболее высокое содержание олова установлено в прибрежной зоне (фиг. 10 и 11).

В восточной части залива изоплета 100 ч. на млн. располагается приблизительно параллельно изобате 60 футов на батиметрической карте. Вблизи отмели Портлевена и бара Лоу картина распределения олова более сложная — на западном окончании полосы песков содержание олова увеличивается и составляет более 100 ч. на млн. Большинство образцов с содержанием олова более 500 ч. на млн. приурочено к небольшим заливам между горой Сент-Майкл и Портлевеном. Кроме того, несколько образцов с высоким содержанием олова были отобраны непосредственно к востоку от Портлевена и к западу от горы Сент-Майкл. В заливе восточнее Трюавас-Хеда наиболее низкое содержание олова в осадках отмечается на юго-западе, где оно не превышает 400 ч. на млн., в то время как на востоке оно достигает 1500 ч. на млн. Подобным же образом недалеко от песков Пра-Сэндс наиболее высокое содержание олова наблюдается к востоку, в полосе распространения подводных песков, расположенных близко к контакту гранитов и аспидных сланцев. Наоборот, недалеко от песков Перран-Сэндс, в 1,5 мили северозапалнее мыса Каллен, участки более высокого солержания олова распространены спорадически, а непосредственно к востоку от горы Сент-Майкл максимальные его содержания отмечаются к югу от входа в небольшой залив. образованный горой Сент-Майкл и Грибом.

Содержание олова в образцах, взятых с поверхности морских осадков, очень близко к тому, которое получено для образцов, отобранных при помощи бура с глубины приблизительно 18 дюймов. Это, конечно, не значит, что изменения в содержании олова будут отсутствовать и на большей глубине. В связи с этим следует вспомнить, что содержание олова в образце глины, поднятой якорем недалеко от песков Пра-Сэндс, оказалось значительно более низким, чем в вышележащих песках. Однако эта глина почти несомненно представляет собой пласт выветрелой породы.

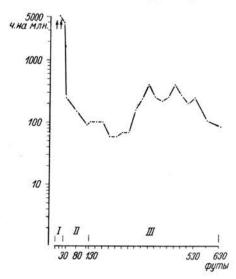
Аналитические результаты для фракции морских осадков меньше 80 меш следует рассмотреть в сравнении с общим содержанием олова в материале, из которого взяты образцы. Содержание олова в большинстве проанализированных пород относительно низкое, за исключением тех из них, которые находятся в непосредственном соседстве с участками оруденения (табл. 2). Невелико его содержание и в образцах делювия; здесь оно составляет несколько десятков частей на миллион. Наоборот, содержание олова в осадках всех рек, впадающих в залив, высокое. Например, для фракции меньше 80 меш в образцах, извлеченных из реки около Портлевена, оно меняется от 10 000 до 20 000 ч. на млн.

Таблица 2 Содержание олова в некоторых обнажающихся в море и на суше породах, а также делювиальных и речных осадках с побережья залива Маунтс-Бей

	Количе-	Содержание олова, ч. на млн.				
Тин образца	образцов образцов	пределы изменения	среднее значение			
Долерит	2	30-40	35			
Долерит *	2 2 2	40-50	45			
Гранит	2	40-270	155			
Гранит *	1	40	40			
Гранит (измененный) *	1	1500	1500			
Аспидный сланец	3	30-40	35			
Аспидный сланец *	2	30-30	30			
Аспидный сланец (пятнистый)	1	40	40			
Аспидный сланец (пятнистый) *	1	60	60			
Порфировая дайка	1	30	30			
Делювий (фракция <80 меш)	2 8	30-100	65			
Речной осадок (фракция <80 меш)	8	600-20 000	9350			

<sup>\*</sup> Породы, обнажающиеся на морском дне.

Содержание олова в пляжевых песках во фракции <80 меш увеличивается с удалением от моря, а иначе говоря, с увеличением медианного диаметра зерен пляжевого материала. Например, на краю песчаного пляжа Маразайон, удаленном от моря, содержание олова в грубозернистых песках превышает



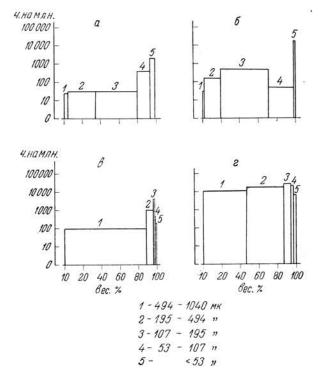
Фиг. 12. Содержание олова во фракции <80 меш в пляжевых песках у Маразайона, залив Маунтс-Бей.

— крупнозернистый; 11 — среднезернистый; 111 — мелкозернистый.

5000 ч. на млн. (0,5%), в то время как его содержание близ береговой линии составляет менее 200 ч. на млн. (фиг. 12). Однако между береговой линией и противоположным краем пляжа имеется участок, где содержание олова еще меньше. Причина этого явления исследована не была.

 $<sup>^{1}</sup>$  В дальнейшем все данные, не снабженные специальными указаниями, относятся к фракции  $<\!80\,$  меш.

Как уже упоминалось, все рекогносцировочные образцы были предварительно просеяны через сито —80 меш. Естественно, что оценка полученных данных зависит в первую очередь от распределения олова между различными гранулометрическими фракциями. Анализы фракций после просеивания показали, что максимальное содержание олова в хорошо отсортированных рыхлых осадках приурочено к наиболее мелкозернистой фракции, остающейся после просеивания через сито —197 меш (до 50 мк). Эта фракция составляет лишь незначительную часть образцов, но количество олова в ней



 $\Phi$  и г. 13. Содержание олова в гранулометрических фракциях морских и речных осадковичных отбора образцов: a — Портлевен, глубина 100 футов; b — траверс 1 близ Трюавас-Хеда, глубина 50 футов; b — пески Пра-Сэндс, глубина 55 футов; b — река Левен.

в 10 раз и более превышает его содержание в любой другой фракции. В отдельных плохо отсортированных образцах, и, в частности, в одном из них, отобранном вблизи обнажения пород недалеко от песков Пра-Сэндс, фракция размером от 80 до 127 меш (195—107 мк) содержит гораздо больше олова, чем более тонкая фракция (фиг. 13). Следует особо подчеркнуть, что этот образец является более грубозернистым, чем образцы хорошо отсортированных отложений. Образцы речных отложений, взятые в Портлевене, также плохо отсортированы и грубозернисты; наиболее высокое содержание олова характерно для фракции размером от 80 до 125 меш. В изученных образцах из другого источника, поставляющего материал в морские осадки, — делювиальных отложений — отмечено низкое, но относительно постоянное содержание олова во всех фракциях. Размер зерен оловосодержащих минералов в породах не определялся.

Как и следовало ожидать, наиболее высокое содержание олова характерно для фракции тяжелых минералов, хотя и в различных фракциях легких минералов (уд. вес <2,9) содержание олова может составлять несколько-песятков частей на миллион (табл. 3).

Таблица Содержание олова в тяжелых и легких фракциях пляжевых и морских песков залива Маунтс-Бей

	Количе-	Фракция	Фраг	кции легких	минералог	з Sn, ч. на г	млн.
Тип образцо			20—38 меш	38—80 меш	80—90 меш	90—120 меш	< 120 stetu
Образцы пля жевых по сков	100	2 600 1 500 4 100 300 800	160 30 50 30 30 30	240 40 110 20 10	266 50 500 20	1600 50 —	
Образцы под водных пе сков	0.0	2 200 500 5 700 10 600 3 700 7 000	50 30 260 110 —	40 30 40 30 140 30	40 20 160 180 110 40	600 1600 160 1100 110 110 160	140 130 120 130

Использование сит для разделения осадков на различные фракции имеет практическое значение особенно тогда, когда изучается большое количество образцов для оценки минеральных ресурсов. Однако несколько обманчивые результаты получаются в случае таких минералов, как касситерит, который по сравнению с кварцем имеет более высокий удельный вес, в связи с чем зерна касситерита перемещаются гораздо труднее, чем кварцевые зерна того же диаметра. Поэтому, чтобы получить данные о возможном влиянии изменений медианного диаметра частиц образцов на содержание в них олова и понять наблюдаемое распределение олова в заливе, были проанализированы различные фракции, выделенные при сортировке пород потоком воды.

К сожалению, эти данные сортировки, хотя и дали возможность получить некоторые ценные сведения, являются неполными, так как все морские осадки, проанализированные к настоящему времени, были отобраны лишь восточнее Трюавас-Хеда. В частности, выявилось, что содержание олова во фракциях морских осадков, полученных в результате сортировки их потоком воды, слабо зависит от медианного диаметра зерен, и что отношение содержания олова в наиболее обогащенной фракции к наиболее бедной не превышает 4:1 (табл. 4). Однако в образце, отобранном в наибольшем

Таблица 4 Содержание олова (ч. на млн.) во фракциях, полученных при сортировке потоком воды образцов, отобранных вдоль траверса 1 вблизи Трюавас-Хеда в заливе Маунтс-Бей

Медианный диаметр зерен кварца,	Глубина моря в пунктах отбора образцов, футы										
мк	12	38	50	83							
320	100	110	160	50							
235	120	100	320	50							
180	110	190	230	50							
130	110	390	380	230							
85		240	160	230							
75	_	130	140	500							

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ЗАЛИВА МАУНТС-БЕЙ

удалении от берега на глубине 83 фута, содержание олова в самых грубозернистых фракциях значительно ниже, чем в наиболее тонкозернистых. Во всех образцах максимальное содержание олова приурочено к фракции с медианным диаметром кварцевых зерен <130 мк.

#### Обобщение результатов

Олово в морские осадки может попадать в результате эрозии обнаженных рудных жил и оловосодержащих горных пород, находящихся на побережье или под уровнем моря; оно также выносится в море реками, дренирующими территорию, удаленную от прибрежной полосы, в том числе и многочисленные старые разработки. Изучение этих двух основных источников олова — морских обнажений и речных потоков — выдвигает ряд самостоятельных проблем, которые рассматриваются ниже.

Морские осадки, за исключением тех, которые находятся недалеко от обнажений горных пород, хорошо отсортированы и в большинстве своем являются тонкозернистыми. Средне- и крупнозернистые осадки, даже залегающие относительно близко от побережья, отсортированы плохо, а в тех районах, где рыхлые покрывающие породы имеют небольшую мощность, они в большинстве случаев встречаются совместно с гравием или валунами. В соответствии с этим можно предполагать, что плохо отсортированные песчаные отложения представляют собой, вероятно, коллювиальный материал, из которого вынесены мелкозернистый кварц и другие легкие минералы. Более того, вероятно, что среднего размера зерна олова (касситерита), отмеченные, например, в плохо отсортированных образцах, отобранных недалеко от песков Пра-Сэндс, имеют также местное происхождение; среднезернистый касситерит переносится во взвешенном состоянии гораздо труднее, чем крупнозернистый кварц. В связи с этим участки с более низким содержанием олова в плохо отсортированном тонком поверхностном слое осадков на западной границе распространения морских отложений, недалеко от бара Лоу, возможно, также отражают содержание олова в пластах коренных пород. Конечно, часто касситерит выносится из продуктов выветривания других пород и включается в состав хорошо отсортированных морских осадков.

Реки в своих осадках переносят относительно большое количество олова; это утверждение справедливо по крайней мере для реки Портлевен, в осадках которой большая часть этих минералов представлена более крупными зернами, чем в морских осадках. К сожалению, при входе в гавань Портлевена на обширном участке дно сложено коренными породами, и собрать образцы рыхлых пород, чтобы изучить движение осадков из реки в море, невозможно. Однако сомнительно, чтобы крупные частицы олова из речных осадков не перемещались далеко в море. Эти частицы, вероятно, осаждаются недалеко от входа в гавань или переносятся вдоль берега к востоку до тех пор, пока не разрушатся. После этого они выносятся на большие глубины и осаждаются там или включаются в состав прибрежных песков.

Уменьшение содержания олова во фракции <80 меш хорошо отсортированных мелкозернистых и очень мелкозернистых осадков по мере увеличения расстояния от берега может быть связано с методом обработки образцов. С удалением от берега осадки в целом становятся более мелкозернистыми, и соответственно при просеивании из них удаляется меньшая доля кварца, разбавляющего тяжелую фракцию. Поэтому возможно, что содержание олова в целом образце не изменяется так заметно, как во фракции <80 меш. Этот факт еще не достаточно обоснован, но согласуется с относительно небольшими различиями между содержанием олова в полученных при сортировке потоком воды фракциях образцов, отобранных недалеко от Трюавас-Хеда. Однако эледует подчеркнуть, что в процессе сортировки потоком воды частицы разделяются на основе их поведения во взвеси, а перенос морских осадков в основ-

ном происходит путем качения и сальтации отдельных частиц. В связи с этими обстоятельствами наиболее вероятно, что при сортировке потоком воды небольшие зерна касситерита переносятся труднее, чем крупные кварцевые зерна, и это может привести к уменьшению содержания олова в образцах, удаленных от источника сноса, независимо от различий в гранулометрическом составе осадков.

## возможное экономическое значение геохимических данных

Имеющиеся неполные сведения дают возможность говорить только о тех аспектах в распределении касситерита, которые более всего достойны исследования. Изучение рассматриваемой территории для разведки промышленных скоплений олова в зависимости от типа отложений может быть подразделено на три основные категории: изучение формируемых течениями морских россыпей, ископаемых речных или морских россыпей и неглубоко залегающих или обнажающихся рудных жил.

Полученные данные ясно показывают, что мелкозернистые и очень мелкозернистые морские осадки хорошо отсортированы, и хотя касситерит, который может в них содержаться, будет крайне тонкозернистым, осадки, вероятно, могут легко быть обогащены просеиванием через сито. Однако, поскольку отложения хорошо отсортированы, с точки зрения гидродинамики маловероятно, чтобы из них могли сформироваться россыпи касситерита. Наоборот, так как морские осадки содержат небольшое количество очень тонкозернистого касситерита, грубо- или среднезернистый касситерит, принесенный к морю реками, будет аккумулироваться недалеко от их устьев или на пляжах, образованных в результате транспортировки доставленного реками материала вдоль морских берегов.

В связи с этим значительный интерес представляют происхождение и история развития заполненных осадками подводных долин. Предполагается, что они могли быть врезаны в пласты горных пород, когда уровень моря был значительно ниже, чем в настоящее время. Если это действительно так, то вполне возможно, что древние морские или речные россыпи находятся в основании хорошо отсортированных песков, которые выполняют долины. Конечно, изучение этой возможности неизбежно требует гораздо более точных, чем имеющиеся сейчас, данных о рельефе поверхности пород и подробных сведений о рассеивании касситерита в этих условиях, происходившем, видимо, в то время, когда уровень моря был ниже, чем ныне.

Наконец, весьма вероятно, что присутствие крупных оловосодержащих частиц в определенных типах рыхлых отложений, таких, например, как плохо отсортированные осадки, в отдельных случаях может отражать содержание олова в подстилающих или находящихся по соседству пластах коренных пород. Эта возможность может быть исследована только путем совместного применения геофизических методов и детальных исследований образцов, отобранных с ограниченных участков дна.

Кроме упомянутых выше и требующих изучения вопросов, остается много работы, которую необходимо завершить на основании уже имеющихся данных, прежде чем будут получены какие-либо самые предварительные выводы о механизме рассеивания, от которого в свою очередь зависит оценка предполагаемых минеральных ресурсов.

#### дополнение

Уже после написания статьи были получены дополнительные данные о распределении олова по степени крупности зерна в осадках рек, впадающих в залив Маунтс-Бей, об изменениях в неконсолидированных осадках от кровли коренных пород до поверхности дна, а также о распределении по сте-

20-691

пени крупности зерен и форме олова в прибрежных и отобранных на удалении от берега образпах.

Распределение олова по степени крупности зерен в образцах, взятых из осадков трех рек, впадающих в залив, удивительно постоянно (табл. 5).

Таблица 5 Содержание олова (ч. на млн.) во фракциях, полученных в результате просеивания

Диаметр частиц, мк	Река Маразайон	Река Пра	Река Левен
494—1040	1000	2 100	8 400
195-494	1700	7 000	14 000
107—195	7600	11 700	> 25~000
53—107	5200	7 800	> 25~000
< 53	4800	7 500	7 600

Содержание олова (ч. на млн.) во фракциях, полученных в процессе сортировки пород потоком воды

Приблизитель- ный диаметр частиц, мк	Река Маразайон	Река Пра	Река Левен
400—800	7200	7200	12 250
250-400	6150	7050	10 000
150-250	7050	5700	7 200
100—150	3300	5700	7 200
60—100	1050	<del></del>	10 000
45—60	2500	2300	1 600
30-45	3100	2800	2 700
<30	3400	2300	2 600

В каждом случае содержание олова максимально в средних по величине фракциях, полученных при просеивании, и в наиболее крупнозернистых фракциях, полученных в процессе сортировки пород потоком воды. Это распределение связано, без сомнения, с размером зерен оловосодержащих

Таблица 6 Содержание олова (ч. на млн. и вес.%) в образцах неконсолидированных осадков, отобранных в двух пунктах залива Маунтс-Бей

Фракция, полученная в результате		Пункт А		Пункт В					
сортировки пород пото- ком воды (медианный диаметр кварцевых зерен), мк	поверхност- ный образец	средний образец	глубокий образец	поверхност- ный образец	средний образец	глубокий образец			
600 300	10 (2,3) 90 (6,8)	60 (3,6) 40 (4,1)	30 (0,5) 100 (1,5)	120 (6,9) 320 (1,6)	1000 (11) 1300 (1,1)	150 (72) 2600 (0,6)			
170	290 (52)	250 (44)	950 (33)	110 (45)	70 (16)	230 (6,2)			
135	210 (35)	300 (46)	250 (60)	220 (44)	260 (69)	150 (20)			
105	60 (?) (0,1)	300 (0,1)	200 (0,5)	1100 (0,1)	530 (0,2)	300 (0,1)			
75	2000 (0,2)	2000 (0,2)	200 (0,3)	1050 (0,2)	1000 (0,3)	420 (0,2)			
50	110 (1,0)	230 (1,3)	210 (1,5)	310 (0,3)	320 (1,4)	310 (0,8)			

минералов, главным образом касситерита, в породах и, кроме того, в отвалах выработок. Однако оно резко отличается от распределения олова в неконсолидированных морских осадках.

Были изучены образцы, отобранные из различных мест залива с помощью всасывающей помпы (табл. 6). В каждой точке из рыхлого осадка брались по три образца: поверхностный образец (с глубины приблизительно 0-2 фута), средний образец (2-4 фута) и глубокий образец (4-6 футов). В пункте A распределение оловосодержащих зерен по величине при сортировке пород потоком воды в значительной степени одинаково для поверхностного и среднего образцов, в то время как в пункте B это распределение одинаково для всех трех образцов. Считая, что такое сходство не связано с техникой отбора образцов, можно полагать, что полученные данные указывают или на быстрое отложение материала, или на существование постоянного источника сноса для каждого участка.

Наблюдаемое изменение содержания олова во фракции < 80 меш, происходящее по мере удаления от берега, исследовалось путем сравнительного изучения типа образцов, отобранных в прибрежной части и в 1 миле от побережья залива (табл. 7). Более грубозернистые образцы из прибрежной

Таблица 7 Сравнение образцов, отобранных в прибрежных и удаленных от берега участках залива Маунтс-Бей

	Образ	цы с прибр участков	ежных		зцы, отобр алении от (	
Фракции, полученные при просеивании (% от образца), жк: >1040 494—1040 195—494 107—195 53—107 < 53	0.24 $0.80$ $90.34$ $6.56$ $0.40$	14,30 41,58 37,82 5,28 0,18 0,10	0,26 30,50 51,38 15,40 1,30	0,82 12,84 52,40 27,42 5,46	1,50 9,74 67,18 19,00 1,34	1,52 2,52 4,98 73,34 14,56 1,90
Содержание тяжелых минералов в образце, %	3,6	3,8	4,0	1,5	1,8	2,1
Содержание в образце растворимого в НС1 компонента, %	15,4	18,4	40,0	52,0	44,5	19,1
Содержание тяжелых минералов в нерастворимой в НС1 части образца, %	4,2	4,7	6,7	3,1	3,3	2,6
Содержание олова во фракции тяжелых минералов, ч. на млн.	>7000	>7000	> 7000	2100	4350	1050
Содержание олова во фракции легких минералов, ч. на млн.	1050	260	115	180	130	< 10
Содержание олова во фракции <80 меш, ч. на млн.	2000	5000	1500	40	50	10

зоны, имеющие в своем составе меньшее количество карбонатного материала, характеризуются повышенным содержанием олова во фракции < 80 меш по сравнению с образцами, удаленными от берега. Однако основными отличительными признаками являются, во-первых, более низкое содержание тяжелых минералов в удаленных от берега образцах и, во-вторых, более низкое общее содержание олова в тяжелой фракции тех же образцов. Пока не ясно, связаны ли различия двух групп образцов с явлением рассеивания или с существованием разных источников материала осалков этих пунктов.

308 лж. ТУМС и пр.

Остается все еще много проблем, решение которых необходимо для успешной и эффективной разведки удаленных от берега участков изучаемого района. Наиболее важными из них являются следующие: 1) каков источник олова в рыхлых осалках: 2) где отлагается олово, транспортируемое с речными осадками: 3) имеются ли россыпи олова в погребенных речных долинах: 4) могут ли быть обнаружены рудные жилы при помощи геофизических и геохимических метолов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Beckmann W. C., 1960. Geophysical surveying for a channel tunnel, New Scient.. 7. 710-712.
- 2. Beckmann W. C., Roberts A. C., Luskin B., 1959. Sub-bottom denth recorder, Geophysics, 24, 749-760.

- 3. Dewey H., 1948. British Regional Geology: South-west England, London.
  4. Dines M. S., 1956. The metalliferous mining regions of South-west England, Mem.
- 5. Geological Survey of Great Britain 1964 Airborne magnetometer map of Great Britain and Northern Ireland, 1: 250 000, Diagram edition.
- 6. Little A. D., 1961. Tables of the velocity of sound in sea water. U.S. Dept. Navv. Bureau of Ships.
- 7. Pryor E. J., Blyth H. N., Eldridge A., 1953. Purpose in fine sizing and comparison of methods, Recent Developments in Mineral Dressing, I. M. M. Symposium, 1952, London,
- 8. Stanton R. E., McDonald A. J., 1964. Technical Communication no. 18 (Revised, April 1964), Geochem. Prosp. Res. Cent. [Imperial College of Science and Technology, London, S.W.71.
- 9. Wheildon J., Taylor-Smith D., 1964. Preliminary temperature measurements in Cornwall, Nature, London, 202, 1101-1102.

# Среднетретичный известковый нанопланктон из кернов глубоководных отложений Тихого океана

Э. Мартини

#### ВВЕЛЕНИЕ

В последние годы экспедициями, проводившими исследования в глубоководных зонах Тихого океана, было получено значительное количество колонок кернов из донных отложений. Несколько сотен таких колонок хранятся в Скриппсовском океанографическом институте в Калифорнии. Рилел и Фаннел [30] отобрали и описали из этой коллекции 85 образцов из третичных отложений. Установление возраста основывалось на определениях радиодярий, фораминифер и известкового нанопланктона.

Под названием «известковый нанопланктон» объединяются кокколиты. дискоастеры и сходные с ними формы. Эти органические остатки в последнее время играют все возрастающую роль в установлении возраста вмешающих их отложений. Хотя нанопланктону с тех пор, как выявилась его стратиграфическая ценность, было посвящено большое количество работ [8], многое остается пока еще не ясным. Например, существуют еще трудности в провепении границы между миоценом и плиоценом — биостратиграфическая характеристика этой границы требует дальнейшего изучения. То же самое касается и других групп планктонных организмов. Ряд подобных нерешенных проблем был поставлен в работах Ридела и Фаннела [30], а также Мартини и Брамлетта [27].

В настоящей статье рассматриваются результаты изучения образцов кернов из олигопеновых и нижнемиопеновых глубоковолных осалков Тихого океана. Многие образцы в большом количестве содержат крайне толстые и имеющие вздутую форму дискоастеры, которые не могут быть с уверенностью отнесены к какому-либо определенному виду. Поскольку пругие остатки известкового нанопланктона в образцах редки или не описаны в литературе, установление возраста отложений оказалось затруднительным. Несколько образцов из глубоководных среднетретичных отложений, содержащих вздутые дискоастеры, отобраны из кернов, хранящихся в Скриппсовском океанографическом институте: встреченные в них остатки известкового нанопланктона описаны ниже.

Типовые образцы находятся в Национальном музее США в Вашингтоне.

#### ИЗУЧЕННЫЙ МАТЕРИАЛ

Изучению были подвергнуты четыре колонки керна (DWBG 10, DWHH 14, MSN 149 P и MSN 151 P), а также образец, описанный в 1963 г. Камптнером (МР 40-1 глубина 56-63 см). Все керны подняты в экваториальной зоне Тихого океана.

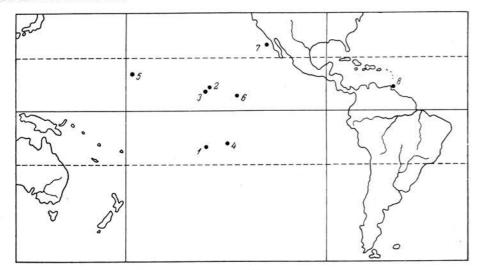
DWBG 10 (фиг. 1, пункт 6), 6°54′ с. ш., 131°00′ з. д.: глубина океана 4340 м. Разрез колонки керна представлен светло-коричневым илом, перекрывающим консолидированные среднетретичные известковые илы; длина

<sup>1</sup> E. Martini, Mid-Tertiary Calcareous Nannoplankton from Pacific Deep-Sea Cores.

310

колонки 28 см. Образны взяты с глубин 5, 13-15 и 25 см. В двух верхних образцах обнаружены редкие представители четвертичного нанопланктона, очевидно, попавшие в осадок при бурении; например, в образце с глубины 13—15 см определен Ceratolithus cristatus. Во всех образцах в изобилии содержится известковый нанопланктон. Кремнистые органические остатки редки.

**DWHH 14** (фиг. 1, пункт 4), 14°28' ю. ш., 135°29' з. д.; глубина океана 4400 м. Длина колонки керна 47 см; осадки представлены известковой глиной шоколадного цвета. Исследованию были подвергнуты образцы с глубин 10, 30-32 и 45 см. Образец с глубины 10 см содержит представителей как среднетретичного, так и четвертичного нанопланктона; часто встречается Ceratolithus cristatus. В образпе с глубины 30-32 см в изобилии присутствуют дискоастеры, в то время как в самом нижнем образце карбоната кальция нет или очень мало.



Фиг. 1. Расположение отобранных колонок керна. DWBG 23 B; 2 — MSN 151 P; 3 — MSN 149 P; 4 — DWHH 14; 5 — MP 40—1; 6 — DWBG 10; 7 — экспериментальная скважина Мохол ЕМ 7—3; 8 — Тринидад, формация Сиперо.

MSN 149 P (фиг. 1, пункт 3), 9°23' с. ш., 145°15' з. д.; глубина океана 5100 м. Осадки сложены илом шоколадного цвета. Колонка состоит из двух секций длиной 174 и 157 см. Было изучено 11 образцов, взятых с глубин 10. 50, 80, 110, 123—126, 170, 222—225, 250, 280, 313—316 и 325 см. Три верхних образца представлены слабоизвестковистыми отложениями, однако они все же содержат небольшое количество дискоастеров и кокколитов. В остальных образцах эти органические остатки встречаются в изобилии. Органические остатки, сложенные кремнеземом, довольно обычны во всех образцах.

MSN 151 P (фиг. 1, пункт 2), 11°03' с. ш., 142°28' з. д.; глубина океана 5000 м. Колонка керна здесь состоит из трех секций: секция А, сложенная коричневыми глинами, которые залегают в верхней части разреза, имеет плину 5 см; длина секции B = 40 см, а секции C = 107 см. Образцы взяты с глубин 10, 40, 58-61, 80, 110, 127-130 и 150 см. Все образцы, за исключением полнятых с глубин 80 и 110 см, в изобилии содержат известковый нанопланктон; кремнистые органические остатки также весьма обычны.

MP 40-1 (фиг. 1, пункт 5), 15°32′ с. ш., 177°32′ з. д.; глубина океана 4082 м. Этот образец поднят с глубины 56-63 см и использовался для сравнения [19]. В нем в большом количестве содержится известковый нанопланктон, однако органические остатки отчасти разрушены; их сохранность значительно хуже, чем в других образцах.

Для стратиграфических сопоставлений и сравнения ассопиаций известкового нанопланктона, кроме вышеперечисленных, были изучены следующие дополнительные образцы.

DWBG 23 В (фиг. 1, пункт I), 16°42' ю. ш., 145°48' з. д.; глубина океана около 2000 м. Отобран вблизи островов Туамоту. Осадки представлены изве-

стково-кремнистым алевролитом эоценового возраста.

Экспериментальный керн Мохол ЕМ 7—3 (фиг. 1, пункт 7), 28°59′ с. ш., 117°30′ з. д.; глубина моря 3566 м. Образец с глубины 15—17 см, средний миопен [27].

Тринидад В.W.I. (фиг. 1, пункт 8) [4]. Образцы взяты из отложений зон Catapsydrax dissimilis, Globorotalia kugleri и Globigerina ciperoensis, входящих

в формацию Сиперо.

Во многих подвергнутых исследованию образцах из района Миссисипи. Калифорнии, Новой Зеландии, Франции, Италии, Австрии и Германии была установлена иная ассоциация известкового нанопланктона. Поэтому результаты изучения этих образцов в статье не приводятся.

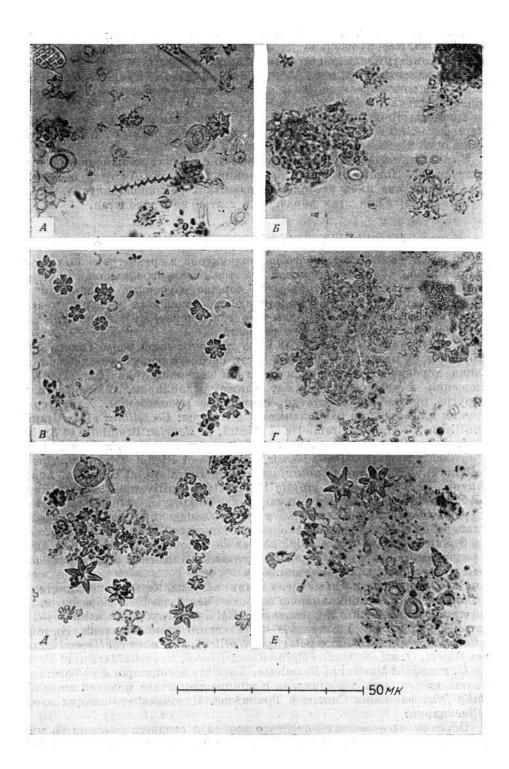
#### АССОЦИАЦИЯ ИЗВЕСТКОВОГО НАНОПЛАНКТОНА

Об ассоциации известкового нанопланктона в среднетретичных осадках Тихого океана и других регионов имеется очень ограниченное количество сведений. В статье рассматриваются хорошо изученные ассоциации известкового нанопланктона из подстилающих эоценовых и перекрывающих среднемиоценовых отложений, для того чтобы показать, как они отличаются от ассопиании среднетретичного возраста.

В колонке керна DWBG 23 В из глубоководной зоны Тихого океана в образцах из отложений верхней части среднего эоцена установлена ассоциация хорошо сохранившихся остатков нанопланктона (фиг. 2, A). Эти отложения в изобилии содержат также радиолярии, силикофлагеллаты и другие органические остатки, сложенные кремнеземом. Характерными формами в ассоциации нанопланктона являются: Coccolithus gigas Bramlette et Sullivan, C. grandis Bramlette et Riedel, C. staurion Bramlette et Sullivan, C. cf. delus Bramlette et Sullivan, Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, D. distinctus Martini, D. saipanensis Bramlette et Riedel, Discolithina panaria (Deflandre), Helicosphaera seminulum lophota Bramlette et Sullivan, Lophodolithus sp., Rhabdosphaera cf. inflata Bramlette et Sullivan и R. tenuis Bramlette et Sullivan. Браарудосфериды, такие, как Braarudosphaera discula Bramlette et Riedel и Micrantholithus sp., а также лопадолиты рода Scyphosphaera весьма редки. Эта ассоциация сходна с ассоциацией, установленной в пачках 5 и 6 эоцена Калифорнии [9]; она также подобна ассоциации из нижней и средней частей верхнего эоцена, выделяемых в местной стратиграфической схеме северо-западной Германии.

Отложения среднего миоцена были вскрыты при экспериментальном бурении по проекту Мохол около острова Гваделупа [27]. Образеп, выбранный для сравнительного исследования (ЕМ 7-3, глубина взятия 15-17 см; фиг. 2, В) содержит ассоциацию известкового нанопланктона, состоящую из Calcidiscus sp., Coccolithus pelagicus (Wallich), Discoaster challengeri Bramlette et Riedel, D. aff. deflandrei Bramlette et Riedel, D. exilis Martini et Bramlette и D. variabilis Martini et Bramlette. Хотя эта ассоциация и не богата видами, она может быть сопоставлена с комплексом более молодой зоны Globorotalia fohsi формации Сиперо в Тринидаде. Подобная ассоциация известна в Швейцарии.

Образцы из отложений среднего эоцена и среднего миоцена во многом отличаются друг от друга; особый интерес в этом отношении представляют дискоастеры. Дискоастеры развиваются от многолучевых форм, очертаниями напоминающих розу, в палеоцене (Discoaster multiradiatus) и эопене (D. bar-



СРЕПНЕТРЕТИЧНЫЙ ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН

313

badiensis) к формам с небольшим количеством лучей в позднем эоцене  $(D.\ tani)$  и к формам со слабо выраженным лучевым строением в миоцене  $(D.\ variabilis,\ D.\ challengeri)$  и плиоцене  $(D.\ brouweri)$ . Основным скачком в развитии группы является вымирание имеющих форму розы дискоастеров в верхнем эоцене, отмечаемое по всему земному шару. В самой верхней части эоцена обычно встречаются только дискоастеры с небольшим количеством лучей и относительно крупной центральной ареей; многие из них принадлежат виду  $Discoaster\ deflandrei\ или\ родственным\ ему\ видам.$  Эти формы наиболее распространены в олигоцене и прослеживаются вверх по разрезу в средний миопен.

Во многих образцах глубоководных отложений дискоастеры, относящиеся к D. deflandrei и родственным формам, по-видимому, указывают на олигоценовый возраст. В ряде случаев такое заключение подтверждается стратиграфической корреляцией по радиоляриям и фораминиферам с несколькими хорошо изученными разрезами [29]. При определении видовой принадлежности дискоастеров в этих образцах возникают некоторые трудности. Дискоастеры и ряд других форм известкового нанопланктона крайне толстые и вздутые. Обычные отличительные признаки, такие, как характер разветвления лучей и их изгиб, а также вид центральной ареи, не удается распознать из-за отложения вторичного кальцита. Поэтому почти во всех образцах определение органических остатков до вида невозможно.

Вторичный кальцит и следы растворения известкового нанопланктона в осадках часто образуют необычные формы. В некоторых случаях эти формы описывались как новые виды, что ставило под сомнение стратиграфическую ценность известкового нанопланктона вообще. Такие ошибки, по-видимому, допущены в работах Берсье [1], Гарде [13], Манивита [23] и Пареджаса [28]. В редких случаях, например в отложениях средней части верхнего эоцена северо-западной Германии [24], отмечено определенное местное «стратиграфическое значение» дискоастеров с вторичными наростами кальцита. Следует избегать давать новые названия формам, строение скелета которых искажено новообразованиями кальцита, особенно если их родство с известными видами не устанавливается.

До настоящего времени не выяснено, происходило ли вторичное нарастание кальцита после осадконакопления или он образовывался на частях скелета во время жизни организмов и обусловливал вздутую форму их скеле-

## Фиг. 2. А. Среднеэоценовый известковый нанопланктон.

Образец DWBG 23B, координаты 16°42' ю. ш. и 145°48' з. д. Основными элементами комплекса, кроме среднеэоценовых дискоастеров, имеющих форму розы (D. barbadiensis), являются крупные кокколиты Lophodolithus (на снимке видны слева) и Coccolithus (в правом верхнем углу).

Б. Среднероценовый известковый нанопланктон.

Образец ЕМ 7—3, глубина 15—17 см, координаты 28°59' с. ш. и 117°30' з. д. Этот комплекс состоит в основном из тонколучевых дискоастеров (D. exilis) и кокколитов овальной формы (C. pelagicus, на снимке в правом углу и в центре).

В. Среднетретичный известковый нанопланктон.

Образец MSN 151 Р, глубина 127—130 см, координаты 11°03' с. ш. и 142°28' з. д. Преобладают дискоастериды группы deflandrei; в правом верхнем углу видны обломки овальных кокколитов (С. pelagicus).

Г. Среднетретичный известковый нанопланктон.

Образец МР 40-1, глубина 56-63 см, координаты 15°32′ с. ш. и 177°32′ з.д. Наиболее обычные формы — овальные кокколиты и дискоастеры групп deflandrei и criperoensis.

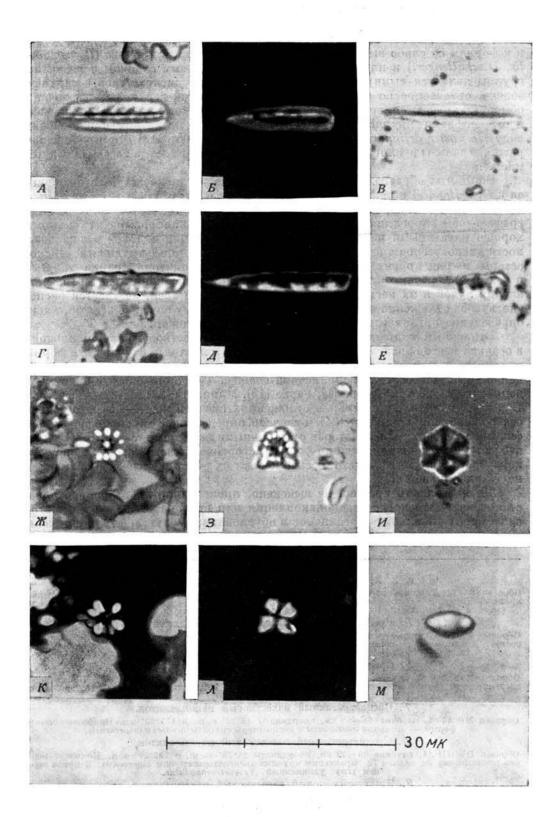
Д. Среднетретичный известковый нанопланктон.

Образец DWHH 14, глубина 30-32 см, координаты  $14^{\circ}28'$  ю. ш. и  $135^{\circ}29'$  з. д. Комплекс подобен показанному на снимке  $\Gamma$ ; характерны крупные дискоастеры группы ciperoensis. В левом верхнем углу удлиненный Triquetrorhabdulus.

Е. Нижнемиоценовый известковый нанопланктон.

Тринидад, образец TLL 206 264, формация Сиперо, зона Catapsydrax dissimilis. Характерны крупные дискоастеры (см. фиг. 3, M), овальные кокколиты (C. pelagicus) и Triquetrorhabdulus (в форме палочки в правой нижней четверти снимка).

Все фотографии выполнены с увеличением в 550 раз.



СРЕДНЕТРЕТИЧНЫЙ ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН

315

тов. Опубликованные данные о современном виде Discoaster planctonicus, только один экземпляр которого был обнаружен при работах в Средиземном море [20], не дают сведений об условиях роста астеролитов. При рассмотрении среднетретичных Discoaster в образцах глубоководных отложений экваториальной части Тихого океана избыточный рост отдельных пластинок скелетов кокколитофоридов и родственных форм в период их жизни представляется весьма возможным, поскольку астеролиты с их большой с хорошо очерченными гранипами поверхностью, по-видимому, более благоприятны для отложения избыточного кальцита, чем более сложные кокколиты. Действительно, во всех изученных образиах только дискоастеры и Triquetrorhabdulus характеризуются нормальным в этом отношении строением. Избыточные отложения кальцита особенно развиты в центральной, а также верхней и нижней частях лучей. Наросты на краях лучей обычно характерны для определенных видов организмов (Discoaster tani). Раздваивающиеся или изрезанные концы лучей многих видов (D. distinctus, D. binodosus, D. deflandгеі) по своему внешнему виду подобны дучам с кальцитовыми наростами. Разрезы между лучами заполнены кальцитовыми наростами, отходящими от пентра, и пентральный бугорок, характерный для многих видов, исчезает. Елинственной сохранившейся отличительной особенностью, которая хорошо выделяется в ископаемом состоянии, являются линии, разделяющие сегменты или лучи (фиг. 3,  $\mathcal{J}$  и фиг. 4,  $\mathcal{A}$ ,  $\mathcal{I} - \mathcal{E}$ ,  $\mathcal{K}$ ). Избыточные наросты кальцита на скелетах некоторых представителей известкового нанопланктона постоянны и резко отличаются этим от непостоянных вторичных наростов, генетически связанных с осадками, в которых заключены эти органические остатки.

Избыточные наросты кальцита на скелетах протистов, развивающиеся, вероятно, только при благоприятных условиях в экваториальных широтах, по-видимому, влияют на плавучесть живых планктонных организмов. В результате быстрого отложения кальцита плавучесть организма может быть нарушена, вследствие чего он начинает погружаться в толщу воды и умирает на определенной глубине. Это, возможно, объясняет обилие вздутых дискоастеров в образцах из экваториальной зоны Тихого океана.

Отложение кальцита в шестилучевых дискоастерах может приводить к тому, что три чередующихся сегмента сливаются в одно общее нерасчлененное тело в центре астеролита (фиг. 5, K). Такая картина наблюдается и на дистальной, и на проксимальной сторонах большинства шестилучевых дискоастеров. Некоторые авторы считали, что это слияние лучей является харак-

Фиг. 3. A, B. Triquetrorhabdulus carinatus gen. et sp. nov.

Голотип, USNM 649 177; вид сбоку. *Б* — в поляризованном свете: длинная ось расположена под углом 45° к кресту нитей. Образец MSN 149 Р, глубина 313—316 см.

B. Triquetrorhabdulus carinatus gen. et sp. nov.

Вил сбоку, Тринидад, TLL 206 262, формация Сиперо, зона Globorotalia kugleri.

Г, Д. Triquetrorhabdulus sp.

Вид сбоку.  $\mathcal{A}$  — в поляризованном свете; длинная ось расположена под углом 45° к кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13—15 см.

E. Triquetrorhabdulus sp.

Вид сбоку. Тринидад, TLL 206 264. Формация Сиперо, зона Catapsydrax dissimilis.

Ж, 3. Sphenolithus pacificus sp. nov.

Вид с дистальной стороны на отделенную базальную пластинку. 3 — в скрещенных николях. Образец DWHH 14, глубина 30—32 см.

И, К. Sphenolithus pacificus sp. nov.

Голотип, USNM 649, 176; вид сбоку. К — в поляризованном свете; длинная ось параллельна кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13—15 см.

Л, M. Discoaster sp. I.

Шестилучевой эквемпляр с замкнутым контуром. Образец MSN 149 P, глубина 313-316 см. M-вид шестилучевого эквемпляра сбоку. Образец MSN 151 P, глубина 127-130 см. Все фотографии выполнены с увеличением в 2000 раз.

СРЕДНЕТРЕТИЧНЫЙ ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН

317

терной чертой определенных видов (Discoaster molengraaffi [38, 13, 36], D. rotundus cf. molengraaffi [23], D. trinus [36]), но это может наблюдаться у любых видов Discoaster. Для большинства дискоастеров может быть определена их видовая принадлежность. Однако в том случае, если имеет место избыточное отложение кальцита, бывает невозможно установить, относится ли данный представитель к какому-либо определенному виду или к родственным видам. В этом случае к видовому названию дискоастеров, скелеты которых изменены в результате отложения избыточного кальцита, добавляется термин «группа», но в действительности данная форма не обязательно должна принадлежать именно тому виду, название которого приводится. Таким образом сохраняется определенная стратиграфическая ценность дискоастеров, удается избежать ошибок при идентификации ископаемых и пропадает необходимость давать описание «новым» видам по встреченным необычным формам. В образцах из среднетретичных глубоководных отложений (фиг. 1) выделены четыре группы дискоастеров, каждая из которых образована родственными видами. Именно эти группы рассматриваются ниже в систематическом описании палеонтологических остатков.

В образнах из среднетретичных глубоководных отложений Тихого океана выделены три комплекса известкового нанопланктона (фиг. 6), которые резко отличаются от ассоциаций из эоценовых и среднемиоценовых отложений. Стратиграфически наиболее древний комплекс нанопланктона (A), установленный в образцах из колонки керна MSN 151 P, беден в видовом отношении — он включает формы рода Coccolithus, а также Sphenolithus pacificus sp. nov. и дискоастеров групп deflandrei и tani.

Более молодой комплекс нанопланктона В обнаружен в образцах глубоководных отложений из колонки керна MSN 149 P. Этот комплекс в добавление к формам, образующим ассоциацию А, включает также дискоастеров группы variabilis и Triquetrorhabdulus carinatus sp. nov. Последняя форма в своем распространении, по-видимому, ограничена рамками комплекса нанопланктона B.

Стратиграфически наиболее молодой комплекс С устанавливается в образцах из колонки DWBG 10, а также в образцах DWHH 14 (глубина 30-32 см) и MP 40-1 (глубина 56-63 см). Ассоциация нанопланктона включает здесь следующие виды, отсутствующие в комплексах А и В: Соссоlithus sp. I, Cyclolithella cf. rotunda, Furcatolithus distentus, Helicosphaera intermedia и Triquetrorhabdulus sp. Преобладают дискоастеры группы deflandrei; дискоастеры группы variabilis встречаются чаще, чем в комплексе B, а распространение лискоастеров группы tani более ограничено. Впервые появляются дискоастеры группы ciperoensis.

Фиг. 4. A, Б. Discoaster sp. (группа tani).

A — пятилучевой экземпляр, образец MSN 149 P, глубина 313—316 см. E — шестилучевой экземпляр, образец MSN 151 P, глубина 150 см.

B — E. Discoaster sp. (группа deflandrei).

B — вид сбоку, образец MSN 151 P, глубина 127—130 см.  $\Gamma$ , Д, E — шестилучевые экземпляры со значительными морфологическими отличиями. Образец MSN 149 P, глубина 313—316 см. Ж, 3. Discoaster sp. (группа variabilis).

<sup>.</sup>Ж — пятилучевой экземпляр. 3 — шестилучевой экземпляр. Образец MSN 149 Р, глубина 313—316 см.

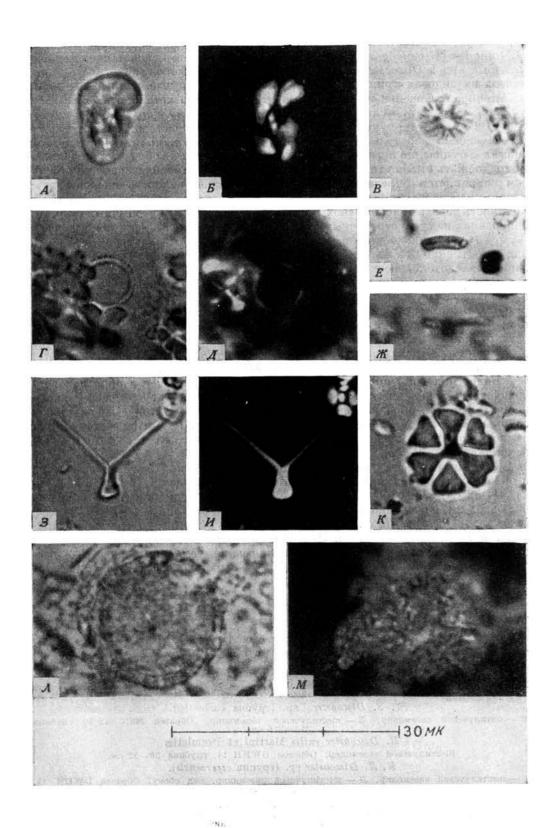
U. Discoaster exilis Martini et Bramlette.

Шестилучевой экземпляр. Образец DWHH 14, глубина 30-32 см.

К, Л. Discoaster sp. (группа ciperoensis).

K- шестилучевой экземпляр. J- шестилучевой экземпляр, вид сбоку. Образец DWHH 14. глубина 30-32 см.

M. Discoaster sp. nov. Шестилучевой экземпляр. Тринидад, TLL 206 264, формация Сиперо, зона Catapsydrax dissimilis. Все фотографии выполнены с увеличением в 2000 раз.



Известковый нанопланктон из кернов глубокововных отложсений Тихого океа- на (Martini, 1965)	Sp. I	hus pelagicus	hus aff pelagicus	hus tenuistriatus	thus sp. I	thus sp. II	hella cf. rotunda	ter exitis	ter sp.I	ter sp. (epynna cipiroensis)	ter sp. (apynna deflandrei)	Discoaster sp. (20ynna tani)	Discoaster sp (apyrma variabilis)	Carl	Helicosphaera intermedia	ithus pacificus	Inoracosphaero imperforata	Triguetrorhabdulus carinatus	Triguetrorhabdulus ? sp.	1 2 3 4
Образцы	Coccolithiles	Coccolithus	Coccolithus	Coccolithus	Coccolithus	Coccolithus	Cyclolithella	Discoaster	Discoaster	Discoaster	Discoaster	Discoas	Discoas	<i>Furcatolithus</i>	Helicos	Sphenolithus	Thoraca	Triguetr	Triguet	Комплекс Зона
DWBG 10 : 5 cm		T											T							
DWBG 10:13-15 CM	:								:			T								
DWBG 10:25 CM	П						:		•						Ţ					Зона С
MP40-1:56-63 CM					T				:											
DWHH 14:30-32cm			T							I			-	:						
MSN 149P: 110 CM		П																		
MSN 149P : 123 - 126 cm			T						:											
MSN 149P: 170 cm										16	T		:							
MSN 149P: 222-225 CM									•	į										Зана В
MSN 149P: 250 cm																				ounu D
MSN 149P : 280 cm											1									
MSN 149 P : 313 - 316 cm									:											
MSN 149P: 325 cm													1							
MSN 151P: 10 CM									:											
MSN 151P: 40 CM												П		Œ,						
MSN 151P : 58 -61 CM					1						T									Зона А
MSN 151P:127-130 CM														- 2						
MSN 151 P: 150 CM				I							T	T							è	

Фиг. 6. Распределение известкового нанопланктона в кернах из глубоководных отложений Тихого океана и корреляция с фораминиферовыми зонами формации Сиперо, Тринидад.

В комплексе C приведенный порядок образцов может не соответствовать геологической последовательности напластований, за исключением образцов, отобранных из непрерывной колонки керна. 1 — встречаются редко; 2 — немногочисленны; 3 — обычное количество; 4 — встречаются в изобилии.

#### Фиг. 5. A, B. Helicosphaera intermedia sp. nov.

Голотип, USNM 649 174. А и Б — вид сбоку. Б — в поляризованном свете; длинная ось расположена под углом 45° к кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13—15 см.

#### B. Coccolithites sp. I.

Вид с дистальной стороны. Образец DWBG 10, глубина 25 см.

Г — E. Cyclolithella cf. rotunda (Kamptner) Loeblich et Таррап.

 $\Gamma$ ,  $\mathcal{J}$  — вид с дистальной стороны.  $\mathcal{J}$  — при скрещенных николях. E — вид сбоку. Образец DWHH 14, глубина 30-32 см.

#### Ж — И. Furcatolithus distentus gen. et sp. nov.

 $\mathcal{H}$  — вид с проксимальной стороны. Образец DWHH 14, глубина 30-32 см. 3,  $\mathcal{U}$  — голотип, USNM 649 175, вид сбоку.  $\mathcal{U}$  — в поляризованном свете; ось цилиндрического основания расположена под углом 45° к кресту нитей. Образец MP 40-1, глубина 56-63 см.

## К. Discoaster sp. (группа deflandrei).

Шестилучевой экземпляр; видно, что расположенные через один лучи срослись. Образец MSN 151 P, глубина 150 см.

#### Л, M. Thoracosphaera imperforata Kamptner.

 $\Pi$  — центр экземпляра в фокусе. M — фокус расположен выше, николи скрещены. Образеп DWBG 10, глубина 13—15 см.
Все фотографии выполнены с увеличением в 2000 раз.

#### СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Ассоциация известкового нанопланктона из отложений олигоцена и нижнего миоцена района Миссисипи, Калифорнии, Новой Зеландии, Франции, Италии, Австрии и Германии не сравнима с ассоциацией, обнаруженной в кернах глубоководных отложений Тихого океана; однако установлено сходство последней с известковым нанопланктоном формации Сиперо в Тринидаде [4].

Комплекс нанопланктона A подобен комплексу, определенному в отложениях зоны  $Globigerina\ ciperoensis$  олигоцена. Оба они относительно бедны в видовом отношении, но обращает на себя внимание присутствие в них  $Sphenolithus\ pacificus$ . В формации Сиперо дискоастеры мало распространены, а встреченные их представители относятся к группам deflandrei и tani. Здесь также определены отсутствующие в комплексе  $A\ Coccolithus\ spp$ . и виды Discolithina.

Комплекс нанопланктона В может быть сопоставлен с комплексом зоны Globorotalia kugleri олигоцена. В обоих комплексах присутствуют Coccolithus spp., Sphenolithus pacificus и дискоастеры групп deflandrei, tani и variabilis, однако в образцах из отложений Тринидада дискоастеры менее обычны. Важную роль в этой ассоциации нанопланктона играет Triquetrorhabdulus carinatus, но экземпляры из осадков зоны G. kugleri Тринидада имеют более заостроенные концы раковин (фиг. 3, В), чем представители этого вида из колонки керна MSN 149 P глубоководных отложений Тихого океана (фиг. 3, А и В). Брамлетт [7, стр. 351, фиг. 2а] описал ассоциацию нанопланктона олигоценового возраста, определенную в колонке керна 17 экспедиции Чабаско (8°05' с. ш., 125°25' з. д., глубина океана 4435 м); эта ассоциация содержит крупные кокколиты рода Coccolithus и дискоастеры групп deflandrei, tani и variabilis, а также руководящий вид Triquetrorhabdulus carinatus. Полученный образец на основании содержащихся в нем пелагических фораминифер [29, стр. 285] был сопоставлен с отложениями зоны Globorotalia kugleri формации Сиперо, Тринидад, что подтвердило результаты корреляции по данным известкового нанопланктона.

Комплекс С сопоставляется с комплексом зоны Catapsydrax dissimilis миоцена (фиг. 2, E). Здесь присутствуют Coccolithus spp., Cycolithina cf. rotunda, Helicosphaera intermedia, Sphenolithus pacificus u Thoracosphaera imperforata. Наиболее обычные формы — дискоастеры групп deflandrei и variabilis, в то время как распространенность дискоастеров группы tani уменьшается. Одновременно здесь появляются дискоастеры группы сіреroensis (фиг. 4, K и  $\bar{J}$ ), которая включает новые, но еще не описанные виды из зоны  $Catapsydrax\ dissimilis$ , показанные на фиг. 4, M (см. примечание на стр. 328). В эти группы видов входят и другие хорошо сохранившиеся представители дискоастеров, поскольку большинство их не описано. Можно полагать, что хорошей руководящей формой является Triquetrorhabdulus sp.  $(\phi$ иг. 3,  $\Gamma - E)$ , поскольку она, по-видимому, ограничена в своем распространении отложениями зоны Catapsydrax dissimilis. Coccolithites sp. I и Furcatolithus distentus были обнаружены только в образцах глубоководных отложений Тихого океана, в то время как Discolithina multipora, обычная в отложениях Тринидада, в этих образцах отсутствует. Подобная же корреляция, основанная на изучении радиолярий, была опубликована Риделом [29]. Использовав данные, полученные при изучении образца из колонки керна 38 Чабаско, Ридел сопоставил образец DWBG 10 (глубина 13-15 см) с отложениями зоны Catapsydrax dissimilis формации Сиперо, Тринидад.

Установлено, что крупные изменения в составе известкового нанопланктона происходят между зонами Globorotalia kugleri и Catapsydrax dissimilis; то же самое наблюдается и в образцах глубоководных отложений Тихого океана. Некоторые виды впервые появляются в зоне C. dissimilis; это под-

тверждает мнение [32, 39] о том, что граница олигоцена и миоцена должна проводиться между зонами G. kugleri и C. dissimilis. Имс и др. [11], напротив, включили нижнюю часть формации Сиперо от зоны Globigerina ampliapertura до зоны Globorotalia kugleri в миоцен. Однако, поскольку известковый нанопланктон в исследованных этими авторами обнажениях района Линди в Танзании не был изучен, корреляция палеонтологических зон Центральной Африки с зонами Тринидада, проведенная на основании определения специфических, ограниченных в своем распространении органических остатков, не может быть признана достоверной. Таким образом, граница олигоцена и миоцена принимается в настоящей статье между зонами G. kugleri и C. dissimilis; соответственно комплексы нанопланктона A и B отнесены к олигоцену, а комплекс C — к миоцену.

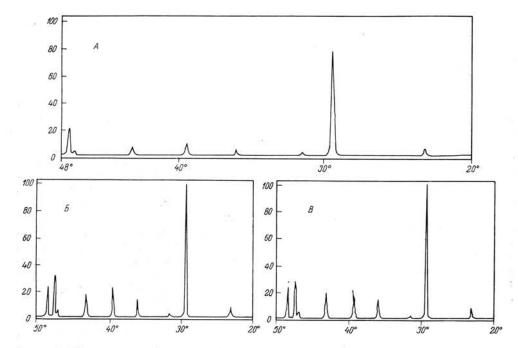
Особый интерес представляет отсутствие в кернах глубоководных отложений экваториальной части Тихого океана представителей семейства Braarudosphaeridae, родов Discolithina и Scyphosphaera и некоторых видов Rhabdosphaera, а также редкость торакосферид. Отсутствие ряда элементов микропалеонтологической ассоциации характерно и для многих образдов глубоководных отложений олигоценого, миоценового и плиоценового возраста. Например, в образце из плиоценовых отложений экспериментальной скважины Мохол, пробуренной вблизи острова Гваделупа, был обнаружен только один экземпляр Scyphosphaera aff. campanula [27, стр. 848]. Это может быть обусловлено тем, что распространение одних форм связано с обстановкой открытого моря или условиями прибрежных зон, в то время как распространение других контролируется температурой воды. Однако в пелом проблема остается нерешенной. Хотя современный вид Braarudosphaera bigelowi описан в ряде пунктов Атлантического океана [12], многочисленные представители его были встречены только в прибрежных зонах, например у побережья штата Мэн [14]. Обильные органические остатки описаны из патского яруса юго-западной Франции [26], из среднеолигоценовых слоев Рупельтон Майнцского бассейна ФРГ [25] и из сармата Венского бассейна [35]; B. bigelowi и близкий к нему род Micrantholithus часто встречаются в прибрежных осадках Калифорнии (формация Лодоу, нижний эоцен), северо-западной Германии (средний эоцен) и района Миссисипи (глины Язу, верхний эоцен). Поскольку обитающий близ поверхности моря нанопланктон является фотосинтезирующим, кажется весьма вероятным, что такие факторы, как активность водной среды и соленость, в большей степени контролировали его распространение, чем глубины моря. Это заключение может быть справелливо также для видов Scyphosphaera, которые обычны для позднетретичных отложений Средиземного моря и третичных осадков некоторых других прибрежных районов (нижний эоцен Калифорнии, олигоцен района Миссисипи). но крайне редки или вообще отсутствуют в типичных отложениях пелагических областей.

#### измерения дифракции

Камптнер [16] детально рассмотрел вопрос о том, чем сложены скелеты кокколитофоридов — кальцитом или арагонитом. Установив отсутствие в современных донных осадках определенных форм известкового нанопланктона, которые в изобилии встречаются среди живых представителей нанопланктона, он заключил, что скелеты этих форм состоят скорее из арагонита, чем из кальцита, и арагонит растворяется раньше, чем он успевает достигнуть дна океана. Скелеты других кокколитофоридов, обнаруженные в донных осадках, согласно Камптнеру, состоят из кальцита потому, что в температурных условиях глубоководья арагонит нестабилен и переходит в кальцит. Можно также полагать, что арагонит слагает скелеты кокколитофоридов, скорее обитающих в тропических водах, чем в водах высоких широт.

При изучении современного вида *Coccolithus huxleyi* Брааруд и др. [5, табл. II, фиг. f) на диаграммах дифракции показали, что скелеты этого вида сложены кальцитом. Проводя исследования в электронном микроскопе, Блэк [2] установил, что минералы, образующие верхний слой скелета кокколитофоридов, всегда являются кальцитом; данные этого автора не подтвердили более ранних представлений о присутствии в скелетах некоторых родов кокколитофоридов арагонита.

Высокая концентрация кокколитофоридов и родственных им форм в образцах глубоководных отложений Тихого океана благоприятствует



 $\Phi$  и г. 7. Диаграммы дифракции образцов глубоководных отложений Тихого океана.  $A-\mathrm{DWHH}$  14, глубина 30-32 см.  $B-\mathrm{MP}$  40—1, глубина 56-63 см.  $B-\mathrm{DWBG}$  10, глубина 25 см.

измерениям дифракции карбоната кальция. Диаграммы дифракции были выполнены для девяти образцов глубоководных отложений и для одного богатого кокколитами образца из датского яруса Германии (Катариненхоф, остров Фемарн, ФРГ); три диаграммы приведены на фиг. 7. По ординате отложена относительная интенсивность, а по абсциссе — значения  $2\varphi$  для  $CuK_{\alpha}$ -излучения. Значительные отражения в поле  $2\varphi$   $20-50^{\circ}$ , как указано в справочнике Американского общества по испытанию материалов, располагаются для кальцита на 29,36;39,31;43,04;47,40;48,38, а дла арагонита — на 26,19;27,25;45,78. На фиг. 7 (все представленные образцы отобраны из миоценовых отложений) видны отражения, характерные для кальцита, а не для арагонита. Подобные же диаграммы были получены для образцов из олигоценовых (MSN 149 P и MSN 151 P) и эоценовых (JPY V-48 P) отложений, а также датского яруса северной Германии. Различная интенсивность отражений на этих диаграммах частично обусловлена неодинаковыми условиями подготовки образцов к исследованию.

Во всех изученных образцах глубоководных отложений в скелетах кокколитофоридов и родственных им форм был обнаружен только кальцит, что подтверждает предположение, высказанное Камптнером [16, стр. 186].

#### СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что кокколитофориды представляют собой скорее фитопланктон, а не зоопланктон. Многие же другие таксономические группы нанопланктона могут быть отнесены только к простейшим. В настоящей статье будет употребляться зоологическая номенклатура, а номенклатурное подразделение палеонтологических остатков во всех случаях будет включать лишь название семейства, поскольку более высокая классификация их неясна.

Некоторые очень мелкие кокколиты, присутствующие главным образом в образцах глубоководных отложений из колонки DWBG 10, не рассматриваются, поскольку их классификация может быть проведена только после изучения под электронным микроскопом. Из рассмотрения также исключены некоторые редко встречающиеся формы из позднетретичных и четвертичных отложений, такие, как Ceratolithus cristatus и Calcidiscus medusoides; эти формы, очевидно, попали в изученный керн при бурении.

## Семейство Coccolithophoridae Lohmann, 1902

Род Coccolithus Schwarz, 1894

Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller, 1930 (фиг. 8, A-B)

1877. Coccosphaera pelagica Wallich, crp. 348.

1930. Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller, стр. 246.

1954. Coccolithus pelagicus (Wallich) Kamptner, стр. 20, фиг. 14-16.

1963. Coccolithus pelagicus (Wallich) Martini et Bramlette, crp. 849.

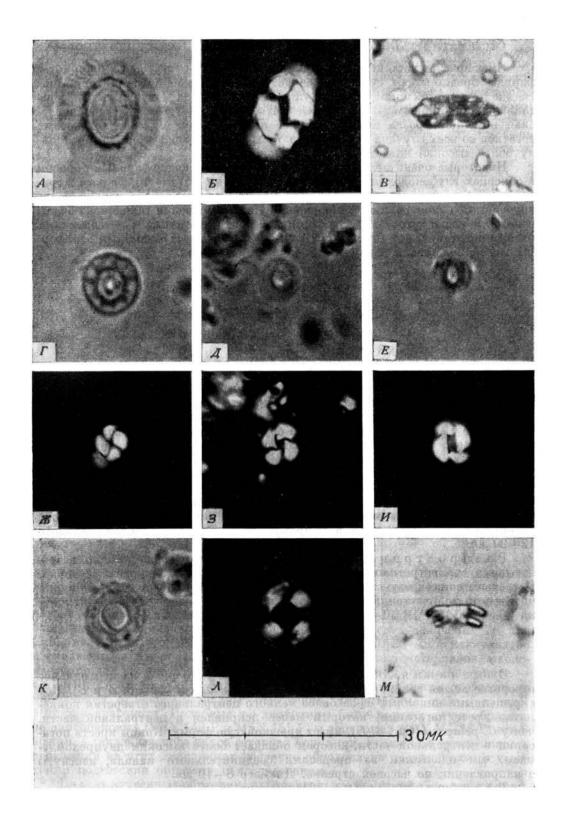
Замечания. Экземпляры из образцов кернов глубоководных отложений Тихого океана обладают характерными особенностями, описанными Шиллером, за исключением того, что ни один из них не имеет стержня через центральное отверстие. В этом отношении они сходны с экземплярами из керна экспериментальной скважины Мохол [27, стр. 850]. Наиболее высокая часть дистальной пластинки расположена около центрального отверстия. С дистальной стороны видны 45—50 изогнутых влево бороздок и секторы, перекрывающие друг друга в направлении по часовой стрелке. Диаметр 12—20 мк.

Распространение. Представители этого вида обычно встречаются в верхнетретичных и четвертичных отложениях многих регионов. Встречены во всех изученных образцах глубоководных отложений, но в значительном количестве присутствуют только в образце DWHH 14 (глубина 30-32 см) и MP 40-1 (глубина 56-63 см) (комплекс C).

Coccolithus aff. pelagicus (Wallich) Schiller (фиг. 8,  $\Gamma - \mathcal{H}$ )

Замечания. Эти кокколиты меньше по размеру, и их центральное отверстие не так велико и вытянуто, как у C. pelagicus (фиг. 8, A и B). Под скрещенными николями из-за более мелкого центрального отверстия кокколитов крест погасания, который менее искривлен в центральной части. чем у C. pelagicus (фиг. 8, B), имеет крючковатую форму. Концы креста погасания в центральной части, которая обладает более высоким двупреломлением, чем пластинки за пределами соединительного канала, изогнуты в направлении по часовой стрелке. Диаметр 8—10  $m\kappa$ .

Распространение. Представители *C.* aff. *pelagicus* обычны в третичных отложениях многих регионов. Они довольно часто встречаются во всех изученных образцах глубоководных отложений Тихого океана.



#### СРЕДНЕТРЕТИЧНЫЙ ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН

325

Coccolithus tenuistriatus Kamptner, 1963

 $(\Phi ur. 8, K-M)$ 

1963. Coccolithus tenuistriatus Kamptner, стр. 160, в тексте фиг. 16, на

табл. II фиг. 14-15.

Замечания. Профильный рисунок, приведенный Камптнером [19, в тексте фиг. 16а], вводит читателя в заблуждение. Две пластинки не должны быть так сильно разделены, как это видно на рисунке у Камптнера. На дистальной пластинке отмечается 42—48 бороздок, слабо изогнутых вправо у внешнего края. На кресте погасания видны широкие ответвления которые расширяются у внешнего края, изгибаясь вправо, если смотреть с дистальной стороны раковины. Кокколиты этого вида, вероятно, подвержены растворению. В образце МР 40—1 (глубина 56—63 см), например, можно видеть все стадии этого процесса — от хорошо сохранившихся экземпляров до почти полностью растворенных. Диаметр раковины 7—10 мк.

Распространение. Вид впервые описан из кернов глубоководных отложений миоценового возраста. В кернах глубоководных осадков Тихого океана его представители встречаются в образцах с комплексами нанопланктона A и B (олигоцен) и в изобилии присутствуют в образцах DWHH 14 (глубина 30-32 см) и MP 40-1 (глубина 56-63 см) (ассоциация

C. мионен).

Coccolithus sp. I (фиг. 8, E и Ж)

Замечания. Под оптическим микроскопом можно видеть, что две пластинки соединены коротким каналом. Имеется свыше 25 бороздок. При скрещенных николях крест погасания сильно изогнут вправо, если смотреть с дистальной стороны. Наблюдаются ответвления, расширяющиеся к внешнему краю пластинок (фиг. 8, Ж). Диаметр 4—8 мк.

 $\hat{P}$  а с п р о с т р а н е н и е. Представители *Coccolithus* sp. I в изобилии встречаются в образцах с комплексом нанопланктона C (миоцен). Редкие экземпляры отмечены также в стратиграфически более древних отложениях

колонки керна MSN 151 P (комплекс A, олигопен).

Coccolithus sp. II

(фиг. 8, 3 и И)

Замечания. Этот вид похож на *Coccolithus* sp. I, но кокколиты здесь имеют более удлиненную форму и при скрещенных николях крест погасания менее изогнут. На фиг. 8, *И* показан экземпляр при скрещенных николях. Он виден с проксимальной стороны, на которой ответвления фигуры погасания изогнуты влево. Диаметр 5—8 мк.

Вид с дистальной стороны. Б— в поляризованном свете, длинная ось параллельна кресту нитей. Образец MSN 151 P, глубина 127—130 см.

B. Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller.

Вид сбоку. Образец DWHH 14, глубина 30-32 см.

Г. Д. Coccolithus aff. pelagicus (Wallich) Schiller.

Вид с дистальной стороны. Д — в поляризованном свете; длинная ось параллельна кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13—15 см.

E, K. Coccolithus sp. I.

Вид с дистальной стороны. Ж— в поляризованном свете; длинная ось расположена под углом 5° к кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13—15 см.

3, H. Coccolithus sp. II.

Вид с проксимальной стороны. U — в поляризованном свете; длинная ось расположена под углом  $5^\circ$  к кресту нитей. Образец DWBG 10, глубина 13-15 см.

K - M. Coccolithus tenuistriatus Kamptner.

Фиг. 8. A. B. Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller.

K,  $\mathcal{I}$  — вид с проксимальной стороны.  $\mathcal{I}$  — в поляризованном свете, длинная ось параллельна кресту нитей. M — вид сбоку. Образец MSN 151 P, глубина 127—130 см. Все фотографии выполнены с увеличением в 2000 раз.

P а с п р о с т р а н е н и е. Этот вид часто встречается в образцах с комплексом нанопланктона C (миоцен).

Род Cyclolithella Loeblich et Tappan, 1963

Cyclolithella cf. rotunda (Kamptner) Loeblich et Tappan, 1963 ( $\phi$ nr. 5,  $\Gamma - E$ )

1948. Cyclolithus rotundus Kamptner, стр. 6, табл. II, фиг. 19.

Замечания. Правильное кольцо, состоящее примерно из 34—45 сегментов, которые изогнуты вправо, если наблюдать с дистальной стороны. При скрещенных николях на дистальной стороне можно видеть фигуру погасания, состоящую из четырех полос, также слабо изогнутых вправо. Для представителей этого вида характерна довольно гладкая поверхность раковины, не имеющая концентрических бороздок на внешнем краю, таких, какие видны с дистальной стороны (фиг. 5, E). Диаграмма Камптнера с зарисовками экземпляра, обнаруженного в мергелях Amphistegina (тортон) Венского бассейна, свидетельствует о его сходстве с рассмотренными представителями вида, но это сходство требует более полного изучения, чтобы быть охарактеризованным с достаточной определенностью. Диаметр 6—8 мк.

Распространение. Представители *C*. cf. rotunda редки или немногочисленны в образдах DWHH 14 (30—32 см), MP 40—1 (56—63 см) и DWBG 10 (25 см) (комплекс нанопланктона *C*, миоден). Редко встречаются в отложениях зоны *Catapsydrax dissimilis* формации Сиперо, Тринидад.

Род Helicosphaera Kamptner, 1954

Helicosphaera intermedia sp. nov.

(фиг. 5, А и Б)

Голотип. USNM 649 174; фиг. 5, A и Б.

Местонахождение. Керниз глубоководных отложений Тихого океана DWBG 10 (глубина 13—15 см), миоцен (приблизительный возрастной эквивалент зоны Catapsydrax dissimilis, формация Сиперо, Тринидад).

О п и с а н и е. Кокколиты геликоидной формы с частичным перекрытием дистальной (более крупной) пластинки в направлении по часовой стрелке, если наблюдать с дистальной стороны. Две пластинки тесно сжаты. Центральное отверстие перегорожено стержнем, направленным под углом  $20-30^{\circ}$  к длинной оси кокколита. При обычном освещении этот стержень малозаметен, но становится хорошо видным при скрещенных николях (фиг. 5, B). На обеих пластинках при наблюдении с дистальной стороны раковины видны слабо выраженные секторы со слабым изгибом вправо. Диаметр 11-14 м $\kappa$ .

Замечания. В основных чертах *H. intermedia* подобна *H. carteri*, за исключением того, что перекрывающая дистальная пластинка образует широкую кайму. Кроме того, у *H. intermedia* стержень поперек центрального отверстия почти параллелен длинной оси раковины, что сближает ее с *H. seminulum lophota* Bramlette et Sullivan [9, стр. 144, табл. IV, фиг. 3—4] из среднего эоцена, в то время как стержень у *H. carteri* параллелен короткой оси.

Распространение. В изученных образцах H. intermedia присутствует только в керне DWBG 10 (комплекс нанопланктона C, миоцен), но часто встречается в зонах G. ciperoensis, G. kugleri и C. dissimilis, формация Сиперо, Тринидад (олигопен и миопен).

Род Coccolithites Kamptner, 1955

Coccolithites sp. I

(фиг. 5, В)

Описание. Представители этого вида имеют овальную форму. У них можно наблюдать от 18 до 24 секторов, расширяющихся по направлению к внешнему краю. При взгляде с дистальной стороны секторы имеют слабый правосторонний изгиб и слегка перекрывают друг друга. В центре пластинки располагается небольшая пора. При скрещенных николях *Coccolithites* sp. I характеризуется слабым двупреломлением и, следовательно, крест погасания заметен слабо. Диаметр 4—8 мк.

Распространение. Редко встречается в колонке керна DWBG 10 из глубоководных отложений Тихого океана (комплекс нано-планктона C, миоцен).

#### Семейство Thoracosphaeridae Kamptner, 1927

Род Thoracosphaera Kamptner, 1927 Thoracosphaera imperforata Kamptner, 1955

(фиг. 5, Л и М)

1955. Thoracosphaera imperforata Kamptner, стр. 37, табл. VIII, фиг. 98. 1961. Thoracosphaera imperforata Stradner. стр. 84, в тексте фиг. 76.

1963. Thoracosphaera imperforata Kamptner, стр. 179, табл. V, фиг. 29, 31.

Замечания. Экземпляры, обнаруженные в образцах глубоководных отложений Тихого океана, соответствуют фотографиям, опубликованным Камптнером [19, табл. V, фиг. 29, 31], но менее сходны с его рисунком [19, в тексте фиг. 76]. Каждая отдельная частица сферического тела имеет неправильную форму и при скрещенных николях различно ориентирована по отношению к соседним частицам. В наших экземплярах не было отмечено ротового отверстия. Диаметр 13—23 мк.

Распространение. Вид впервые описан из верхнетретичных отложений Ротти; он установлен также в палеоценовых и четвертичных отложениях Камптнером [19]. Представители его изредка встречаются в колонке керна DWBG 10 (комплекс нанопланктона C, миоцен).

## Семейство Discoasteridea Tan Sin Hok, 1927

Род *Discoaster* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster exilis* Martini et Bramlette, 1963 (фиг. 4, *H*)

1963. Discoaster exilis Martini et Bramlette, стр. 852, табл. CIV, фиг. 1—3. З амечания. Редко встречающиеся экземиляры хорошей сохранности соответствуют описанию и фотографиям, приведенным в работе Мартини и Брамлетта [27]. Тонкие лучи слегка расширяются у концов, имеющих изрезанную форму. Экземпляры с избыточным отложением кальцита могут быть включены в Discoaster sp. (группу ciperoensis), которая будет описана ниже. Диаметр 12—16 мк.

Распространение. Вид впервые описан из отложений зоны Globorotalia fohsi robusta, формация Сиперо, Тринидад, в нижней части разреза экспериментальной скважины Мохол, а также из «Элвезиано», Италия. Представители этого вида встречены в образце DWHH 14 (глубина 30—32 см) (комплекс нанопланктона С, миоцен).

Discoaster sp. I (фиг. 3, Л и M)

Описание. Шестилучевые относительно толстые формы, в большинстве случаев с замкнутым контуром; однако некоторые экземпляры имеют лучи в форме коротких обрубков с расчлененным контуром. Лучи более утолщены в средней части и обладают характерно очерченным краем на выпуклой стороне. В центре обычно присутствует очень мелкая пора. При виде сбоку одна сторона выглядит более выпуклой, чем другая (фиг. 3, M). Диаметр  $6-13 \ \text{мк}$ .

Замечания. Этим дискоастерам не было дано никакого специального названия, поскольку все они могут представлять собой юные формы одного или многих видов.

P а с п р о с т р а н е н и е. Изредка встречаются или отсутствуют в образцах с комплексом нанопланктона A (олигоцен) из колонки MSN 151 P. Во всех образцах с комплексами B и C (олигоцен и миоцен) всегда присутствуют, хотя и в небольшом количестве.

Discoaster sp. (группа ciperoensis) (фиг. 4, К и Л)

Сравнимые виды. Discoaster sp. nov.  $^1$  (фиг. 4, M), некоторые другие родственные, но неописанные формы из формации Сиперо и Discoaster exilis Martini et Bramlette (1963).

О п и с а н и е. Формы, входящие в эту группу, характеризуются крупными размерами и длинными лучами с заостренными или срезанными концами. Большая центральная арея рассечена сутурными линиями, разделяющими лучи. Вид сбоку показывает, что одна сторона весьма плоской раковины слегка более выпукла, чем другая. Встречены только шестилучевые экземпляры. Диаметр 15—24 мк.

Распространение. Представители Discoaster sp. (группа ciperoensis) обычны в образце DWHH 14 (глубина 30—32 см) и немногочисленны в образце MP 40—1 (глубина 56—63 см) (комплекс нанопланктона C, миоцен, соответствующий зоне Catapsydrax dissimilis формации Сиперо, Тринидад).

Discoaster sp. (группа deflandrei) (фиг. 5, К и 4, В-Е)

Сравнимые виды. Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel и вариететы [18, в тексте фиг. 1, a-c], а также родственные, но не описанные формы из формации Сиперо, Тринидад, и Discoaster aff. defrandrei Martini et Bramlette (1963).

Описание. Формы с крупной центральной ареей и лучами, расширяющимися и раздваивающимися на концах. Центральная выпуклость незаметна, видны сутурные линии. Весьма обычны шестилучевые экземпляры с изменяющимися лучами, которые сливаются друг с другом в центральной пластинке, не разделяясь сутурными линиями (фиг. 5, K). Одна сторона раковины более выпукла, чем другая. На поперечном разрезе через луч видно, что одна его сторона более угловатая; именно на этой угловатой стороне вырез на конце луча наиболее глубоко вдается вдоль срединной линии значительно глубже, чем на более плоской стороне. Пяти- и шестилучевые экземпляры демонстрируют все переходные стадии между хорошо разделенными и почти слившимися лучами. Диаметр 10—20 мк.

Замечания. Дополнительные кальцитовые наросты могут образовывать формы, неотличимые от *Discoaster woodringi* Bramlette et Riedel [8, стр. 400, табл. XXXIX, фиг. 8, a-b].

Распространение. Этот вид в изобилии встречается во всех колонках керна из глубоководных отложений Тихого океана (комплексы нанопланктона A, B и C, олигоцен и миоцен).

Discoaster sp. (группа tani) (фиг. 4, A и Б) Сравнимые виды. Discoaster tani tani Bramlette et Riedel (1954), D. tani nodifer Bramlette et Riedel (1954), D. germanicus Martini (1958), D. binodosus Martini (1958).

Описание. Астеролиты с пятью или шестью, реже семью лучами. Лучи обычно не расширяются к концам, которые срезаны или расщеплены. Хорошо видна центральная выпуклость, заметны сутурные линии между лучами. Вид сбоку такой же, как у представителей группы deflandrei (фиг. 4, В). Довольно обычны экземпляры с тремя перемежающимися сегментами, сросшимися вместе в центре астеролита. Диаметр 7—13 мк.

Распространение. Обычны в образцах из колонок керна MSN 151 Ри 149 Р (комплексы нанопланктона A и B, олигоцен) и реже встречаются, а иногда крайне редки в образцах стратиграфически более молодых отложений (комплекс нанопланктона C, миоцен).

Discoaster sp. (rpynna variabilis)

(фиг. 4, Жи 3)

Сравнимые виды. Discoaster variabilis Martini et Bramlette (1963), D. distinctus Martini (1958) и близкие неописанные формы, родственные D. distinctus — D. variabilis.

Описание. Астеролиты с пятью или шестью, реже тремя или четырьмя лучами. Центральная арея относительно небольшая, с центральной выпуклостью, от которой вдоль лучей протягиваются срединные возвышения. У многих экземпляров лучи изогнуты вниз, их расширяющиеся концы изрезаны или раздвоены. Перемежающиеся лучи могут сливаться вместе, и иногда основания всех лучей образуют крупную центральную область, такую, как можно видеть в керне MSN 149 P (фиг. 4, 3). Диаметр 9—15 мк.

Распространение. Изредка встречается в колонке керна MSN 149 Р (комплекс нанопланктона B, олигоцен) и в небольшом количестве присутствует в образцах отложений более молодого возраста (комплекс нанопланктона C, миоцен).

#### Семейство Incertae Sedis

Род Furcatolithus gen. nov.

О п и с а н и е. Формы с цилиндрическим основанием и двумя иглами, растущими из верхнего конца.

Типичный вид. Furcatolithus distentus sp. nov.

Furcatolithus distentus gen. et sp. nov.

 $(\Phi u_{\Gamma}, 5, \mathcal{H} - \mathcal{U})$ 

Голотип. USNM 649 175, фиг. 5, 3 и И.

Местонахождение. Колонка керна MP 40—1 из глубоководных отложений Тихого океана, глубина 56—63 см; миоцен (приблизительный возрастной эквивалент зоны Catapsydrax dissimilis, формация Сиперо, Тринидад).

Описание. Формы с цилиндрическим основанием, слегка расширяющиеся к проксимальному концу и состоящие из четырех частей, которые сложены кальцитом и располагаются совершенно параллельно длинной оси основания. На меньшем по размеру дистальном конце основания имеются две длинные иглы, расходящиеся под углом около 90°. Основание и иглы лежат в одной плоскости (фиг. 5, Ж). Длина 9—13 мк.

<sup>1</sup> Discoaster sp. nov., показанный на фиг. 4, M, и Triquetrorhabdulus на фиг. 3, E встречены среди известкового нанопланктона нижней части формации Сиперо в Тринидаде; этот нанопланктон изучался в то время Брамлеттом и поэтому не получил названия в данной статье.

Замечания. Близкие формы известны в отложениях зоны Globigerina ciperoensis, формация Сиперо, Тринидад, но они меньше по размеру и отличаются более короткими иглами.

э. МАРТИНИ

Распространение. Редки или немногочисленны в образцах MP 40-1 (глубина 56-63 см) и DWHH 14 (глубина 30-32 см) (комплекс нанопланктона C, миоцен).

#### Poд Sphenolithus Deflandre, 1952

Sphenolithus pacificus sp. nov.

 $(\phi u_{\Gamma}, 3, \mathcal{H} - K)$ 

Голотип. USNM 649 176, фиг. 3, И, К.

Местонахождение. Колонка керна DWBG 10 из глубоководных отложений Тихого океана, глубина 13-15 см, миоцен (приблизительный возрастной эквивалент зоны Catapsydrax dissimilis, формация Сиперо, Тринидад).

О п и с а н и е. 10—13-лучевая пластинка основания имеет форму розочки и вогнута с проксимальной стороны. При взгляде с проксимальной стороны видно, что лучи обладают слабым правосторонним изгибом. Пластинка основания, которая обычно совершенно обособлена (фиг. 3, Ж, 3), несет полусферическую массу, образованную радиально расходящимися столбиками кальпита, которые могут быть связаны короткими поперечными стерженьками. Диаметр 4-7 мк.

Замечания. Этот вид отличается от других, отнесенных к роду Sphenolithus, наличием отчетливой базальной пластинки и полусферической незаостренной верхней частью.

Распространение. Присутствует во всех изученных образдах глубоковолных отложений Тихого океана, но особенно часто встречается в отложениях с комплексом нанопланктона C (миоцен). Обычен в отложениях зон Catapsydrax dissimilis, Globorotalia kugleri и Globigerina ciperoensis формации Сиперо, Тринидад.

#### Род Triquetrorhabdulus gen. nov.

Описание. Трехгранные столбики с заостренными, округлыми или усеченными концами. Оптическая ось кальцита располагается приблизительно под прямым углом к длинной оси столбика.

Типичный вид. Triquetrorhabdulus carinatus sp. nov.

Triquetrorhabdulus carinatus gen. et sp. nov.

 $(\Phi \text{MI}. 3, A - B)$ 

Голотип. USNM 649 177, фиг. 3, A и Б.

Местонахождение. Колонка керна MSN 149 Р из глубоководных отложений Тихого океана, глубина 313-316 см. олигоцен (приблизительный возрастной эквивалент зоны Globorotalia kugleri, формация Сиперо, Тринидад).

Описание. Удлиненные формы с более или менее заостренными обоими концами. Три кальцитовых столбика при взгляде с одной стороны имеют одинаковый диаметр; они располагаются под углом 120° друг к другу. Можно видеть, что в поляризованном свете максимум погасания у этих форм наступает при положении, параллельном скрещенным николям. Длина 9-15 мк.

Замечания. Экземпляры из отложений зоны Globorotalia kugleri формации Сиперо, Тринидад, более тонкие и могут достигать 24 мк в длину.

Распространение. Обычен в колонке керна MSN 149 Р (комплекс нанопланктона B, олигоцен) и в отложениях зоны Globorotalia kugleriформации Сиперо, Тринидад; здесь распространение этого вида по вертикали ограничено, по-видимому, отложениями только этой зоны.

Triquetrorhabdulus sp.

 $(\Phi ur. 3, \Gamma - E)$ 

Описание. Формы с одним заостренным и другим слегка усеченным концами. При взгляде с конца видно, что один из трех кальцитовых столбиков крупнее, чем два других. Так же как и у T. carinatus, максимальное погасание у этих форм наблюдается в положении, парадлельном скрешенным николям. Длина 12-22 мк.

Замечания. Форма, показанная на фиг. 3, Е 1 и весьма обычная в отложениях зоны Catapsudrax dissimilis формации Сицеро. Тринидал, повидимому, относится к этому же виду, но она менее кальпифипирована. и поэтому на ней можно видеть гораздо больше деталей строения.

Распространение. Вид обычен в колонках керна DWBG 10 и DWHH 14 (комплекс нанопланктона C, миоцен), а также в отложениях зоны Catapsydrax dissimilis формации Сиперо, Тринидад. По-видимому, его распространение ограничено отложениями этой зоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Bersier A., 1939. Discoastéridées et coccolithophoridées des marnes oligocènes Vaudoises, Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 60, 229-278.
- B l a c k M., 1963. The fine structure of the mineral parts of Coccolithophoridae, Proc. Linn. Soc. Lond., 174, 41-46.
   B l a c k M., 1964. Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts, Palaeontology, 7, 306-316.
   B o l l i H. M., 1957. Planktonic Foraminifera from the Oligocene Miocene Cipero and Learner Formetics in Trividad P. W. I. Phyl. 115, Nature 1967.
- and Lengua Formations in Trinidad, B.W.I. Bull. U.S. Natn. Mus., 215, 97-123.

  5. Braarud T., Gaarder K. P., Markali J., Nordli E., 1952. Cocco-

- Braarud T., Gaarder K. P., Markali J., Nordli E., 1952. Coccolithophorids studied in the electron microscope, Nytt Mag. Bot., 1, 129-134.
   Bramlette M. N., 1958. Significance of coccolithophorids in calcium carbonate deposition, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 121-126.
   Bramlette M. N., 1961. Pelagic Sediments in Oceanography (ed. M. Sears), Publs Am. Ass. Advmt. Sci., 67, 345-366.
   Bramlette M. N., Riedel W. R., 1954. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores, J. Paleont., 28, 385-403.
   Bramlette M. N., Sullivan F. R., 1961. Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California, Micropaleontology, 7, 129-188.
   Deflandre G., Fert Ch., 1954. Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique, Annls Paléont., 40, 117-176.
   Eames F. E., Banner F. T., Blow W. H., Clarke W. J., 1962. Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation, Cambridge, 163, 17 pls., 20 text-figs.
- 20 text-figs.
   G a a r d e r K. R., 1954. Coccolithineae, Silicoflagellatae, Pterospermataceae and other froms form the «Michael Sars» North Atlantic Deep Sea Expedition 1910, Rep. Sars N. Atl. Deep Sea Exped. 1910, 2 [4], 1-20.
   G a r d e t M., 1955. Contribution à l'étude des coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie, Bull. Serv. Carte Géol. Algér. n. sér. 5, 477-550.
   G r a n H. H., B r a a r u d T., 1935. A qualitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine, J. biol. Board Canada, 1, 279-467.
   K a m p t n e r E., 1948. Coccolithen aus dem Torton de Inneralpinen Wiener Beckens, S. B. öst. Akad. Wies. moth. pat. Kl. Akt. 4 457.

- S.B. öst. Akad. Wiss., math. nat. Kl., Abt. 1, 157, 1-16.
- K a m p t n e r E., 1953. Zur Frage des geologischen Alters der Coccolithineen und ihrer Eignung für fossile Erhaltung, Anz. öst. Akad. Wiss., math. nat. Kl., 184—188.
   K a m p t n e r E., 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen, Arch.
- Protistenk., 100, 1-90.
- 18. K amptner E., 1955. Fossile Coccolithineen-Skelettreste aus Insulinde. Eine mikropaläontologische Untersuchung, Verh. kgl. Nederl. Akad. Wed., 50 [2], 5-105.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> См. сноску на стр. 328.

э. мартини

19. Kamptner E., 1963. Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans, Annln naturh, Mus. Wien, 66, 139-206.

20. Lecal J., 1952. Sur une Protiste pelagique rattachable aux Discoasteridées, Archs. Zool. exp. gen., 89, 51-55.

- 21. Loeblich A. R., Tappan H., 1963. Type fixation and validation of certain calcareous nannoplankton genera, Proc. biol. Soc. Wash., 76, 191-196.
- Lohmann H., 1902. Die Coccolithophoridae, Arch. Protistenk., 58, 173-184.
- 23. Manivit H., 1959. Contribution à l'étude des Coccolithes de l'Eocène, Bull. Serv. Certe géol. Algér. n. sér. 25, 1-52.
- 24. Martini E., 1958. Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (Coccolithophorida). 1. Taxionomische Untersuchungen, Senck. leth., 39, 353-388.
- Martini E., 1960. Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens, Notizbl. hess. Landesamt. Bodenforsch. Wiesbaden, 88, 65-87.
- 26. Martini E., 1961. Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich, Senck. leth., 42, 1-42.
- 27. Martini E., Bramlette M. N., 1963. Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole drilling, J. Paleont., 37, 845-856.
- Parejas E., 1934. Sur quelques «Actiniscus» du Crétacé supérieur des Brasses (Préalpes médianes) et de l'Ile d'Élbe, C.r. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 51, 100-107.
- 29. Riedel W. R., 1959. Oligocene and Lower Miocene Radiolaria in tropical Pacific
- sediments, Micropaleontology, 5, 285-302. Riedel W. R., Funnel B. M., 1964. Tertiary sediment cores and microfossils
- from the Pacific Ocean floor, Quart. J. geol. Soc. Lond., 120, 305-368.

  31. Schiller J., 1930. Coccolithineae in Rabenhorst, L., Kryptogamenflora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 10, 89-273.
- 32. Stainforth R. M., 1960. Current status of transaltantic Oligo-Miocene correlation by means of planktonic Foraminifera, Rev. Micropaléont., 2, 219-230.
- Stradner H., 1959. Die fossilen Discoasteriden Österreichs. II Erdoel-Z., 75,
- 34. Stradner H., 1959. First Report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their Stratigraphic Use, 5th Wld. Petrol. Congr. [1], 1081-1095.
- Stradner H., 1960. Über Nannoplankton-Invasionen im Sarmat des Wiener Beckens., Erdoel-Z., 76, 430-432.
- Stradner H., 1961. Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär, Erdoel-Z., 77, 77-88.
- 37. Stradner H., Papp A., 1961. Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung, Mit Hinweisen auf Mexiko, Rumänien und Italien, Jb. geol. Bundesanst. Wien, Sonderbd. 7, 1-160.
- 38. Tan Sin Hok, 1927. Over de samenstelling en het ontstaan van Krijt en Mergelgesteenten van de Molukken, Jb. Mijnwesen nederl. Oost. Indie 1926, Verh. 3, 11-122.
- Woodring W. P., 1960. Oligocene and Miocene in the Caribbean Region, Trans. 2nd Caribb. geol. Conf., 27-32.

## Тефра острова Санторин

Л. Нинкович, Б. Хейзен

#### **ВВЕЛЕНИЕ**

Слои тефры были открыты в восточной части Средиземного моря швелской глубоководной экспедицией 1947—1948 гг. На основе изучения показателей преломления вулканического стекла Меллис [44] сопоставил пва слоя тефры в семи колонках, полученных южнее острова Крит. Он выделил верхний слой с n=1.51 и нижний — с n=1.52. Меллис предположил, что верхний слой отложился в период извержения вулкана Санторин межлу 1800 и 1500 г. до н. э. Принимая скорость осадконакопления 10-30 см/1000 лет. он определил возраст нижнего слоя тефры от 4000 до 13 000 лет, но не сделал никаких предположений относительно источника материала.

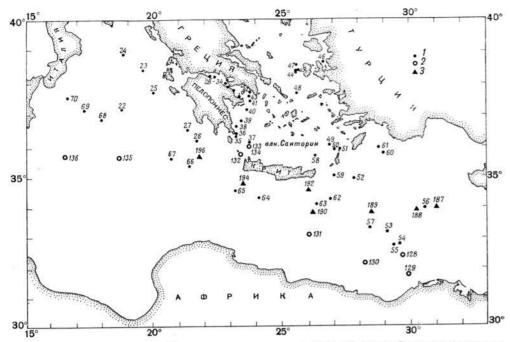
Во время 10-го (1956 г.) и 14-го (1958 г.) рейсов «Вимы» в восточной части Средиземного моря, Ионическом и Эгейском морях было взято 14 новых колонок, содержащих слои тефры (фиг. 1 и 2, табл. 1). Таким образом,

Таблипа 1 Колонки грунта с прослоями тефры со дна Ионического и Эгейского морей и восточной части Средиземного моря

Номера п/п	Рейс	Номер колонки	Местоп	оложение	Глубина,	Длина колонки,	Глубина слоев те	залегания фры, см
.,	KOJOHKI		с. ш.	с. ш. в. д.		см	верхнего	нижнего
1	V10	69	37°17′	17°17′	3035	1220	_	175,5
2	V10	68	36 54	17 57	3490	700	-	178
1 2 3 4 5 6 7	V10	26	36 16	21 36	3347	598	_	93
4	V10	67	34 42	20 43	2890	846	_	127
5	Alb	196	35 41	21 50	4270	655	-	126,5
6	V10	65	34 37	23 25	2586	960		115
7	Alb	194	34 48	23 29	3000	721	_	171
8 9	V10	64	34 23	24 06	2048	688	_	90
9	V14	132	35 46	23 24	2750	545		105
10	V10	48	37 44	25 35	805	566	12.00	370
11	V10	60	35 49	28 58	3878	730	_	435
12	V10	49	36 05	26 50	1130	703	_	205
13	V10	50	35 58	27 04	2441	600	350	200
14	V10	58	35 40	26 18	2193	735	75	665
15	V10	52	35 00	27 49	2487	490	65	-
16	V14	131	33 12	26 00	2439	490	430	1
17	Alb	192	34 36	25 59	2680	861	0	206
18	Alb	190	33 54	26 10	2900	938		85,5
19	Alb	189	33 54	28 29	2664	843	0	102,5
20	Alb	188	33 55	30 17	2810	882	(146,5)	(191,5)
21	Alb	187	33 59	31 02	2500	952	(39)	(88)

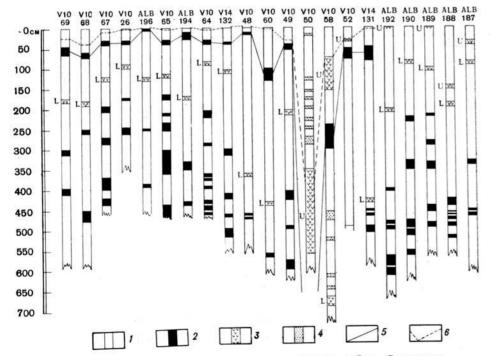
к настоящему времени со дна восточной части Средиземного моря поднята 21 колонка донных отложений с прослоями тефры. Из них 16 колонок имеют

D. Ninkovich, B. C. Heezen, Santorini Tephra.



Ф и г. 1. Распределение глубоководных колонок в восточной части Средиземного моря.

1 — Вима-10; 2 — Вима-14; 3 — Альбатрос.



 $\Phi$  и г. 2. Глубоководные колонки, содержащие тефру Санторина. 1 — карбонатные отложения: 2 — сапропелевые илы; 3 — тефра (U — верхняя, L — нижняя); 4 — сортированные пески; 5 — послеплейстоценовое заболачивание; 6 — птероподы.

The second of th

ТЕФРА ОСТРОВА САНТОРИН

335

по одному слою и пять — по два. Слои тефры сопоставлялись на базе изучения показателей преломления вулканического стекла, стратиграфической последовательности сапропелевых илов и климатических кривых, полученных в результате изучения комплексов фораминифер.

#### ОПИСАНИЕ КОЛОНОК ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Колонки, содержащие тефру (фиг. 2), состоят главным образом из карбонатных пелагических отложений, переслаивающихся с более тонкими горизонтами сапропелевых илов. Четырнадцать колонок содержат лишь по одному слою вулканического пепла с показателем преломления  $1,521 \pm 0,003$ . Этот слой соответствует нижней тефре Меллиса. Он переслаивается с карбонатными осадками, отложившимися в течение последнего плейстоценового оледенения (фиг. 3) [53, 45].

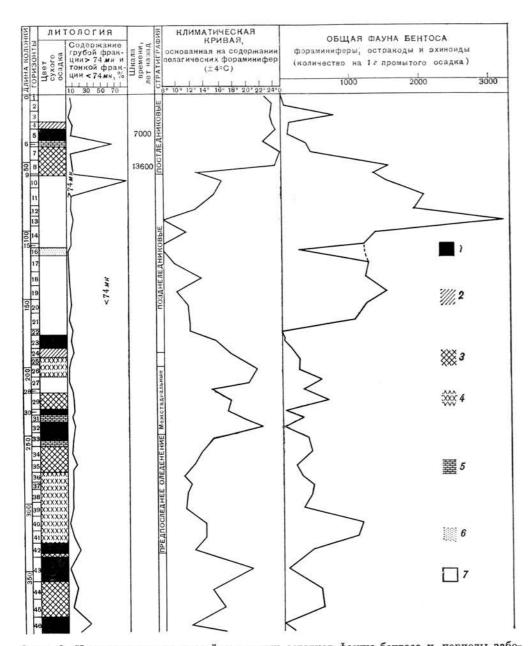
Колонка V10-58, полученная северо-восточнее Крита, содержит два слоя тефры, переслаивающихся с карбонатными пелагическими отложениями. Между слоями тефры встречаются сапропелевые илы. Тефра с показателем преломления 1,521 обнаружена внизу колонки. Она, по-видимому, соответствует вулканическому пеплу, найденному в 14 упомянутых выше колонках. Вверху колонки над сапропелевым илом залегают карбонатные осадки, содержащие прослой тефры мощностью 78 см с показателем преломления 1,509 ± ± 0,003. От поверхности до горизонта 240 см, где отмечаются сапропелевые илы, фауна фораминифер представлена постплейстоценовыми видами (W. H. Hamlin, личное сообщение) (табл. 2). На основании микропалеонтологических исследований предполагается, что горизонт сапропелевых илов, разделяющий в колонке V10-58 верхний и нижний прослои тефры, образовался в результате заболачивания питающих провинций в раннюю постледниковую эпоху.

Таблица 2 Фауна фораминифер колонки V10-58 из горизонта 0—240 см Образцы отбирались с интервалом 15 см

Фауна	Содержан <b>и</b> е, %
Globigerinoides trilobus (Reuss) G. ruber (d'Orb) (в основном белые, изредка розовые) Globigerinita glutinata (Egger) Globigerinoides conglobatus (Brady) Globigerinella aequilateralis (Brady) Бентосные фораминиферы	50-60 $20-30$ $10$ $5-12$ $1-5$ $<1$

Колонка V10-52, полученная юго-восточнее острова Карпатос, содержит слой тефры мощностью 3 см. Показатель преломления минералов из этого слоя равен 1,509. Тефра из колонки V10-52, по-видимому, коррелируется с верхним слоем тефры колонки V10-58.

В колонке V10-52 слой тефры перекрывается горизонтом птероподовых осадков мощностью 5 мм (см. фиг. 14). Подобные прослои были обнаружены в постледниковых карбонатных отложениях колонок V10-69, 68, 67, 26, 65, 64, 60, 49 и V14-131. В колонках V10-58 и V10-50 птероподы рассеяны в прослое тефры с показателем преломления 1,509. Колонка V10-50, полученная северо-западнее острова Карпатос, содержит горизонт тефры мощностью 212 см с показателем преломления 1,509. Этот слой, по-видимому, сопоставим с тефрой из колонки V10-52 и верхним прослоем тефры колонки V10-58. Колонка V10-50 представлена карбонатными отложениями. Прослой тефры в ней перекрывается несколькими песчаными горизонтами — отложениями



Фиг. 3. Изменения концентраций скелетных остатков фауны бентоса и периоды заболачивания (черные слои) в восточной части Средиземного моря. Колонка V10-65. Нижний слой тефры (n=1,521) отложился в течение позднеледникового времени. 1— черный; 2— темно-серый; 3— серый; 4— серовато-бурый; 5— смешанно-серый; 6— пепельный; 7— бурый.

ТЕФРА ОСТРОВА САНТОРИН

337

суспензионных потоков. Колонка V10-58 также содержит песчаные отложения суспензионных потоков, но они обнаружены лишь под горизонтами сапропелевых илов.

Колонка V10-50 не вскрыла горизонта раннего постледникового заболачивания. Это объясняется, по-видимому, большой мощностью слоя тефры и высокими темпами осадконакопления, обусловленными суспензионными потоками.

Меллис отметил горизонты тефры в 5 колонках — 187, 188, 189, 190 и 192, полученных на «Альбатросе» юго-восточнее Крита. Постледниковый сапропелевый ил, обнаруженный в колонках грунта к западу от Крита, отсутствует во всех пяти упомянутых колонках. Вместе с тем Паркер [58] построил климатические кривые для каждой колонки, основываясь на процентном содержании тепловодных и холодноводных фораминифер. В колонках 189 и 192 содержатся верхний и нижний прослои вулканического пепла; причем верхний прослой имеет постледниковый возраст, а нижний соответствует позднеледниковому времени. В верхней части колонки 190 содержится холодноводная фауна, свидетельствующая о том, что постледниковые отложения либо были унесены в результате развития оползней, либо потеряны при взятии колонки грунта. Более сложные проблемы возникают при исследовании колонок 187 и 188. Верхние 80 см колонки 188 содержат тепловодную, возможно постледниковую фауну, в то время как верх колонки 187 характеризуется холодноводной, вероятно позднеледниковой, фауной. В обеих колонках присутствуют два прослоя пепла, заключенные в позднеледниковых отложениях: верхний с показателем преломления минералов 1,51 и нижний — с показателем 1,52. Меллис сопоставил эти два слоя в колонках 187 и 188 с двумя прослоями пепла в колонках 189 и 192.

Интерпретация Паркера, основанная на изучении фораминифер, свидетельствует о бесспорной корреляции пепловых прослоев колонки 187 с подобными прослоями колонки 188, но оба эти горизонта не сопоставимы с прослоями пепла в колонках 189 и 192. Олаусон [52, 53] сомневается в возможности сопоставления колонок 187 и 188, которую отстаивал Меллис, и ссылается на признаки оползания и отложения осадков из суспензионных потоков. Олаусон отмечает, что колонка 188 оканчивается на глубине 870 см в слое пепла с показателем преломления минералов 1,52.

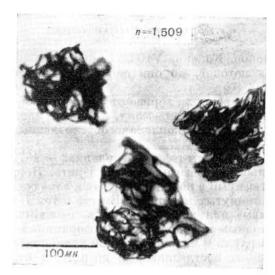
#### прослои тефры

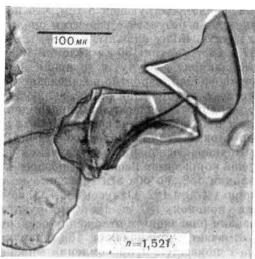
Как верхний, так и нижний прослои тефры, обнаруженные в колонках «Вимы» и «Альбатроса», состоят из принесенных ветром прозрачных, мелких пепловых частиц (фиг. 4). Ближайший источник вулканического материала — вулкан Санторин. Он находится на расстоянии 100 км от мест взятия колонок 58, 49 и 50. Более 95% вулканического пепла представлено бесцветным вулканическим стеклом; остальная часть материала состоит из пироксенов и небольшого количества кристаллов плагиоклазов.

#### Показатель преломления

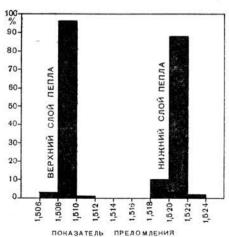
Пробы пепла были прокипячены в 20%-ном растворе перекиси водорода и просеяны. Показатель преломления вулканического стекла определялся во фракции 0,125—0,088 мм. Для показателей преломления, полученных из материала каждого образца, строились кумулятивные кривые и производные гистограммы. Все 15 проб из нижнего горизонта пепла дали почти одинаковые результаты (табл. 3, фиг. 5). Три образца верхнего пеплового горизонта из колонок 52, 58 и 59 также дали сравнимые результаты.

22-691





 $\Phi$  и г. 4. Микрофотография верхнего и нижнего прослоев пепла. В минералах верхнего слоя (n=1,509), как правило, пузырчатой текстуры, часты включения газа и жидкости. В нижнем слое (n=1,521) включения встречаются реже.



Фиг. 5. Гистограммы показателей преломления вулканического стекла верхней и нижней тефры из колонки V 10-58.

Показатель преломления определялся при естественном освещении.

Таблица 3 Показатели преломления вулканического стекла нижней и верхней тефры глубоководных отложений

	V.	Нижня	я тефра			Верхня	я тефра				
Колонка	np	оцентное ча <b>с</b> ти	е содержа п <b>с</b> п	ание	процентное содержание частиц с n						
	< 1,518	<1,520	< 1,522	< 1,524	< 1,506	< 1,508	< 1,510	< 1,512			
V10-69	0	5	99	100							
V10-68	0	0	96	100							
V10-67	0 0 0 0 1 0 0 0	0 5 4 0 5 4 4 0 6	99	100							
V10-76	0	4	90	100							
V10-65	0	0	100	100							
V10-64	1	5	90	100							
V14-132	0	4	98	100							
V10-48	0	4	99	100							
V10-60	0	0	99	100							
V10-79	0	6	97	100							
V10-50	h 2 1	:255	1000	4000mm	0	2 3	97	100			
V10-58	0	10	97	100	0	3	99	100			
V14-131	0	0	95	100	1000		1574004341	-1070707			
V10-52					0	5	95	100			

### Размер частиц

Образцы для гранулометрического анализа отбирались из нижней части каждого прослоя тефры. В колонках 58 и 49, где тефра представлена более мощным прослоем, образцы отбирались как из нижних, так и из верхних частей пеплосодержащего горизонта. Из колонки 50, где тефра имеет мощность 212 см, было отобрано и проанализировано 9 проб. Образцы пепла весом около 5 г обрабатывались 10—15%-ным раствором соляной кислоты. Содержание карбоната кальция изменялось при этом от 5 до 25%. Оставшаяся часть рассматривалась как чистый пепел и просеивалась. Результаты гранулометрического анализа верхнего и нижнего прослоев тефры сведены в табл. 4 и 5 и на фиг. 6 и 9.

Таблица 4 Гранулометрический состав нижней тефры (n=1,521) глубоководных отложений

10000	Процентное содержание частиц (мк)						
Колонка	> 350	> 250	> 177	> 125	> 88	> 53	> 38
V10-69	2,1	6,8	12,4	22,0	32,9	48,7	59,9
V10-68	.500	38	1,8	4,5	16,3	31,2	42,0
V10-26	1	0,2	1,1	6,1	16,6	30,0	35,6
V10-67		11.50011	0,1	4,5	13,9	30,5	42,2
V10-65			0,9	6,2	19,7	39,7	53,9
V10-64			0,2	3,1	13,9	31,9	46,3
V14-132			0,1	3,0	14,2	35,8	49,8
V10-48		0,1	1,1	8,1	19,6	36,8	49,7
V10-60	1	1.000	0,5	2,1	5,1	13,3	27,8
V10-49 (верх)	1			0,6	3,8	18,4	34,9
V10-49 (низ)			0,1	1,5	9,4	30,0	48,7
V10-58 (верх)			48 10	2004	2,4	9,6	20,8
V10-58 (низ)			0,1	1,5	8,8	32,1	49,7
V14-131				0,1	0,9	7,2	15,0

Таблица 5 Гранулометрический состав верхней тефры (n=1,509) глубоководных отложений

Колонка	Процентное содержание частиц (мк)						
	> 250	> 177	> 125	> 88	> 53	> 38	
V10-58 (верх) V10-58 (низ) V10-52 V10-50 (см. фиг. 9)		1,0	0,1 4,6	0,7 12,1	0,2 14,2 19,5	1,3 26,8 25,1	

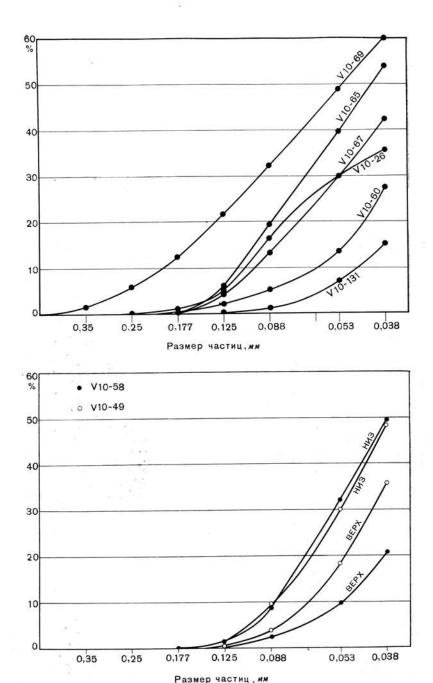
#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕФРЫ И ИСТОЧНИК ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Размеры частиц и мощность прослоя тефры являются функцией расстояния от ее источника и направления ветра. Поэтому карты изопахит [72, 73, 12, 13, 16] стали основным средством изучения распределения пепла с момента установления стратиграфической корреляции. В отдельных случаях по направлению и скорости ветров больших высот можно установить общую схему транспортировки материала от вулканического источника к морю. Однако поверхностные и придонные течения, а также рельеф дна могут оказывать существенное влияние на распределение и концентрацию отложившегося пепла в каждом конкретном районе.

### Нижняя тефра

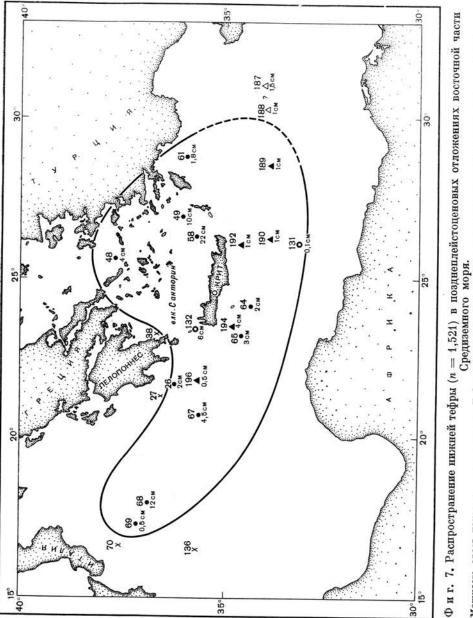
Горизонт нижней тефры (n = 1,521), переслаивающейся с позднеплейстоценовыми отложениями, содержится в 17 колонках <sup>1</sup>. Наиболее мощные прослои нижней тефры обнаружены в колонках 58 и 49. Первая из них получена на абиссальной равнине северо-восточнее Крита, вторая — на краю абиссальной равнины к северо-западу от острова Карпатос. Ближайший вулкан от места взятия указанных колонок (соответственно 115 и 140 км) — вулкан Санторин (активно действующий в настоящее время). который и может рассматриваться как источник нижней тефры. Распространение нижней тефры (фиг. 7) свидетельствует о том, что в течение позднеплейстоценовых извержений Санторина господствующим направлением высотных ветров было восточное. Принимая мощность около 1 мм как предел для распознавания белого пепла в колонках, можно заключить, что практически максимальное расстояние, на которое переносился пепел ветром с высокими скоростями, составляет около 1000 км от источника. По данным карты на фиг. 7 можно заключить, что нижняя тефра Санторина (n=1.521)почти не достигала восточной части Тирренского моря и Африканского побережья и не образует там слоя, сколько-нибудь превышающего 1 мм. К северу, востоку и югу от Санторина максимальные расстояния, на которые мог переноситься пепел, способный образовать прослои мощностью больше 1 мм, составляют около 300-400 км.

Все острова в Эгейском море, включая Крит, расположенные в радиусе  $200~\kappa m$  от Санторина, должны были быть покрыты слоем эолового пепла мощностью несколько сантиметров. Значительные количества частиц вулканического пепла с n=1,521 должны быть обнаружены в позднеплейстоценовых отложениях этих островов.



Фиг. 6. Кумулятивные кривые гранулометрического состава нижней тефры. На верхнем рисунке показаны результаты некоторых анализов пепла из нижних частей более тонких прослоев. На нижнем — приводятся результаты анализа пепла из верхних и нижних горизонтов более мощных прослоев колонок V10-49 и 58. Частицы пепла имеют заметную сортировку по крупности.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Нижние пепловые горизонты в колонках 187 и 188, полученных на «Альбатросе», не рассматриваются.



вулкана Санторин примерно 25 000 лет сантиметрах. Тефра образовалась назад. Мощность

ТЕФРА ОСТРОВА САНТОРИН

#### 343

## Верхняя тефра

Пять колонок, содержащих верхний слой тефры  $^1$  (n=1,509), расположены в районе к юго-востоку от Санторина (фиг. 8). Фиг. 8 позволяет предполагать, что верхняя тефра, подобно нижней, возникла в результате извержения Санторина. Вместе с тем высотные ветры, транспортировавшие верхнюю тефру, дули с северо-запада. Верхняя тефра имеет наибольшую мошность в колонках 50 и 58, поднятых с абиссальных равнин (фиг. 2, 9, 16 и табл. 6). Судя по карте (фиг. 8) распределения верхней тефры, пепел. составляющий этот горизонт, не достигал берегов Египта, Палестины или

Таблица 6 Медианный диаметр частиц и мощность тефры глубоководных отложений

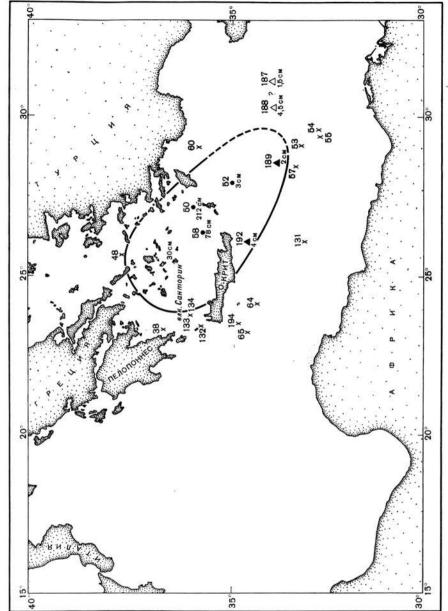
		Верхняя тес	pa (n = 1,509)	Нижняя тефра (n = 1,521)		
Номера п/п	Колонка	мощность, см	медианный диаметр, мк	мощность, см	медианный диаметр, мк	
1	V10-69	_	_	0,5	51	
2	V10-68	_	_	12	30	
1 2 3 4 5 6 7 8	V10-26	-	· -	12 2 4,5	< 30	
4	V10-67	_	_	4,5	30	
5	Alb-196	_	-	0,5	Данных нет	
6	V10-65			0,5 3 4 2 6 4 1,8	40	
7	Alb-194	_		4	Данных нет	
8	V10-64		_	2	33	
9	V14-132	_	1 <u>-2</u>	6	38	
10	V10-48	_	_	4	38	
11	V10-60	-	_	1,8	< 30	
12	V10-49	<del></del>	I 1	10	36	
13	V10-50	212	(См. фиг. 9)	-	_	
14	V10-58	78 3	30	22	38	
15	V10-52	3	30	_	_	
16	V14-131	_		0,1	< 30	
17	Alb-192	4	Данных нет	1	Данных нет	
18	Alb-190	_	» »	1	» »	
19	Alb-189	2	» » » »	1,5	» »	
20	Alb-188	(4,5)	» »	(1)	» »	
21	Alb-187	(1,5)	» »	(1,5)	» »	

Ливана, чтобы отложиться там в виде прослоя, несколько превышающего 1 мм. Следовательно, максимальное расстояние, на которое переносился пепел верхней тефры, составляло практически не более 700 км.

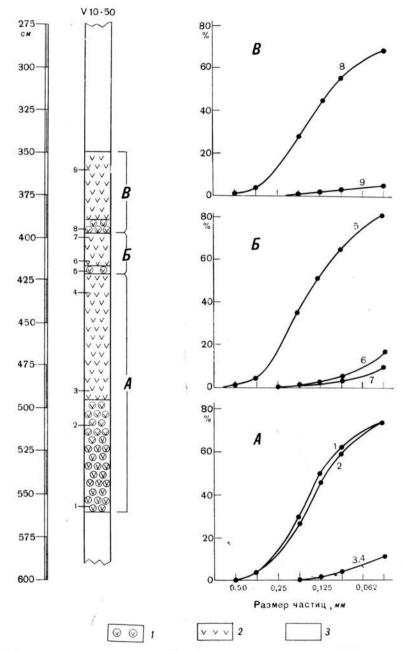
Слой верхней тефры, из колонки 58, имеющий мощность 87 см, представлен тонкозернистым вулканическим пеплом, который несколько крупнее в нижней части горизонта и мельче в верхней. Слой содержит 14—18% тонкого карбонатного осадка и 2% птеропод и фораминифер, концентрирующихся в верхней части слоя. Присутствия инородных минералов не обнаружено. Поэтому участие в формировании тефры суспензионных потоков или придонных течений должно быть исключено.

Концентрация тефры на абиссальной равнине к северо-западу от острова Карпатос представляет наиболее трудную проблему из-за особенности внутренней текстуры тефры, обусловленной вкраплением в ее массу 14-15% карбоната кальция. Отдельные скопления птеропод были обнаружены в образцах 2 и 5 (фиг. 9). Пепел более чем на 95% состоит из вулканического стекла с показателем преломления 1,509. В этом слое можно различить 6 отдельных горизонтов — три крупнозернистых и три тонкозернистых —

<sup>1</sup> См. предварительное описание колонок 187 и 188.



Распространение верхней тефры (n=1,509) в постилейстоценовых Средиземного моря. показана слоев Фиг.



 $\Phi$  и г. 9. Диаграмма текстуры и графики гранулометрического состава верхней тефры в колонке V10-50 (n=1,509), полученной с абиссальной равнины северо-западнее острова Карпатос.

1- крупный вулканический пепел; 2- тонкий вулканический пепел; 3- карбонатные отложения.

с резкими контактами между ними. Такая текстура не является, по-видимому, следствием переотложения. Возможно, однако, что слой образовался в результате трех последовательных извержений Санторина  $(A,\ B\ u\ B)$  на

фиг. 9).

Колонка V10-49 была получена в зоне абиссальных холмов, северозападнее колонки 50 (см. фиг. 16). Она состоит из 40 см карбонатных отложений, которые подстилаются горизонтом постледникового заболачивания. На глубине 30 см в колонке обнаружен тонкий прослой из птеропод. В современных отложениях колонки прослоев тефры не обнаружено. Колонка V10-51 получена на северном склоне подводного цоколя острова Карпатос с глубины 764 м. Она представлена карбонатными отложениями с прослоями песчаного материала, перенесенного суспензионными потоками. Вместе с тем колонка 52, взятая юго-восточнее острова Карпатос, содержит прослой верхней тефры мощностью 3 см 1.

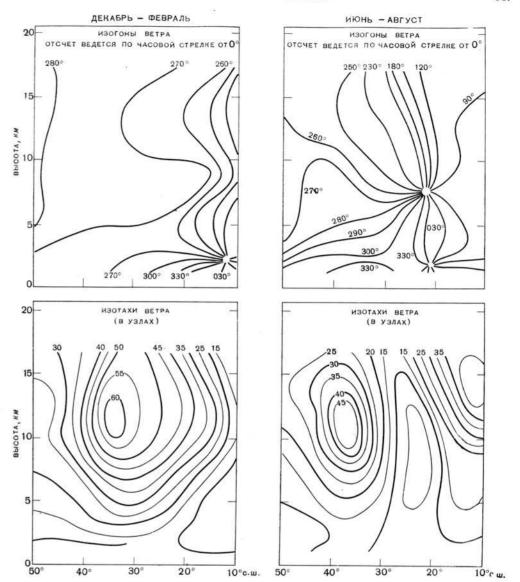
Во время крупного послеледникового извержения острова группы Санторин были покрыты слоем тефры мощностью 30 см [18]. Вулканический пепел, покрывающий современные известняки на острове Парос из группы Кикла-

дов. отмечен Сандером [70].

Слой тефры мощностью 5 м, обнаруженный на северо-восточном склоне подводного цоколя острова Анафи, отложился, согласно Мариносу и Мелидонису [42], благодаря цунами, вызванному крупным постледниковым извержением Санторина. Авторам данной статьи не известны сколько-нибудь систематические исследования тефры в грунтах островов Эгейского моря, что позволило бы распространить схему расположения тефры на другие районы.

## Перенос тефры

Первые вулканические извержения часто выбрасывают большие количества пепла на высоту до 50 км. Дальнейшее его распределение зависит от направления и скорости высотных ветров. Геострофические воздушные токи северного полушария, проходящие над вулканом Санторин от сентября до мая, имеют преимущественно восточное направление, причем максимальные скорости приходятся на зиму. В летние месяцы в этом районе преобладают северные ветры (фиг. 10). Фиг. 7 и 8 свидетельствуют о том, что нижняя тефра переносилась в основном восточными геострофическими воздушными токами, а во время переноса верхней тефры преобладали северо-западные ветры. Совмещенный график логарифмической зависимости расстояния от размеров частиц указывает на систематическую связь этих двух величин (фиг. 11). Нижняя тефра западнее Санторина соответствует верхнему пределу размерности частиц для данного расстояния. Это обстоятельство указывает на перенос материала ветрами высокой скорости, что в свою очередь свидетельствует об извержении вулкана в зимнее время. Верхняя тефра отлагалась в области более низких скоростей ветра. Это согласуется с известной метеорологической схемой летних северо-западных пассатных ветров, имеютих сравнительно низкие скорости. Черные треугольники на фиг. 11 показывают распределение базальтовой тефры в глубоководных отложениях Южных Сандвичевых островов [50]. Более крупнозернистая и плотная тефра Южных Сандвичевых островов переносилась на такие же расстояния, как тонкозернистая и более легкая андезитовая тефра Санторина. Это позволяет предполагать, что высотные западные ветры над морем Скотия достигали больших скоростей, чем ветры, переносившие пепел Санторина.



Фиг. 10. Направление и скорость геострофических воздушных токов в поясе, перекрывающем вулкан Санторин [74].

Восточные ветры дули большую часть года, с сентября до мая, с максимальными скоростями в зимнее время (левая половина фигуры). Северные ветры, этезианские, дули в течение трех летних месяцев (правая половина фигуры).

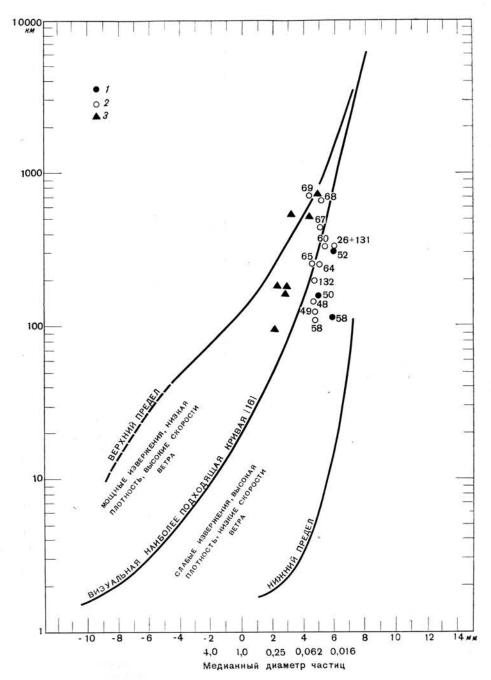
#### ДАТИРОВАНИЕ СЛОЕВ ТЕФРЫ

Микропалеонтологические исследования колонок грунта из восточной части Средиземного моря [58, 45] показали, что пепел нижней тефры выпадал в течение последнего оледенения, а верхней — в постплейстоценовое время (фиг. 3 и 12).

#### Нижняя тефра

Послеплейстоценовое заболачивание происходило 7000—9000 лет назад [54, 57]. Возраст карбонатных отложений, залегающих вблизи границы послеплейстоценового заболоченного горизонта (V10-67), составляет по С<sup>14</sup>

 $<sup>^1</sup>$  Насколько известно из опубликованных данных и коллекции колонок Ламонтской геологической обсерватории, верхняя тефра (n=1,509) в колонках V10-50 и 58 представлена наиболее мощными горизонтами среди других глубоководных отложений.



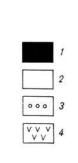
Фиг. 11. График логарифмической зависимости медианного диаметра частиц от расстояния от источника тефры [16].

По ординате отложено расстояние от вулканического источника. График показывает, что вулкан Санторин является возможным источником как для нижней, так и для верхней тефры. верхний слой пепла Санторина; 2 — нижний слой пепла Санторина; 3 — пепел из района Южных Сандвичевых островов.

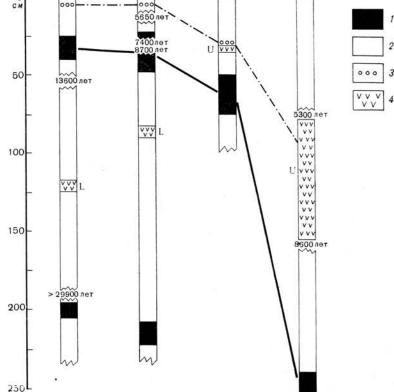
ТЕФРА ОСТРОВА САНТОРИН

V10-64

V10-67



349



Ф и г. 12. Абсолютный возраст нижней и верхней тефры восточной части Средиземного моря по радиоуглеродному методу.

1 — горизонты послеледникового заболачивания; 2 — карбонатные отложения; 3 — птероподовые слои; 4 — верхняя и нижняя тефра.

13 600 ± 700 лет (фиг. 12). Возраст карбонатных отложений в той же колонке, залегающих непосредственно над горизонтом последнего плейстоценового заболачивания, составляет по  $C^{14}$  больше 29 900  $\pm$  3000 лет [55]. Вместе с тем возраст карбонатных отложений, залегающих между прослоями нижней тефры и горизонтом последнего плейстоценового заболачивания, в колонке Alb-189 (фиг. 2) оценивается по радиоуглеродному методу в более чем 32 000 лет [67]. Приведенные данные позволяют предполагать, что отложение нижней тефры произошло по крайней мере 25 000 лет назад.

#### Верхняя тефра

Было показано, что прослой из птеропод, залегающий в последениковых карбонатных отложениях, может быть прослежен в колонках грунта от Сицилии до Эгейского моря. В колонках, содержащих верхнюю тефру, прослой из птеропод ассоциирует с этой тефрой. В колонке большого диаметра V10-64 птероподовый прослой встречен на расстоянии 5 см от верха колонки, а возраст карбонатных отложений между 8 и 15 см от верха колонки составляет по радиоуглеродному методу  $5650 \pm 400$  и  $5870 \pm 300$  лет [54]. Следовательно, возраст птероподового прослоя менее 5000 лет. В колонке V10-58 птероподы рассеяны на поверхности горизонта верхней тефры, точно так же. как и в верхних 10-15 см карбонатных осадков, залегающих непосредственно над прослоем верхней тефры. Карбонатные отложения непосредственно под слоем верхней тефры в колонке 58 имеют по  $C^{14}$  возраст  $8600 \pm 100$  лет. Этот возраст является аномально высоким по отношению к горизонту послеледникового заболачивания. Определения по радиоуглеродному методу абсолютного возраста карбонатных отложений той же колонки, залегающих непосредственно над верхней тефрой, показывают возраст  $5300 \pm 200$  лет. Эта дата мала по сравнению с  $8600 \pm 100$  лет, хотя отложения, подстилающие и перекрывающие слой тефры, должны иметь примерно одинаковый возраст. Вместе с тем цифра  $5300 \pm 200$  лет высока по отношению к возрасту отложений, залегающих в колонке V10-64 ниже прослоя из птеропод.

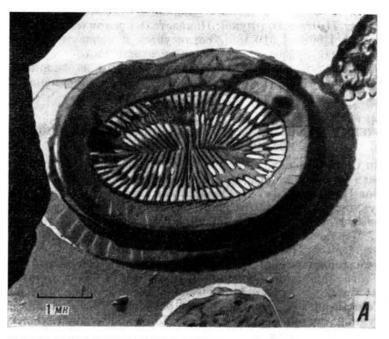
Противоречивые цифры абсолютного возраста, полученные для колонки V10-58 по радиоуглеродному методу, могут указывать на смешение современных карбонатных отложений этой колонки с более ранним осадочным материалом. Необходимо заметить, что колонка была получена на абиссальной равнине. В колонке 58 был изучен 15-сантиметровый слой отложений, залегающих непосредственно над прослоем верхней тефры. Оказалось, что отложения содержат 1,3% птеропод и фораминифер, 47,4% карбоната кальция (<72 мк) и 51,3% глин. Тонкая фракция карбонатных отложений исследовалась Мак-Интиром под электронным микроскопом. Он отмечает:

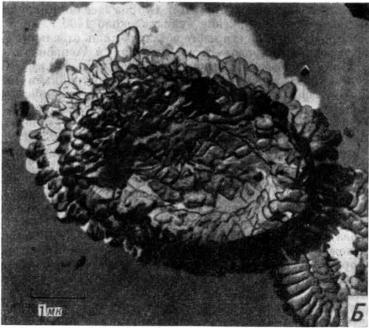
«Образцы из горизонта 60-75 см, залегающего в колонке V10-58 непосредственно над верхней тефрой, были приготовлены на платино-угольных пластинах и затем просмотрены под электронным микроскопом Филиппса. Фауна состоит из трех отдельных комплексов мельчайших ископаемых. Первый из них — группа современных кокколитов, хорошо определимых и не имеющих следов разрушения. Они представлены формами Syracosphaera pulchra (Lohman) (фиг. 13, A) и Helicosphaera carteri (Wallich). Большая же часть всей фауны представлена группой кокколитов, которые разрушены и указывают на вторичную кристаллизацию; хотя, вероятно, кокколиты последеникового возраста свидетельствуют о смешении видов. Формы, показанные на фиг. 13, Б, являются если не Syracosphaera pulchra, то по крайней мере родственными ей. При сравнении их с неразрушенными формами, показанными на фиг. 13, А, заметны эффекты вторичных изменений. Наконец, незначительная доля общей нанофауны, составляющая менее 0,5%, более древняя, возможно верхнемиоценовая. Эта фауна представлена плохо сохранившимися кокколитами и дискоастерами, из которых были определены Discoaster challengeri (Bramlette et Sullivan) и D. brouweri (Tan Sin Hok).

Но мы пока еще не можем провести различий между постплейстоценовой и плейстоценовой фаунами или оценить точно процентное содержание фаунистических комплексов, составляющих смесь».

Примесь 20% детритового материала может, по-видимому, объяснить аномальные значения абсолютного возраста для колонки V10-58 [56]. По нанопланктону нельзя дать достоверной количественной оценки материала, тем не менее можно сказать, что присутствие переработанных, фактически миоценовых, форм значительно.

Верхняя тефра образовалась, очевидно, менее 5000 лет назад. Крупнейшим вулканическим извержением в восточном бассейне Средиземного моря за последние 5000 лет, которое может быть доказано геологически, было извержение Санторина. В результате этого извержения возникла одна из крупнейших кальдер на земном шаре. Оно датируется временем  $3050 \pm 150$  лет или  $3370 \pm 100$  лет назад. Обе даты получены путем определения абсолютного возраста по  $\mathbf{C^{14}}$  куска дерева, найденного под 30-метровой толщей пепла, покрывающего острова группы Санторин. Вторая дата  $3370 \pm 100$  лет может рассматриваться как наиболее вероятная, поскольку была получена после удаления из дерева гумидной кислоты [22, 23, 27]. Согласно Фуко [18], Реку [65] и другим, мощный слой пепла отложился одновременно





Фиг. 13. Отпечатки мельчайшей ископаемой фауны на платиново-угольных пластинках размером 60—75 см. Колонка V10-58.

A — Syracosphaera pulchra (Lohman); B — Helicosphaera carteri (Wallich).

няя тефра).

с образованием кальдеры. Этот пепел на 97% состоит из бесцветного вулканического стекла и на 3% из плагиоклаза и пироксена; аморфная часть пепла содержит 71,0% SiO<sub>2</sub> (Фуко). Показатель преломления вулканического стекла, равный 1,500-1,510 [85], согласуется с показателем преломления минералов верхней тефры глубоководных отложений.

Опираясь на эти данные, слой верхней тефры из колонок восточной части Средиземного моря можно считать идентичным слою пепла мощностью

30 м, покрывающего острова группы Санторин.

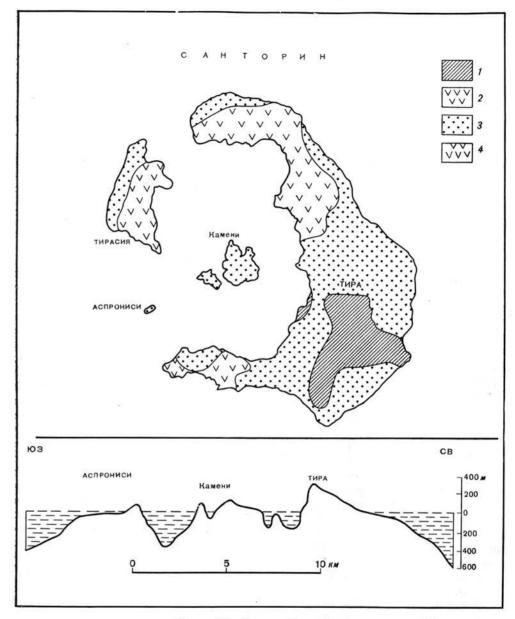
#### ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА САНТОРИН И ОБРАЗОВАНИЕ СЛОЕВ ТЕФРЫ В ГЛУБОКОВОЛНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Вулкан Санторин находится в 120 км к северу от острова Крит и возвышается над уровнем моря в виде группы островов самого южного окончания островов Киклады (фиг. 1). Он располагается в пределах дуги, по-видимому, потухших вулканов Эгейского моря. Геология и тектоника Санторина, который относится к вулканам типа Кракатау [83, 84], рассматривалась Фуко [18], Ктенасом [37], Вашингтоном [79], Окономидисом [51], Реком [65], Георгаласом и Папастаматиу [30] и другими.

Согласно геологическим исследованиям, первоначальный остров Санторин, до того как на нем возник вулкан, был сложен метаморфическим комплексом мраморов и кристаллических сланцев, известных в настоящее время у Сент-Илиаса и Меса-Воуно на острове Тира. С конца третичного периода вулкан постепенно рос в результате последовательных извержений, а в постледниковое время превратился в большой вулканический остров. Его назвали Стронгили (круглый). Остров заселили минойпы (Minoan population), но мощное извержение вулкана около 1400 г. до н. э. разрушило остров Стронгили, а на его месте остались лишь отдельные фрагменты, получившие названия островов Тира, Тирасия и Аспрониси. Во время этого извержения образовалась кальдера площадью 83 км². Фрагменты распавшегося острова вместе с разрушенными постройками были погребены под слоем тефры мошностью 30 м. Формирование верхнего слоя тефры в глубоководных отложениях относится к этому мощному извержению. После минойской эпохи подводные извержения в центре образовавшейся кальдеры продолжались с перерывами до 197 г. до н. э., когда над водой появился остров Камени (фиг. 14). Последующие надводные извержения происходили в 46, 60, 726, 1457, 1508, 1573, 1650, 1707—1712, 1866, 1925— 1926, 1928, 1939—1941 и 1950 гг. Все эти извержения, по-видимому, не вызывали накопления слоев тефры в глубоководных отложениях далее чем в 100 км от острова. Постепенное заполнение кальдеры со времени минойского извержения привело к возрождению прежней формы Санторина в виде нового острова Стронгили. Поскольку существует два слоя тефры в глубоководных отложениях, резонно предположить, что вулкан Санторин дважды принимал форму круглого острова Стронгили и дважды распадался, а именно в позднеплейстоценовое время (нижняя тефра) и минойскую эпоху (верх-

Основываясь на существовании двух слоев тефры и сведениях об исторических извержениях вулкана, можно наметить цикличность в развитии острова Санторин.

1. В период, предшествующий послеплейстоценовому извержению, когда образовался слой нижней тефры, вулканический остров рос благодаря последовательным извержениям магмы. Однажды магматический канал оказался «закупоренным» магмой, что препятствовало выходу газов и паров жидкостей. Они накапливались под покровом магмы до тех пор, пока сильный взрыв не расколол остров и огромные массы пара и газов не вырвались наружу. Во время этого извержения были выброшены огромные коли-



Фиг. 14. Вулкан Санторин.

Острова Тира, Тирасия, Аспрониси представляют собой остатки вулканического острова Стронгилираврушенного около 1400 г. до н. э. во время минойского извержения. Кальдера площадью 83 км2 была образована вследствие погружения блока острова объемом свыше 60 км². Слой тефры мощностью 30 м, названный «пуццоланой», под которой были погребены минойские поселения на островах Тира и Тирасия, коррелируется с верхней тефрой (n = 1,509) глубоководных отложений. Острова Камени сформировались при последующих извержениях с 197 г. до н. э. Геологические карты составлены по данным Фуко [18], Окономидиса [51] и Река [65]. Профиль дан по Галанопулосу [24, 251].

по Галанопулосу [24, 25].

Примечание. Острова Камени заштрихованы неверно. Они сложены андезитами послеминойского возраста.

1 — мрамор и кристаллические сланцы; 2 — андезиты; 3 — тефра; 4 — послеминойские андезиты.

чества тефры, частично отложившиеся на дне моря в виде слоя нижней тефры.

2. Новый цикл последовательных извержений начался в центре образовавшейся кальдеры, заполнение которой привело к возрождению острова Стронгили. На этот остров проникла минойская цивилизация. Разрушение острова произошло в результате взрыва газа, накопившегося под вулканом. Снова были выброшены огромные массы вулканического материала, отложившегося в глубоководных осадках в виде слоя верхней тефры.

3. Последующие извержения Санторина в историческое время привели к заполнению минойской кальдеры массами вулканического материала, выступающего над уровнем моря в виде островов Камени (фиг. 4). Дальнейшее заполнение кальдеры может привести в будущем к образованию нового острова Стронгили и третьему крупному извержению.

Низы колонок донных отложений соответствуют времени от 250 000 до 500 000 лет назад или уходят еще дальше в глубь геологической истории. В течение этого периода было лишь два крупных извержения: первое приблизительно 25 000 и второе, минойское, около 3400 лет назад.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИСТОРИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ САНТОРИНА

Классические историки Греции и Рима отмечали все извержения Санторина, начиная с 197 г. до н. э., когда в центре кальдеры над поверхностью воды показался остров Камени (фиг. 14). Извержения вулкана, относящиеся к средним векам, детально описаны Пиго [59]. Все извержения вулкана в историческое время описывались как катастрофические для населения острова Тира. Крупнозернистая тефра, лапилли, вулканические бомбы и глыбы выбрасывались на расстояние до 3 км от вулкана. Тонкий пепел распространялся над островами Эгейского моря, а иногда отмечался даже в Анатолии. Обильные газы и пары временами были настолько сильно насыщены сернистым водородом, что вызывали у людей удушье, частые обмороки, сильные головные боли и рвоту. Насыщенные газами пары переносились ветром, и все эти явления отмечались иногда на расстоянии до 96 км от вулкана. Белые стены домов от соприкосновения с такими парами и газами становились зелеными и ржаво-красными. Подводные выделения паров и газов окращивали морскую воду в красный и зеленый цвета и отравляли массу рыбы. Такое окрашивание воды наблюдалось на расстоянии до 32 км от Санторина. Пиго описал источник термальной воды, связанный с вылелениями паров и газов на острове Камени. Общирный район вокруг источника покрывался временами окислами железа, ярко выраженного ржавокрасного цвета. В одном случае язык зеленой воды протягивался от источника на 5 км. Минеральная вода источника с температурой 45—56° С содержала железа больше, чем любой другой источник в Греции и Азии (табл. 7) [59, стр. 262].

Химические анализы показывают, что термальные воды кратера Санторина содержат значительные количества железа и серы. Во время извержений выбрасывались газы и пары, обогащенные этими элементами. Окрашивание белых стен и морской воды может быть объяснено присутствием сульфата железа зеленого цвета, который в процессе окисления превращался в окись железа ржаво-красного цвета.

Физиологическое влияние паров и газов в морской воде и атмосфере, как, например, отравление рыбы или отравление, обмороки, сильные головные боли и рвота у людей, также может быть объяснено воздействием сульфата железа. Коронья [7] исследовал влияние выделений во время извержения Санторина в 1866 г. Он установил, что пары, газы и пыль вызывали у населения, живущего вокруг вулкана, конъюнктивит, ангину, бронхит и нарушение пищеварения. Была уничто жена также растительность. Брун

Таблица 7 Химический состав термальной воды на острове Камени [59]

Соль	0/0	
FeCO <sub>3</sub> CaCO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Mg <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Mg <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> NaCl CaCl <sub>2</sub> FeS <sub>2</sub> I Осадок В <sub>2</sub> Угольная кислота Сернистая кислота Окись железа (в осадке)	13,3 1,9 0,4 11,4 66,7 5,0	
Bcero	100	

[6] определил, что между островами Тира и Камени температура морской воды была  $50-60^{\circ}$  С и что эта окисленная вода уничтожила значительное количество диатомовых, которые вместе с окислами железа образовали интересный тип геологических отложений.

Все извержения вулкана в историческое время сопровождались цунами, вызывавшими сильные разрушения на берегах Эгейского моря. Извержения Санторина, подобно другим вулканам типа Кракатау, сопровождались сильными взрывами газа. Во время извержения 1650 г., например, взрыв был настолько силен, что его слышали у Дарданелл, на расстоянии 500 км от Санторина.

Вместе с тем крупнейшее минойское извержение Санторина не было известно ни в классическую эпоху, ни в средние века. Пиго [59] оказался, по-видимому, первым историком, который понял, что пространство между островами Тира, Тирасия и Аспрониси из санторинской группы представляло собой кальдеру, образованную в результате распада вулканического острова в доисторическое время. Фуко [18] провел первое полное геологическое изучение вулкана, и с тех пор Санторин стал одним из наиболее изученых вулканов мира.

## минойское извержение санторина

#### Геология

Кальдера Санторин по сравнению с кальдерами Кюсю (табл. 8) невелика, но она обширнее, чем кальдера Кракатау. Исследования Фуко [18] и Река [65] на Санторине и Вербика [76], Сименса [71] и других на Кракатау показали, что механизм формирования кальдер обоих вулканов был сходен.

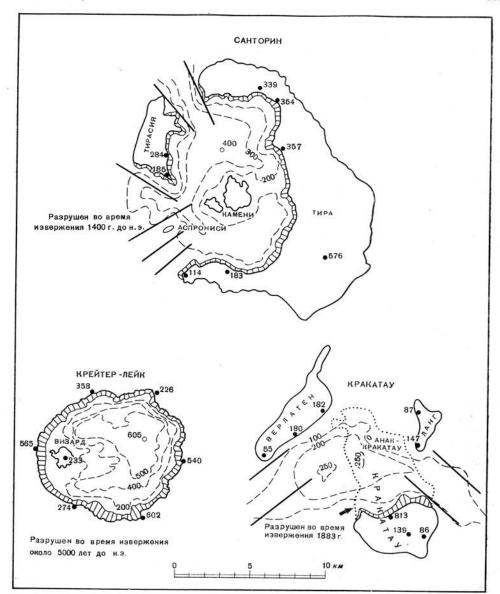
Вулканический остров Кракатау образовался в результате серии последовательных извержений в кальдере доисторического возраста. После-200-летнего периода затишья мощное извержение 1883 г. продолжительностью порядка трех месяцев разрушило первоначальный остров Кракатау, имевший площадь 23 км² (фиг. 15). При этом ни до, ни после извержения

Таблица 8 Кальдеры типа Кракатау

Вулкан	Площадь, км²		
Кюсю { Айра Эсо Ибусуки Кикаи	429 379 325 230		
Санторин	83		
Крейтер-Лейк	69		
Аскья	45		
Кракатау	23		

не отмечалось сколько-нибудь значительных землетрясений. Извержение началось внезапно в мае и продолжалось три дня. Из вулкана выбрасывались газ, пары, тефра, и все это сопровождалось сильным грохотом и вызывало разрушительные воздушные волны. После сравнительного затишья извержение достигло своего максимума в течение двух дней августа. В эти лни наступила полная темнота, а вулканическая пыль, газы и пары, насышенные запахом серной кислоты, покрыли обширные районы Явы и Суматры. Эта конечная стадия извержения завершилась распадом северной части острова. Максимальная мощность тефры, отложившейся после извержения, составила 30 см. Согласно Вербику [76], тефра состояла на 95% из пемзы и пепла, выброшенных из жерла вулкана, и только 5% ее было представлено материалом пород первоначального острова Кракатау. На основании этого факта Вербик сделал вывод, что кальдера Кракатау образовалась в результате погружения северной части острова в частично опустевший после извержения тефры, паров и газов магматический очаг. Цунами, вызванное разрушениями острова, достигло на соседних берегах Явы и Суматры высоты 35 м. Оно разрушило 295 городов, а вследствие затопления погибло почти все население прибрежных районов — около 36 000 человек. В течение короткого времени цунами отмечалось на берегах почти всех океанов. В зависимости от длины волны воздушные волны либо порождали ужасающий грохот, либо даже вызывали разрушения. Грохот был слышен на площади, составляющей 1/13 часть земного шара. Воздушные ударные волны разбили стекла в окнах на расстоянии 150 км, а в некоторых случаях были повреждены старые дома на расстоянии 800 км от Кракатау. В наступившей полной темноте люди зажигали лампы, что в свою очередь явилось причиной пожаров. Тончайшая пыль (тефра) разносилась геострофическими воздушными течениями по всему земному шару, вызывая в течение нескольких лет солнечные затмения. Согласно Векслеру [81, 82], пыль составила одну треть общего объема тефры, выброшенной из Кракатау. Было установлено, что энергия, высвободившаяся при извержении Кракатау в 1883 г., значительно превышала энергию любого вулканического извержения исторического времени.

Кальдера площадью 83 км² и слой тефры мощностью 30 м на островах Тира, Тирасия и Аспрониси позволяют предполагать, что минойское извержение Санторина было значительно сильнее и, по-видимому, более катастрофично, нежели извержение Кракатау в 1883 г. Согласно Реку [65], остров Стронгили был образован благодаря извержениям трех главных вулканических конусов (фиг. 15). Самый крупный из них, Тира, был расположен в южной части острова и выбрасывал обломочный материал. Высота конуса составляла свыше 1500 м над уровнем моря. Два других менее крупных и более молодых конуса — Тирасия и Перистерия — располагались в север-



Фиг. 15. Сравнение кальдер вулканов Санторин, Крейтер-Лейк и Кракатау.

ной части острова. Из них изливались лавовые потоки. Весь этот комплекс в период роста острова неоднократно разбивался трещинами и разломами. Минойскому извержению должно было предшествовать длительное затишье, в течение которого под вулканом накапливались магма, газ и пары. Об этом свидетельствует тот факт, что минойская тефра покоится на поверхности пород, затронутых выветриванием на большую глубину. Фуко [18] обнаружил, что, несмотря на силу извержения и близость кальдеры, дома доисторических поселений на острове Тира сохранились под слоем тефры в сравнительно хорошем состоянии. Поэтому он пришел к заключению, что извержению не предшествовали сколько-нибудь значительные землетрясения и что оно началось внезапно выбросом пемзы и пепла, засыпавших селения. Таким образом, во время распада острова часть селений вокруг кальдеры

 $<sup>\</sup>frac{1}{2}$  23 - 691

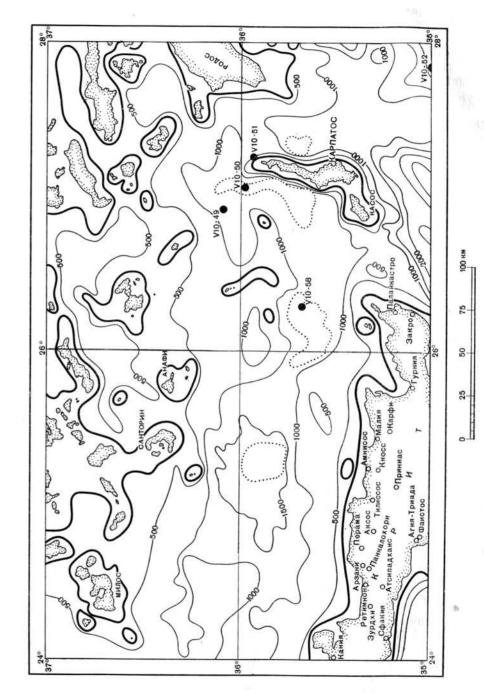
была защищена мощным слоем тефры. Фуко нашел, что лишь 3% тефры островов группы Санторина могут быть отнесены к породам, первоначально слагавшим остров Стронгили, а 97% ее состава обязано своим происхожпением магме, выброшенной из жерла вулкана. Рек различал три стратиграфических горизонта тефры: нижний, средний и верхний. Нижний слой имеет максимальную мощность 3 м, средний 5—10 м и верхний 10—30 м. Часто эти три горизонта не могут быть разделены. Стратификация позволяет предполагать, что минойское извержение Санторина происходило в три последовательные фазы с постепенным нарастанием темпов выброса тефры перед распалом острова. В глубоководных отложениях только колонка V10-50 (фиг. 9) свидетельствует о том, что все три фазы извержения характеризовались выпадением и отложением больших масс пепла на площали с радиусом более 100 км. В других колонках подобной последовательности не наблюдается. Мошность верхнего слоя тефры на островах санторинской группы и данные об извержении Кракатау в 1883 г. позволяют предполагать, что характер распределения тефры с показателем преломления 1.509 в отложениях Средиземного моря определился в основном в конечную фазу минойского извержения, предшествовавшую распаду острова.

Плошаль, покрытая пеплом минойского извержения, по некоторым оценкам составляет около 200 000 км² (фиг. 8). Пепел в колонках донных отложений очень тонкий; свыше 90% частиц имеют размер менее 62 мк. Это обстоятельство свидетельствует о значительном содержании пыли в составе тефры. Температура тефры должна была быть сравнительно низкой. Смит [69] обобщил опубликованные данные о пепловых шлаках и установил, что спекание туфа происходит при температуре 500—1000° С. Спекшиеся туфы не наблюдались на островах санторинской группы. Это говорит о том, что при минойском извержении на Санторине, так же как на Кракатау и Крейтер-Лейке, из вулканов выбрасывалась тефра с температурой не более 500° С. Андезитовая магма под островом Стронгили находилась в полузатвердевшем состоянии и при извержении распылялась взрывами сжатых газов. Облако, образовавшееся из первых выбросов газов, паров и пыли, могло быть значительно обширнее, чем площадь, над которой выпал вулканический пепел. Это облако могло покрывать весь Крит, некоторые районы Пелопоннеса и Малой Азии. Оно перемещалось северо-западными ветрами и, подобно пыли из Кракатау, разносилось по всему земному шару.

## Цунами

Галанопулос [24] суммировал все данные о цунами Эгейского и Ионического морей начиная с 479 г. до н. э. В Эгейском море цунами возникали в результате локальных землетрясений и извержений Санторина, причем последние были наиболее разрушительными. Происхождение цунами, вызванных вулканическими извержениями, стало предметом частых обсуждений. Вильямс [83], обобщивший различные данные и гипотезы, показал, что такие цунами были обусловлены образованием подводного грабена, обрушением материала с подводных склонов или с суши в море, извержением газов из подводных кратеров и падением тефры в море.

Маринос и Мелидонис [42] обнаружили слой тефры мощностью 5 м, состоящей в основном из пемзы, на высоте 250 м в верховьях долины острова Анафи, в 24 км восточнее Санторина (фиг. 16). По мнению этих авторов, слой пемзы отложился в воде, первоначально во время минойского извержения Санторина, но затем волной цунами был занесен на сушу. Это единственное предположение об амплитуде цунами, вызванного минойским извержением Санторина. Фиг. 16 показывает, что глубина Эгейского моря к северу от Санторина около 500 м, а к югу от вулкана — в среднем 1000 м. Максимальная глубина моря, свыше 1500 м, наблюдается в котловине между



Эгейского моря. части Колонки V10-50 и г равнинах (пок

23\*

Санторином и Критом. Северный берег Крита был наиболее открытым районом во время цунами, вызванного минойским извержением Санторина. Расчетная скорость волны цунами для средних глубин 1000 м составляет около 350 км/час. После распада острова Стронгили весь северный берег Крита должен был быть затоплен в течение 20—30 мин. Минойское цунами могло произвести разрушения также и за пределами Эгейского моря. Наиболее уязвимыми районами оказались берега Туниса и низкой дельты Нила (фиг. 1). При средней глубине восточной котловины Средиземного моря около 2500 м берега от Туниса до Сирии должны были оказаться под волнами цунами не более чем через три часа после разрушения острова Стронгили.

Если минойское извержение Санторина было лишь равно по мощности извержению Кракатау 1883 г., то и тогда грохот взрыва должен был быть слышен у Гибралтара, Скандинавии, в Аравийском море и Центральной Африке и даже еще дальше. Можно допустить, что звук взрыва, воздушные волны цунами и, по-видимому, землетрясения происходили одновременно с распадом острова Стронгили в течение сравнительно короткой конечной стадии извержения. К этому времени тефра, газ и пары уже были выброшены из вулкана и покрыли южную часть Эгейского и восточную часть Средиземного морей.

Представления об оптических явлениях в атмосфере, подобных необычным солнечным затмениям, окрашиванию солнца и луны, а также о метеорологических условиях на всем земном шаре в последующие после минойского извержения годы можно составить по тем эффектам, которые были вызваны пылью Кракатау и других вулканических извержений [76, 81, 82, 47].

#### **АРХЕОЛОГИЯ**

## Эгейское море

Начало доэллинской цивилизации в этом районе относится к концу неолита, около 3000 лет до н. э. Эта первая цивилизация получила название минойской. Минойская эпоха обычно подразделяется на три периода: раннеминойский (РМ), 3000—2200 лет до н. э. (медный век); среднеминойский (СМ), 2200—1550 лет до н. э. (первый бронзовый век); позднеминойский (ПМ), 1550—1180 лет до н. э. (второй бронзовый век). Падение Трои в 1180 г. до н. э. соответствует по времени началу железного века. Доисторические раннеминойская, среднеминойская и начало позднеминойской цивилизации развивались на островах Эгейского моря с политическим и культурным центром на Крите. После одновременного разрушения всех минойских городов около 1400 г. до н. э. критская цивилизация пришла в упадок и господство перешло к материковой Греции. Микенская цивилизация, возникновение которой восходит к 1400 г. до н. э., знаменует собой начало письменной истории Греции. Этот важный перелом в развитии цивилизаций Эгейского моря с археологической точки зрения представляется необъяснимым. •

Позднеминойский период (ПМ) подразделяется на ПМ-I (1550—1450 гг. до н. э.), ПМ-II (1450—1400 гг. до н. э.) и ПМ-III (1400—1180 гг. до н. э.). Разрушение всех критских дворцов относится к концу ПМ-I. Согласно Эвансу [14], Кносс оставался неразрушенным до конца ПМ-II (1400 г. до н. э.). Однако Дюссе [10], Пендлбери [60] и Хатчинсон [34] полагают, что ПМ-I и ПМ-II для Кносса соответствуют ПМ-I других дворцов, и Кносс, таким образом, мог быть разрушен одновременно с другими городами. Предполагаемой датой разрушения Крита минойской эпохи является 1400 г. до н. э. После этой катастрофы некоторые дворцы были снова заняты, но лишь частично; другие же были оставлены на века.

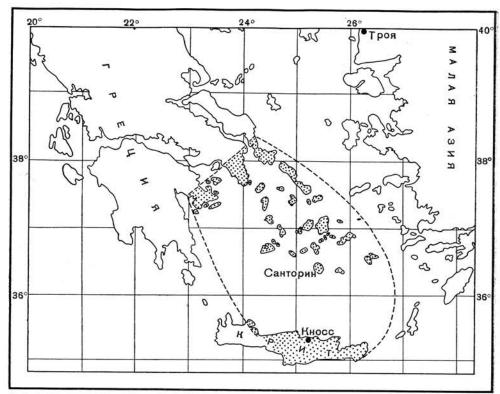
Разрушение дворцов позднеминойской цивилизации вначале рассматривалось как результат землетрясений [14]. Пендлбери [60] высказал предположение, что пожары и разрушение дворцов Крита, так же как и падение минойской цивилизации, могло быть вызвано общим восстанием населения Крита. Вместе с тем Маринатос [39] показал, что археологические данные с острова Тира свидетельствуют об одновременности двух событий — великого извержения вулкана Санторин и разрушения минойского Крита.

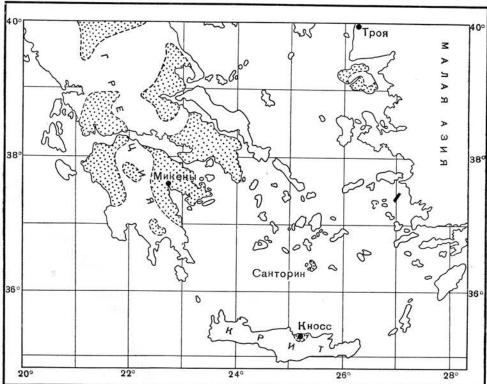
Пиго [59], первым обследовавший кальдеру Санторина, обобщил все исторические данные об этом вулкане. И хотя ему удалось воссоздать историю вулкана вплоть до времени высадки Кадмуса на остров Тира около 1400 г. до н. э., он не мог найти исторических фактов великого извержения. Вулканический пепел мощностью 30 м, получивший название «пуццолана», покрывает большую часть островов санторинской группы — Тира, Тирасия и Аспрониси (фиг. 14). Пуццолана использовалась для изготовления гидравлического цемента при строительстве Суэцкого канала. При этом в карьерах пуццоланы были найдены остатки разрушенных доисторических поселений. Фуко [17, 18] осуществил первые археологические исследования на островах Тира и Тирасия и восстановил характер цивилизации разрушенных поселений. Люди занимались хозяйством или рыболовством. Они культивировали злаки, мололи зерно, получали из олив масло, пасли стада коз и овец, ловили сетями рыбу. Они делали декоративные вазы и были знакомы с золотом и, возможно, с медью. Во время крупного извержения большая часть этих поселений вместе с центральной частью острова провалились в опустевшую магматическую камеру. Ренодин [66], изучавший санторинские вазы, найденные под пуццоланой, заключил, что поселения относятся к концу среднеминойского периода (CM-III) и началу позднеминойской (ПМ-І) цивилизации. Украшения на стенах домов поселений [61] выполнены в стиле позднеминойской (ПМ-І) цивилизации [39]. Таким образом, как исторические, так и археологические данные о Санторине свидетельствуют о том, что великое извержение, образовавшее кальдеру и слой пепла мощностью 30 м на островах санторинской группы, произошло в конце доисторического минойского периода (фиг. 17) 1.

Маринатос [39, 41] считает, что одновременное разрушение всех городов и крупных поселений на Крите, таких, как Амисос, Кносс, Малия, Гурния, Агия-Триада и другие (черные точки на фиг. 16), вызвано цунами, землетрясениями и воздушными волнами, порожденными извержением Санторина. Он полагал, что Кносс избежал сильного разрушения: «Остатки цивилизации сосредоточивались на Кноссе, где некоторое время сохранялись традиции «дворцового стиля» (ПМ-II). Другие дворцы не были реконструированы, и «дворцовый стиль» может быть обнаружен лишь в редких местах за пределами Кносса. На Крите не было каких-либо других городов или больших центров цивилизации. Культура и искусство постепенно угасали и, наконец, полностью исчезли». Ахейский король Минос, по имени которого Эванс назвал всю критскую цивилизацию с конца неолита до падения Трои, правил Кноссом во времена падения Крита. Минос, по-видимому, знал меньше о древней цивилизации Крита, предшествующей извержению Санторина, чем потом стало известно грекам.

Хатчинсон [34] принимает теорию Маринатоса о разрушении дворцов позднеминойского времени (ПМ-I) в результате вулканизма, но полагает,

¹ Проф. С. Маринатос (S. Marinatos, личное сообщение, 1965) сообщает, что предметы наиболее позднего минойского времени, найденные под нижней тефрой на острове Тира [65], не могут быть датированы позднее чем 1520 г. до н. э. Эрозия поверхности горизонта нижней тефры [65] указывает на период затишья неизвестной продолжительности, свидетельствующий о том, что конец великого извержения наступил спустя несколько лет после разрушения минойских поселений на острове Тира.





Фиг. 17. Географическое размещение цивилизаций Эгейского моря в бронзовом веке [48]. Верхний рисунок — минойская цивилизация от неолита до извержения Санторина, 3000—1400 гг. до н. э. Нижний рисунок — микенская цивилизация от извержения Санторина до падения Трои, 1400—1180 гг. до н. э.

ТЕФРА ОСТРОВА САНТОРИН

363

что падение минойского Крита могло быть ускорено восстанием населения и вторжением ахейпев.

Геологические данные о минойском извержении Санторина, так же как данные об извержении Кракатау в 1883 г., позволяют предполагать, что одни дворцы позднеминойской цивилизации (ПМ-І) на побережье Крита, такие, как Амисос и портовый город Кносс, были разрушены цунами [38], пругие — воздушной ударной волной [76, 71] и, возможно, землетрясениями [8, 9]. Однако дворцы разрушались и вновь воздвигались даже в среднеминойское время (СМ), и цивилизация еще продолжала развиваться, достигнув своей высшей точки в позднеминойский период (ПМ-І и ПМ-ІІ). Только после разрушения, вызванного извержением Санторина, дворцы были покинуты и заброшены. В течение позднеминойского времени (ПМ-III) после 1400 г. до н. э. на ходмах по всему Криту находилось много небольших поселений. Полагают, что они являлись владениями правителей после падения Кносса [60] или служили убежищами для критского населения при вторжении ахейцев [34]. Тогда впервые были заселены дикие места пентрального Крита западнее горы Ида (белые кружки на фиг. 16), в то время как плодородные долины центрального и восточного Крита были покинуты (черные кружки). По археологическим данным определены пути, избранные минойским населением около 1400 г. до н. э. для передвижений от пентральных частей Крита к крайним западным берегам острова [60]. Падение минойской пивилизации на Крите после извержения Санторина должно быть связано с уходом населения из плодородных долин. Изучение тлубоководных отложений позволяет предполагать, что эти события были вызваны выпадением тефры в плодородных районах.

Тораринсон [73] сопоставил прослои тефры в исландских почвах из районов действующих вулканов и построил карты изопахит. Сравнив упомянутые карты с историческими данными, он пришел к выводу, что местное население покидало свои селения в тех случаях, когда слой свежевыпавшей тефры достигал 10 см или более, и не возвращалось до тех пор, пока вода и ветер не сносили слой пепла. После извержения Эрефайокулль в 1362 г. весь район вокруг вулкана был оставлен примерно на десятилетие, а область верхних границ Тьёрсардалура никогда не заселялась с момента извержения Геклы в 1104 г. Минойское извержение Санторина выбросило значительное количество пепла. На фиг. 8 видно, что все острова Эгейского моря вокруг Санторина, включая центральную и восточную части Крита, были покрыты слоем тефры мощностью более 10 см. Уход населения из плодородных долин Крита после минойского извержения можно, следовательно, объяснить образованием мощного слоя тефры, сделавшим невозможным занятие сельским хозяйством. Удаление тефры ветрами и водой, а также изменение ее состава в условиях арилной области островов Эгейского моря проходило мелленно, по-вилимому в течение нескольких десятилетий или даже столетия. Вначале пепел сносился с холмов и отлагался на равнинах.

Минойское извержение Санторина должно было оказаться для критского населения катастрофическим. Первичное облако из вулканического пепла, пыли, газа и паров охватило всю южную часть Эгейского моря и вызвало, по-видимому, повсеместное затемнение на несколько дней, в течение которых цунами разрушили прибрежные районы, погасили лампы и, возможно, вызвали пожары в городах. В то же время газы и пары отравляли население, вызывая болезни: конъюнктивит, ангину, бронхит и расстройство пищеварения. Минойское извержение, подобно извержению Эрефайокулля в 1362 г., происходило летом 1 (фиг. 10) и уничтожило урожай

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Летнее извержение Тамборы в 1815 г. явилось причиной гибели 10 000 человек. Кроме того, после извержения умерло 80 000 человек от голода и болезней, вызванных выпадением тефры [49].

в результате выпадения тефры. Это вынудило оставшееся население немедленно покинуть плодородные долины центрального и восточного Крита и уйти в неосвоенные районы западного Крита, которые подверглись меньшей «бомбардировке» тефрой (фиг. 16). Большая часть населения покинула Крит, по-видимому, в том же году, вскоре после извержения. Как видно на фиг. 10, в пределах материковой Греции и Малой Азии не отложилась тефра сколько-нибудь значительной мощности. В связи с особенностями распределения тефры на Крите и близостью восточного берега острова к Пелопоннесу материковая Греция в качестве убежища пля населения оказалась, очевидно, предпочтительнее Малой Азии.

Первые поселения на материковой части Греции восходят, вероятно, к 3000 г. до н. э. Цивилизация, известная под названием Эллады, подобно минойской цивилизации Крита, подразделяется на три периода — ранний, средний и поздний. В раннем, среднем и начале позднего периода цивилизация Эллады находилась на более низком уровне, чем минойская цивилизация на Крите. Значительный прогресс культуры Эллады относится лишь к 1400 г. до н. э. Так, гробница Гении, сокровищница Атреса или гробница Агамемнона и гробница Клитемнестры, величественные образцы микенской архитектуры, были воздвигнуты за период с 1400 до 1300 г. до н. э. [78].

Фрески, выполненные на Крите до 1400 г. до н. э., появились на материке также примерно в это время [60, 34]. Еще не расшифрованный алфавит (линейное письмо А) использовался на Крите с 1600 г. до н. э. вплоть до распада цивилизации в 1400 г. до н. э. Сходный алфавит греческого языка (линейное письмо В) появился на материке около 1400 г. до н. э. [75]. Таким образом, вопреки мнению историков о том, что падение и гибель минойской цивилизации были вызваны вторжением ахейцев с материка, мы на основании геологических и археологических данных приходим к заключению, что значительный прогресс в развитии цивилизации Эллады, обычно называемой микенской в поздний период (ПН-III), после извержения Санторина в 1400 г. до н. э. был обусловлен приходом критских беженцев, которые ввели в материковой Греции традиции минойского искусства и алфавит.

### Египет

Воздействие минойского извержения Санторина должно было ощущаться и за пределами Эгейского моря. Разрушительные цунами, проносившиеся между Критом и Пелопоннесом и между Критом и Касосом, должны были достигать берегов Средиземного моря повсеместно на участке Тунис -Сирия. Взрывы вулкана, сопровождавшиеся сильнейшим грохотом, могли быть слышны на расстоянии нескольких тысяч километров от Санторина. Огромное облако, насыщенное ядовитой пылью с окислами и сульфатами железа, подхватывалось и переносилось северо-западными ветрами. Воздушные волны и необычные солнечные затмения после извержения также должны были ощущаться на больших расстояниях. Все эти явления, так же как и исчезновение минойской цивилизации, не могли не отразиться на развитии египетской цивилизации, существовавшей во время извержения Санторина.

Минойское извержение произошло в период парствования 18-й линастии фараонов (1580-1350 г. до н. э.). Царствование этой династии по политическим признакам может быть подразделено на три периода: 1) от начала династии до первых пяти лет царствования Аменхотепа III, что соответствует времени около 1406 г. до н. э.; 2) большая часть периода царствования Аменхотепа III и царствование Аменхотепа IV, 1375—1358 гг. до н. э.; 3) конец династии, 1358—1350 гг. до н. э.

После изгнания из Египта гиксосов в 1580 г. до н. э. могущество новой 18-й династии прогрессивно возрастало и достигло своего апогея при Тутмосе III (1501—1447 гг. до н. э.). Этот фараон считается величайшим завоевателем превнего мира. Он основал империю, простиравшуюся от верхнего Евфрата и Вавилона до верховьев Нила. Его преемники Аменхотеп II (1447— 1420 гг. до н. э.) и Тутмос IV (1420-1411 гг. до н. э.) сохранили верховную власть в империи, жестоко подавляя восстания вассалов. Та же политика проводилась и в начале царствования Аменхотепа III (1411—1375 гг. до н. э.), в частности во время кампании в Нубии в 1407—1406 гг. до н. э.

Около 1406 г. до н. э. в политике Аменхотепа II наметился резкий переход к интернационализму, дотоле неведомому в истории [5]. Отношения между фараоном, вассальными князьями и королями пограничных владений стали дружескими. Они называли друг друга братьями [46]. Впервые в истории фараон стал появляться среди народа и успехи королевского дома стали успехами народа.

Наступил период либерализма, а с ним и расцвет искусства, музыки, архитектуры. Аменхотеп III покровительствовал богу солнца Этону в политеистической империи Египта.

Вторжение гиттитов с севера означало начало распада империи. Аменхотеп III, однако, не проявил интереса к защите страны. Его преемник Аменхотеп IV. или Эхнатон (1375—1358 гг. до н. э.), продолжал мирную политику своего отца [46], в то время как гиттиты вторглись в северную часть империи. Все интересы Эхнатона сосредоточились на религиозной реформе. Он руководил разрушением всех символов (идолов) политеизма, закрывая древние храмы и утверждая веру в единого бога — Этона. Эхнатон считается первым монотеистом в истории.

Последний период царствования 18-й династии — Сакерэ, Тутанхамон и Ае (1358-1350 гг. до н. э.) - характеризовался постепенным отходом от монотеизма Эхнатона, рассматривавшегося как причина распада им-

перии.

Брестед [3-5] следующим образом объясняет историю 18-й династии. После завоеваний Тутмоса III по всей империи распространилась идея «интернационализма», а вместе с ней идея всеобщего бога. Эти идеи достигли своего расцвета в царствование Аменхотепа III и Аменхотепа IV — Эхнатона. Вместе с тем в своей интерпретации Брестед не делает собственных выводов о причинах внезапного появления этих идей в середине царствования Аменхотепа III.

В период царствования 18-й династии фараонов между Египтом и районом Эгейского моря существовали широкие экономические связи [36, 77]. До конца царствования Тутмоса III в Египет с Крита ввозилась минойская керамика. Фуко [18] указывает, что вазы, найденные под пуццоланой на острове Тира, напоминают вазы, изображенные на египетских фресках. Эти фрески были обычными во время царствования королевы Хатсепсат и Тутмоса III. На них изображались Кефтиу и критские послы в минойских одеждах, приносящие дань Египту в виде ваз и различных подарков. Фрески появились в последнее время вместе с позднеминойской (ПМ-I) керамикой на гробнице Рекмира, главного наместника (визиря) Верхнего Египта. Гробница была захоронена около 1450 г. до н. э. Примечательно. что время царствования 18-й династии является единственным периодом, в течение которого в оригинальных египетских документах появляется название Кефтиу (Keftiu). Подобные фрески были найдены во дворце Кносса («Виночерний», ПМ-I). В период царствования Эхнатона [46] (1375—1358 гг. до н. э.) Египет уже ощущал влияние микенского искусства, распространявшегося из материковой Греции. Следовательно, разрушение минойского Крита произошло по египетской хронологии в 1450-1375 гг. до н. э., т. е. в период между царствованиями Тутмоса III и Аменхотепа IV [10, 14]. В Агия-Триада в гробнице вместе с глиняной посудой позднеминойского (ПМ-І) времени была найдена круглая печать королевы Тии, жены Аменхотепа III. Это наиболее поздняя из датированных критских находок, относящихся к периоду, предшествовавшему разрушению дворцов в позднеминойское время (IIM-I и IIM-II). Вместе с тем вазы и фрагменты дисков с именем Аменхотепа III и скарабеи с именем Тии являются наиболее ранними датированными находками, соответствующими периоду микенской Греции. Это свидетельствует о разрушении минойского Крита в период царствования Аменхотепа III, около 1400 г. до н. э. [48, 60, 77, 34]. Таким образом, время минойского извержения Санторина могло быть зафиксировано в египетской хронологии между войной Аменхотепа III и Нубии и началом периода «интернационализма», монотеизма и падения империи 18-й династии — последней великой державы бронзового века.

Сохранилось мало письменных документов 18-й династи фараонов, за исключением, например, Триумфального гимна Тутмосу III и Солнечного гимна Эхнатона. И, следовательно, не осталось документов, свидетельствующих о событиях той эпохи, которые могли бы подтвердить связь внезапного изменения в истории Египта с извержением Санторина. Поскольку в священных книгах, написанных перед царствованием Эхнатона, упоминались имена превних богов, большинство этих книг могло быть уничтожено Эхнатоном. В некоторых сказаниях, песнях и легендах [5] рассказывается о раннем периоде истории Египта. Часто они были написаны в форме предсказаний. Составители описаний представляли себя живущими в тот ранний период [2]. Они предсказывали приход эпохи разрушений, длительной темноты, наводнений, мора, солнечных затмений, политических перемен, приход спасителя и доброго фараона, который спасет свой народ. «Хаос парил кругом ...в течение девяти дней не было выхода из дворцов. Эти девять дней прошли в бедствиях и бурях: никто, ни бог, ни человек. не могли видеть лица друг друга» [32]. «Мы не знаем, что случилось со страной... Этот хаос, который ты сеял по всей земле вместе с шумом смятения... Этот непрекращающийся гул... Города разрушены. Верхний Египет опустошен... Кровь повсюду... По всей стране мор». В некоторых папирусах упоминается о нарушении связей между Египтом и побережьем Средиземного моря и Крита.

Другие признаки разрушительного действия минойского цунами на восточном побережье Средиземного моря известны из археологических открытий в Сирии. Порт и половина города Угарит были разрушены около 1400 г. до н. э. Шеффер [68] предполагает, что это разрушение могло быть вызвано цунами. Финикийская поэма, найденная в библиотеке Угарита, повествует о разрушении, вызванном ураганом и цунами [11]. Шеффер считает, что в поэме упоминаются именно те события, в результате которых был разрушен порт Угарит.

Время библейского Исхода (израильтян из Египта) датируется по-разному. Жак [35]. Петри [62] и Файнген [15], сопоставив египетскую хронологию с библейской, оказались в затруднении определить точную дату «исхода». Однако они пришли к выводу, что это могло случиться либо в конце царствования Тутмоса III (около 1450 г. до н. э.), либо во времена Рамзеса II (1292—1225 г. до н. э.). Вейгал [80] предполагает, что Моисей — современник Аменхотепа III или Аменхотепа IV, а Фрейд [20] связывает появление моисеевского монотеизма с царствованием Аменхотепа IV-Эхнатона (1375—1358 гг. до н. э.). Брестед [5], который перевел Солнечный гимн Эхнатона, замечает, что гимн и псалом 104 Библии обнаруживают заметное сходство как по мыслям, так и по построению. Сходство между событиями, нашелшими отражение в египетских священных книгах [32, 28, 29], и бедствиями, описанными в Ветхом завете, отмечалось многими историками. Брестеп [5] писал: «Образцы этого замечательного вида египетской литературы могут быть прослежены вплоть до эпохи раннего христианства, и мы не можем не прийти к заключению, что свои предсказания о приходе Мессии

древнееврейские пророки в значительной степени заимствовали из этих книг.» Веннет [2] первым предположил, что бедствия, постигшие Египет, следует связывать с минойским извержением Санторина. Галанопулос [27] пришел к тому же выводу, в особенности рассматривая возможный эффект действия цунами на египетское побережье. В письме, адресованном авторам этой статьи, Галанопулос выразил мнение, что извержение Санторина произошло, по-видимому, летом, когда преобладали северо-западные высотные ветры, переносившие тефру Санторина по направлению к Египту.

Библейское наименование Крита было Кафтор (Caphtor), а население Крита в библии фигурирует под именем филистимлян [77; New World Translation of the Holyscriptures, 1961]. Три главы библии касаются разрушения минойского Крита, а одна из них (Амос) показывает, что Исход соответст-

вует по времени катастрофе на Крите.

«Разве я не вывел израильтян из Египта и филистимлян из Кафтора, а сирийцев из Кира» (Амос, IX.7, написано в IX в. до н. э.). «Этот день был днем гнева, бедствий и несчастий, днем мрака и тумана, днем непроницаемой тьмы... Я послал несчастье на людей, и они шли подобно слепым. Горе жителям побережья... стране филистимлян. Я разрушу тебя и здесь не будет ни одного из людей» (Софония, I.15, 17 и II.5, написано в VII в. до н. э.).

«Вода пришла с севера, поднялась огромным потоком и залила страну... Потому что это был день кометы, несущей гибель филистимлянам... и бог разрушит страну филистимлян, остатки страны Кафтора» (Иеремия, XLVII.2, 4, написано в VI в. до н. э.).

### ГРЕЧЕСКАЯ МИФОЛОГИЯ И ЛЕГЕНДЫ

Геологические и археологические данные свидетельствуют о том, что перед минойским извержением Санторин не проявлял активности в течение длительного времени [18, 66, 65]. Возможно, население восточной части Средиземного моря в минойскую эпоху даже и не представляло себе, что остров Стронгили был угасшим вулканом. Минойское извержение, вероятно, постигло такой силы, что превзошло вулканические извержения, когда-либо случавшиеся за время существования средиземноморских цивилизаций как исторических, так и доисторических. Полная темнота, охватившая, по-видимому, большую часть восточного Средиземноморья, должна была вызвать очень разноречивые суждения по поводу природы и происхождения разрушений. Оптические эффекты на солнце и луне, возможные изменения метеорологических условий, вызванные вулканической пылью в атмосфере [76, 71, 1, 81, 82, 47] и продолжавшиеся в течение месяцев и лет после извержения, должны были натолкнуть на мысль о сверхъестественном происхождении катастрофы. Поскольку Санторин не извергался до 197 г. до н. э., 1200 лет спустя после минойского времени, мысль о его вулканической природе вообще могла не возникнуть. Таким образом, многие письменные или устные исторические упоминания греков, касающиеся разрушения острова Стронгили вместе с его доисторическими поселениями и разрушений по всему восточному Средиземноморью, могли на протяжении веков после минойского извержения Санторина переплестись с мифологией

Девкалион и Пирра, мифологические король и королева Фессалии, — родоначальники эллинов — по преданию были единственной человеческой парой, спасшейся во время великого потопа, ниспосланного на Землю Зевсом. Они плыли на корабле девять дней и высадились на горе Парнас. Время Девкалионова потопа Мирес [48] относит к 1430 г. до н. э. Галанопулос сопоставляет этот потоп с цунами, вызванным минойским извержением Санторина [24, 26].

Калм был по преданию сыном Агенора, короля Финикии, и братом Европы (Herodotus [33] I. I; IV, 147 [59]). После похищения Европы Зевсом Калм был послан на ее поиски, однако поиски оказались безуспешными. и по приказанию дельфийского оракула он должен был остановиться на земле материковой Греции. Он основал город Фивы в Беотии и считался наиболее выдающимся человеком с начала микенского периода, с которого начинается письменность Грепии. Мирес [48] считает, что Калм жил в 1400 годы до н. э. и что он пришел в Грецию сразу же после падения минойского Крита. Немного известно о его легендарном путешествии или визите на опустошенные острова Эгейского моря, но Геролот замечает, что Калм в поисках Европы «высадился на острове Тира (см. фиг. 14 и 17), и то ли ему понравилась эта страна, то ли он был намерен так сделать, он оставил на острове нескольких финикийцев». Финикийцы назвали остров Каллисти (Лучший). Эта колония существовала до 1089 г. до н. э., когда сюда пришли ласедеманы и основали вторую колонию, назвав ее именем своего вождя — Тира. Вторая колония просуществовала до 623 г. до н. э.: жители Тиры покинули остров и ушли в Ливию, где участвовали в основании города Сирена. До этой даты в греческой истории не упоминалось ни об извержении Санторина, ни о домикенской цивилизации Эгейского моря.

Афинский законодатель и поэт Солон посетил в 590 г. до н. э. Египет и услышал там легенду об Атлантиде. С тех пор эта легенда стала известна в Греции. От одного мудреца в Саисе он узнал об острове, который был разрушен, и решил, что афинянам полезно узнать об этом (Плутарх) [64]. Спустя 200 лет, около 395 г. до н. э. этот рассказ был упомянут Платоном в пиалогах «Тимей» и «Критий» [63]. Согласно Платону, Солон обсуждал греческую историю с египетскими жрецами. Самый ранний период. о котором мог упомянуть Солон, был период Девкалиона и Пирры и большого потопа; но он не знал, когда происходили события, о которых он говорил. Солон узнал от жрецов, что было много потопов и самый крупный из них полностью уничтожил греческую цивилизацию: «Вы не знаете, что в вашей стране существовало прекраснейшее и совершеннейшее племя из всех племен человеческих. От него произошли и ты и весь ваш город. Вы ведете свое начало от него. Но потом произошли великие землетрясения и наводнения, и в один день и одну ночь все ваши воины провалились в землю. а остров Атлантида таким же способом исчез под водами моря. Все плодоролные почвы были унесены прочь и остался лишь голый скалистый скелет страны. Все это неизвестно вам потому, что многие поколения уцелевшего племени сходили в гроб, не оставляя после себя никаких признаков былого существования» (Тимей и Критий). Согласно Платону, остров Атлантида был расположен где-то по другую сторону Гибралтарского пролива; катастрофа произошла за 9000 лет до эпохи Солона и зафиксирована в священных книгах Египта 1000 лет спустя. Однако эти даты слишком стары как для греческой, так и для египетской цивилизаций и не согласуются с представлениями о древней истории Египта — египетскими преданиями. Геродот, побывавший в Египте около 450 г. до н. э., писал, что в египетских легендах первым человеком был Менес (Menes), который считается первым королем первой династии. Жил Менес в период позднего неолита, около 3300 г. до н. э. Эта легенда не противоречит археологическим данным о зарождении египетской цивилизации [19]. Очевидно, более ранняя дата разрушения Атлантилы не могла возникнуть в Египте. Однако она могла появиться в результате ошибки Солона. Легенда об Атлантиде утвердилась свыше 2000 лет назад. Мирес [48] указывает, что существование минойской цивилизации и ее гибель, относящиеся, по археологическим данным, к периоду Аменхотепа III, около 1400 г. до н. э. были совершенно не известны историкам классической Греции. Этот факт игнорировался и в средние века, когда культистами было тщательно разработано и распространено сказание об

Атлантиде, служившее предметом обсуждения для многих исследователей. Мартин [43] обобщил данные сотен исследований об Атлантиде Платона и безуспешных поисках исчезнувшей греческой цивилизации и пришел к выводу, что это сказание могло быть просто утопическим вымыслом. Открытие кальдеры Санторина [59, 17, 18] и археологические находки минойской цивилизации в начале ХХ в. внесли новые данные в вопрос об Атлантиде. Фрост [21] и Маринатос [40] предположили, что описанная Платоном атлантическая цивилизация, в которой интенсивно применялась бронза. напоминала минойскую цивилизацию, разрушенную примерно за 900 лет до эпохи Солона. Бронзовый век продолжался с 2100 до 1200 г. до н. э. [24]. Галанопулос проверил измерения, приведенные Платоном для Атлантилы, и пришел к заключению, что размеры страны, каналы. рвы вокруг замков, корабли и другие объекты были преувеличены в десять раз. Он полагал, что Солон был некомпетентным переводчиком и принимал египетские обозначения цифры 100 за 1000.

Таким образом, размеры царства Атлантиды, равно как и время, прошедшее с момента катастрофы, были преувеличены в десять раз. Платон, хорошо зная географию, понимал, что такое большое царство не могло разместиться в Средиземном море. Поэтому он переместил Столбы Геракла от Пелопоннеса к Гибралтару, а остров Атлантиду — за пределы Гибралтарского пролива, в неисследованные районы Атлантики. Галанопулос считает, что если гибель Атлантиды произошла не за 9000, а за 900 лет до эпохи Солона, то эта дата будет примерно соответствовать времени минойского извержения Санторина. Он предполагает также, что главное парство Атлантилы располагалось в пределах первоначального острова Стронгили (фиг. 14), а все королевство Атлантиды, если его уменьшить в десять раз, должно было включать страны восточного Средиземноморья и Тирренского моря. Таким образом, сказание об Атлантиде, возникшее в Египте, привезенное Солоном в Грецию и описанное Платоном, может быть отголоском цивилизации восточной части Средиземного моря, разрушенной великим минойским извержением Санторина.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. A b b o t C. G., F o w l e E. E., 1913. Volcanoes and Climate, Smithson. misc. Collns,
- 60, (29), 1-24.

  2. Bennett J. G., 1963. Geophysics and Human History, Systematics, 1, 127-156.

  3. Breasted J. H., 1912. Religion and Thought in Ancient Egypt, New York, 1-379.

  4. Breasted J. H., 1926. The Conquest of Civilization, New York, 1-717.

  5. Breasted J. H., 1951. A History of Egypt, New York, 1-634.

  6. Brun A., 1911. Recherches sur l'exhalation volcanique, Genève, 1-277.

- 7. Corogna D., 1866. De l'influence exercée sur la santé des hommes et sur la végétation par les émanations volcaniques à Santorin, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris,
- Critik os N. A., 1926. Sur des phénomènes sismiques produits avant et depuis l'éruption du volcan de Santorin, Annls. Obs. nat. Athènes, 8, 56, 58.
- 9. Critikos N. A., 1926. Sur la sismite des Cyclades et de la Crête, Annls. Obs. nat. Athènes, 9, 77-109.
- 10. Dus saud R., 1914. Les civilisations préhelléniques dans le bassin de la Mer Egée, Paris, 2ème ed., 1-482.
- 11. Dus saud R., 1935. Les éléments déchaînés. Une application des règles rythmiques phéniciennes, in La sixième campagne de fouilles à Ras Shamra (Ugarit), Syria, Paris,
- 12. E a t o n G. P., 1963. Volcanic ash deposits as a guide to atmospheric circulation in the geological past, J. geophys. Res., 68, 521-528.
- 13. E a t o n G. P., 1964. Windborne volcanic ash; a possible index to polar wandering, J. Geol., 72, 1-35.
- E v a n s A. J., 1921—1936. The Palace of Minos, Vols. I—VI, London.
   F i n e g a n J., 1947. Light from the Ancient Past. The Archaeological Background of the Hebrew-Christian Religion, Princeton, 1-500.

- 16. Fisher R.V., 1964, Maximum size, median diameter, and sorting of tephra, J. geoph. Res., 69, 341-355.
- 17. Fou qué F., 1869. Une Pompéi antéhistorique, Rev. Deux Mondes, Paris, 39, 923-
- 18. Fouqué F., 1879. Santorin et ses éruptions, Paris, 1-440.
- 19. Frankfort H., 1951. The birth of civilization in the Near East, London, 1—116.
  20. Freud S., 1939. Moses and Monotheism, New York, 1—229.
  21. Frost K. T., 1939. The Critias and Minoan Crete, J. Hellenic Stud., 33, 189.

- 22. Galanopoulos A. G., 1957. Zur Bestimmung des Alters der Santorin-Kaldera, Neues Jb. Geol. Paläont., 9, 419-420. 23. Galanopoulos A. G., 1958. Zur Bestimmung der Alters der Santorin-Kaldera,
- Annls géol. pays hell., 9, 185—188.

  24. Galanopoulos A. G., 1960. Tsunami observed on the coasts of Greece from Antiquity to present time, Annali Geofis., 13, 369—386.
- 25. Galanopoulos A. G., 1960. On the location and the size of Atlantis [in Greek, with English summary], Praktika Akad. Athenon., 35, 401-418.
- 26. Galanopoulos A. G., 1963. Die Deucalionische Flut aus geologische Sicht Z. Altertum, 9, 3-7.
- Altertum, 9, 3-1.
   Galanopoulos A. G., 1964. Die ägyptischen Plagen und der Auszug Israels aus geologischer Sicht, Z. Altertum, 10, 131-137.
   Gardiner A. H., 1909. The Admonitions of an Egyptian Sage, from a Hieratic Papyrus in Leiden, Leipzig, 1-344.
   Gardiner A. H., 1914. New Literary works from Ancient Egypt, J. Egypt. Arabeal. 4 100, 406.
- chaeol., 1, 100-106.
- 30. Georgalas G. C., Papastamatiou J., 1951. Über den Ausbruch des Santorinvulcanes von 1939-1941. Der Ktenas-Ausbruch, Bull. volcan. [2], 11, 3-40.
- 31. Georgalas G. C., 1959. L'éruption du volcan de Santorin en 1939-1941. Les éruptions des domes Smith and Reck et de l'Entonnoir jumeau, Bull. volcan. [2], 21, 1 - 64.
- 32. Griffith F. L., 1890. The Antiquities of Tel-El-Yahudiyeh and Miscellaneous work in Lower Egypt during the year 1887-1888, Egypt Explor. Found., 7, 31-79.
- 33. Herodotus, The Histories [translated and edited by A. de Selincourt], New York,
- 34. Hutchinson R. W., 1963. Prehistoric Crete, Baltimore, 1-373. 35. Jack J. W., 1925. The Date of the Exodus, Edinburgh, 1-282.
- 36. K antor H. J., 1947. The Aegean and the Orient in the Second Millennium B. C., Am. J. Archaeol., 51, 1-103. 37. K t e n a s C. A., 1925. Les phénomènes explosifs de l'éruption du volcan de Santorin,
- C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 181, 563-565.
- 38. Marinatos S., 1934. Amnisos, die Hafenstadt des Minos, Forschn. Fortschr.. 10. 341-343.
- 39. Marinatos S., 1939. The volcanic destruction of Minoan Crete, Antiquity, 13, 425 - 439.
- 40. Marinatos S., 1950. On the Myth of Atlantis [in Greek], Kretika Chronika,
- 41. Marinatos S., 1960. Crete and Mycenae, New York, 1-289.
  42. Marinos G., Melidonis N., 1959-1961. On the amplitude of the tsunami originating in the prehistoric eruption of Santorini [in Greek], Greek Geological Society, 4, 210-218.
- 43. Martin T. H., 1841. Etude sur le Timée de Platon, Paris, 1-332.
- 44. Mellis O., 1954. Volcanic ash-horizons in deep-sea sediments from the eastern Me-
- diterranean, Deep-Sea Res., 2, 89-92. 45. Menzies R. J., Imbrie J., Heezen B. C., 1961. Further considerations regarding the antiquity of the abyssal fauna with evidence for a changing of abyssal environment, Deep-Sea Res., 8, 79-94.
- 46. Mercer S. A. B., 1939. The Tell el-Amarna Tablets, Toronto, 1-909.
- 47. Mitchell. J. M., Jr., 1961. Recent secular changes in global temperature, Ann. N.Y. Acad. Sci., 95, 235—250.
- 48. Myres J. L., 1930. Who were the Greeks?, Berkeley, 1—634.
  49. Neumann van Padang M., 1951. Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara fields. Part I. Indonesia, 1—271 [edited by the International Volcanological Association, Italy].
  50. Ninkovich D., Heezen B. C., Conolly J. R., Burckle L. H., 1964.
- South Sandwich tephra in deep-sea sediments, Deep-Sea, Res., 11, 605-619.
- 51. Oek on om i d is G. T., 1932. Die Vulkane der Inseln von Santorini. I. Teil: Tektonik-Vulkanismus, Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., 68, 295-304.
  52. Olausson E., 1960. Description of sediment cores from the Mediterranean and
- Red Sea, Rep. Swed. deep Sea Exped., 8, 286-334.
- Olausson E., 1961. Studies of Deep-Sea Cores, Rep. Swed. deep Sea Exped., 8,

- 54. Olson E. A., Broecker W. S., 1950. Lamont natural radiocarbon measurements, V. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., 1, 1-28.
- 55. Olson E. A., Broecker W. S., 1961. Lamont natural radiocarbon measurements, VII. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., 3, 141-175.
- 56. Olson E. A., 1963. The problem of sample contamination in radiocarbon dating, Ph. D. thesis, Columbia University.
- 57. Olsson J., 1959. Upsala natural radiocarbon measurements, I. Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl., 1, 87-102.
- 58. Parker F. L., 1958. Eastern Mediterranean Foraminifera, Rep. Swed. deep Sea Exped., 8, 217-283.

- 59. Pègues, L'Abbé, 1842. Histoire de Santorin ou Théra, Paris, 1-667.
  60. Pendlebury J. D. S., 1939. The Archaeology of Crete, London, 1-400.
  61. Perrot G., Chipiez C., 1894. Histoire de l'art dans l'Antiquité, 4, 210-212. 62. Petrie W. M. F., 1934. Palestine and Israel, London, 1-99.
- 63. Plato Timaeus and Critias [translated and notes on the text by A. E. Taylor], London, 1-135.
- 64. Plutarch, The Lives of the noble Grecians and Romans [translated by J. Dryden, revised by A. H. Glough], London, 1-787.
- Reck H., 1936. Die Geologie der Ring-Inseln und der Kaldera von Santorini, Bd. I-III, Berlin.
- 66. Renaudin L., 1922. Vases préhellèniques de Théra, Bull. correspond. hell., 46, 113 - 159.
- 67. Rubin M., Suess H. E., 1955. U.S. Geological Survey Radiocarbon dates. II. Science, 121, 481-488.
- 68. Schaeffer C. F. A., 1936. Rapport sommaire, in La huitième campagne de Fouilles à Ras Shamra (Ugarit), Syria, Paris, 125-159.
- 69. Smith R. L., 1960. Ash flow, Bull. geol. Soc. Am., 71, 795-842.
- 70. Sonder R., 1924-1925. Zur Geologie und Petrographie der Inselngruppe von Milos, Z. Vulk., 8, 181-237.
- 71. Symons G. J. (ed.), 1888. The eruption of Krakatoa, and subsequent phenomena. London, 1-494.
- Thorarinsson S., 1954. The tephra fall from Hekla on March 29, 1947. The Eruption of Hekla, II. Soc. Sci. Islandica, 3-71.
- 73. Thorarinsson S., 1958. The Öraefajökull eruption of 1362, Acta nat. islandica,
- 74. U.S. Departament of Commerce, Upper winds over the Northern Hemisphere, Tech. Pap. U.S. Weath. Bur. № 41, 1961.
- 75. Vêntris M., Chadwick J., 1959. Documents in Mycenaean Greek, Cambridge,
- 76. Verbeek R. D. M., 1886. Krakatau, Batavia, 1-567.
- 77. Vercoutter J., 1954. Essai sur les relations entre Egyptiens et Préhelliènes, Paris. 1-183.
- 78. Wace A. J. B., 1949. Mycenae, Princeton, 1-150.
- Washington H. S., 1926. Santorini eruption of 1925, Bull. geol. Soc. Am., 37,
- 80. Weigall A., 1922. The life and time of Akhnaton, Pharaon of Egypt, New York, 1 - 256.
- 81. Wexler H., 1951. On the effects of volcanic dust on insolation and weather, Bull.
- Am. met. Soc., 32, 10-15.

  82. Wexler H., 1951. Spread of the Krakatoa dust cloud as related to the high-level circulation, Bull. Am. met. Soc., 32, 48-51.
- Williams H., 1941. Calderas and their origin, Univ. Calif. Publs geol. Sci., 25,
- 84. Williams H., 1942. The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, Publs Carnegie Instn., 540, 1-162.
- 85. Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M., 1954. Petrography, San Francisco, 1-406.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиссальная равнина 91, 93, 94, 100, 110, Вулкан Тамбора 363

<b>112</b> , 155, 253, 340, 359	— Эрефайокулль 363
<ul><li>— Балеарская 91, 97, 98, 106</li></ul>	Вулканизм 255
<ul> <li>— Северной Атлантики 105</li> </ul>	Вулканические бомбы 354
— Сом 13, 179	Вулканический пепел 33, 93, 335, 340, 343,
<ul> <li>— Средиземного моря 100, 105</li> </ul>	346, 361
<ul> <li>Тирренского моря 93</li> </ul>	Вулканическое стекло 333
— — Хаттерас 13	Barrocar Aumoro 252
<ul> <li>— Херодотус 103, 104</li> </ul>	Вязкость Андраде 252
Азорская платформа 175	77.00
Азорское плато 179	Габбро 44
Аккумуляция глубоководных песков 86	Гастроподы 161, 163
Алеврит 133	Геологическая структура дна Ирландского
	моря 184, 193
Алуминит 43 «Алуботрос» 227 240	Геосинклиналь 110
«Альбатрос» 337, 340	Гётит 43
Альпийско-Гималайский пояс 106	Гидраргиллит 43
Аномалия Буге 185, 190—193	Гидрометрическая вертушка Савониуса 217
— линейная 259	Гийот 247, 248, 258
— магнитная 254, 259	— Кэйп-Джонсон 258
— залива Моркамб 192	- Xecca 258
— Манкс-Фёрнисс 187	Гипотеза конвективных потоков 247, 284
<ul><li>Солуэй-Фёрт 187, 196, 197, 201</li></ul>	<ul> <li>континентального дрейфа 246, 284</li> </ul>
Арагонит 321, 322	<ul> <li>подкоровых течений 202, 203</li> </ul>
Астеролиты 315, 329	— «сбросовых» бассейнов 202
Атлантида 368, 369	— течений в мантии Земли 201
«Атлантис» 88	— Эри 262
Атолл 247, 248, 258	Глины кембрийские синие 114
— Бермудский 259	
— Бикини 53	— лагунные 161
— Мопелиа 32	— меченые 81
— Фунафути 258	— пелагические 83, 85 Глибоческие 83, 85
— Эниветок 258	Глубоководный желоб 20, 21, 252, 263,
3.00	278, 283
Faravana farma 22	<ul> <li>— Алеутский 262, 275</li> </ul>
Багамская банка 22	— Курило-Камчатский 262
— платформа 18	— — Марианский 262
Банка Джорджес 9, 13, 14, 22	— — моря Банда 262
Барьерный риф 32, 33, 36, 46, 47, 53—55	— Перуанский 262
Батискаф Пикара 236	<ul><li>— происхождение 272, 274</li></ul>
Береговой вал 212, 213	<ul><li>— Пуэрто-Рико 22, 256, 262, 263, 277</li></ul>
— — древний 225	— Рюкю 262
Биогенная седиментация 38	— Тонга 262, 276, 277
Большая Ньюфаундлендская банка 181	— Филиппинский 262
Браарудосфериды 311	— Центрально-Американский 262
	— — Чилийский 262
Вернадит 54	— — Южно-Сандвичев 262
Вертикальная отсортированность осадков	— Яванский 262
62, 141	— Япский 262
Ваброс 200, 201	Голоценовая трансгрессия 228
«Вима» 179, 333, 337	Горячая ползучесть (псевдовязкое течение)
Волочение 80, 85	252
Вулкан Гекла 363	Гравиметр морской Лакоста-Ромберга 89
- Кракатау 355, 358	
- Крейтер-Лейк 358	Гравитационный максимум 192
- Санторин 333, 340, 352, 353	— минимум залива Льюс 187
Juniopin 000, 040, 002, 000	— Ирландского моря 187

предметный указатель

373

Гравитационный максимум Манкс-Фёрнисс Канал Гудзон (подводный каньон) 13, 160, 189, 190 161 Солуэй-Фёрт 189, 190 маршевый 212, 213 Гранвин-фьорд 124, 128 Граниты 290, 300 — приливной 208 — проливной 223 Каньон Вар 110 — Ла-Холья 236, 238 Годолфин 286, 287, 295 — Ландс-Энд 286 Граница олигоцена и миоцена 321 — Монтере 110 Грунтонос гравитационный 130 — Нэплс 93 — подводный 236, 237, 242 поршневой 130, 136 — Сан-Лукас 240, 242 Дайки гранитных порфиров 286 — Скриппса 236, 238 Каолинит 43 Двухканальный самописец Олдена 289 Касситерит 298, 303—305, 307 Качение 78—81, 305 Дельта внутрилагунная 222 — приливно-отливная 210, 219, 222 — проливная 211, 212, 220 Кварц 54, 303-305 Квиннхерад-фьорд 124, 131 Кокколитофориды 112, 315, 321—323 Кокколиты 309, 310, 323, 325, 326, 350 Компетентность потока 61, 73, 78, 79, 81 — речная 233 Диабазы 286, 290, 295 Диапировые складки 105, 107 «Дискавери» 283 Дискоастеры 309-311, 313, 317, 320, 327, Конвективная система 251, 252 — ячейка 255 350 Конвективные потоки 68, 182, 200 Конвекция отстаивания 68, 71, 72, 81 — вздутые 315 Дюнные поля 219 Конкреции глауконитовые 26, 114 Дюны 219, 221, 234 — марганцевые 26, 28 — барханные 209 — фосфоритовые 26, 29, 114, 115 — холмовидные 209 Континентальный дрейф 250 Египет (археология) 364 Координатная сетка Декка 287 Коралловые рифы 32 Емкость потока 61, 62, 73, 80, 81, 85 - предельная 81 — Новой Каледонии 44 — острова Майотта 32 Кораллы 33, 98, 99 Железистые оолиты 115 Коэффициент сортировки 38, 54, 134, 297 Край шельфа 168, 172, 173 Жилы оловянные 287, 288 Завивание слойков 61, 62 Земная кора континентальная 267, 272, 278 Лагуна 205 — океаническая 255, 267, 272, 278 — Арансас-Бей 233 — Галвестон-Бей 233 Знаки ряби 62, 160, 243 Γуэрреро-Негро 205—208, 213, 215, 222, 230, 231, 233 — асимметричные 66 Зона маршевая 209, 210 — Куютлан 233 — Ла-Крус 233 — Лос-Трес-Палос 233 — приливно-отливная 208, 209, 212 — разломов 26, 182 — Восточно-Азорская 175, 177, 178, 181, 182 — Мануэла 206, 207, 233 — Гвинейская 181 — Охо-де-Льебре 205—209, 215, 222, 230, — Западно-Азорская 175, 178, 180, 181 233 — Сан-Антонио 233 — — Мендосино 179 — Сан-Игнасио 233 — Сан-Квинтин 233 Иероглифы 68 — Сан-Мигуэль 233 Извержение Санторина 350, 352, 355, — Санто-Доминго 233 — Терминос 233 — Минойское 344, 352—358, 366, 367, 369 - Tyo 51, 54 Эстеро-Тастиота 233 — постледниковое 346 Лагунный барьер 205, 208, 226, 227. Изостатическая компенсация 194, 262 Иллит 43, 54 229, 231 - 233Лагуны Новой Каледонии 44 Индекс Траска 38-41, 48, 55; см. Коэффи-— острова Майотта 32 циент сортировки Индре-Бёмла-фьорд 124 Лапилли 354 Индре-Самла-фьорд 124, 131, 136, 148 Ледник Фольгефонн 128 — Хардангерьёкелен 130 Итре-Бёмла-фьорд 124 Итре-Самла-фьорд 124, 131, 136 Литификация 113 Литл-Карайяк-фьорд 121 Каледониды 122, 189, 202, 203 Лопадолиты 311 Кальдера Кракатау 355, 357 Лоток гидрометрический 82 Крейтер-Лейк 357Кюсю 355 прямоточный 60, 62, 73 - с возвратным потоком 60, 72 **—** Санторина 355, 357, 361, 369 циркулярный 60, 62, 63, 73, 77

— — большой 65, 74, 76

Кальцит 321, 322

Лоток циркулярный малый 61, 66, 73, Лютит 158

Магнитометр ядерный 89 Марш 212, 233 Материковые перемычки 207 Маурангер-фьорд 128, 131, 133 Механизм погружения 201 Моллюски 16, 161, 163, 166, 168, 171, 208, 223, 227

Навигационный прибор Декка 287 Нагруженный поток 149 Надвиг 200, 201 Нанопланктон 313, 315, 317, 320, 321, 350 — ассоциация 311 нижнемиоценовый 313 среднетрэтичный 309, 310, 311 среднеэоценовый 313 — четвертичный 310 Нанофауна 350 Некомпенсированная аномалия силы тяжести 199 Нормальный сброс 200, 201, 203

Ныряющее блюдце Кусто 236, 238, 240, 243 Окислы марганца 9, 26 — фосфоритов 9 Окраины материков 10, 11, 263-272 Оледенение долинное 153 — материковое 153 Олово 296, 298—305 Оруденение медное 286 — оловянное 286 Осадочные бассейны северной части Ирландского моря 187 — формирование 199, 203 Осадочный бассейн 88, 103 — Карлайл 193, 196 — Манкс-Фёрнисс 189, 191—193, 203 — Пил 192, 193, 196, 197, 203 — Солуэй-Фёрт 189, 192, 193, 196, 197, — Странрар 187, 197, 203 Остров Анафи 358 — Аспрониси 352, 353, 355, 356, 361 — Каллисти 368 — Камени 352—354 — Кракатау 355

— Стронгили 352—354, 356, 358, 360, 367, — Тира 352—356, 361, 365 — Тирасия 352, 353, 355, 356, 361 Островные гряды 262 Отливы 215, 217 Отложения айсберговые 111 — глауконитовые 114 — дельтовые 153 — донные 13 — железистые 114 — кремнистые 114 - лагунного барьера 223, 230

— ледниково-морские 109, 111

— морские ледовые 111

— перигляциальные 153

подводно-оползневые 151

— прибрежно-лагунные 205

— погребенные 135

— лагунные 205

Отложения склона шельфа 172 — фосфатные 114 Офиолиты Альпийского пояса 107 Палеозойские интрузии изверженных пород 18 Пектиниды 208, 227 Пелециподы 161 Пелит 131 Перенос 111, 112 Переотложение 111 Переработка 111, 112

Перидотит 44 Песчаные «водопады» 243 — гряды 209 — острова 47 Пиролюзит 54 Плато Блейк 10, 17, 18, 26, 28 Плотность потока 80, 84

— суспензии 82 Пляжевая ступень 224, 227-229, 233

— верхняя 226— нижняя 225

Пляжевые песчаники 113 Поверхность раздела Мохоровичича 194, 195, 254—257

Погребенные долины 292 «Подвешенные» проливы 122 Подводная дельта 110, 112 — иловая терраса 159, 168, 173 — морена 111

Подводно-оползневые дислокации 144 Подводные горы 18

— Гвинейского залива 181

— Келвин 179, 181— Новой Англии 20

— каньоны 13 — равнины 33

Подводный барьер (порог) 120, 129

- обвал 144 - оползень 122, 129, 133, 144, 146, 148, 173, 221

— склон 154

— Флорида-Хаттерас 10, 17, 26, 29, 30 — трог 175

уступ 175хребет 175

Поднятие Восточно-Тихоокеанское 246—

248, 255—258, 281, 282 — Дарвина 248, 256, 258, 259 — подводное 169, 171, 173 — Южно-Чилийское 258

Показатель преломления тефры 337 Поток конвективный 246, 247, 252, 256, 260, 283

— — восходящий 251, 256, 259, 263 — — нисходящий 251, 256, 259

— тепловой 254

Приливно-отливная равнина 210, 212, 213, 215, 219, 221, 222, 233

Приливно-отливные колебания уровня моря 215, 216 Приливы 215, 217

сизигийные 215, 219 Приустьевой барьер 120

— порог 120 Пролив лагунный 213, 216, 217, 222, 232 — соединительный 209—212, 216 Протисты 315

«Псевдотурбидит» 67

Птероподы 171, 335, 343, 349, 350 Пуццолана 353, 361, 365

Радиолярии 309, 314, 313, 320 Разлом Гибралтарско-Азорский 175

— Мендосино 248, 260— Меррей 248

— Новой Англии 182 - рифтовый 10 — Романш 181

— Сан-Андреас 248 — Санто-Томас 181

Разрушение минойского Крита 365—368

Рельеф аккумулятивный 160

— карстовый 35

— несчаного шельфа 160 — эрозионный 160 Риф Гаранхуа 49 — Гейзер 32 — Доиман 53-55 дугообразный 46 Каун 53, 55

— Коуаре 48— Кута 46

— Мангалиа 51, 53, 55

— Ндо 46, 48 — Симениа 48 — Уа 46 — Уао 54 Хиенту 54

Рифт Срединно-Атлантический 178 Рифтовые долины 178, 182, 253

— Срединно-Атлантического хребта 179

Сальтация 78-81, 305 Сапропелевый ил 335, 337 Свод Кейп-Фир 11, 26 Серпентинизация 255, 256 Сер-фьорд 122, 128 Силикофлагеллаты 311 Сильде-фьорд 124, 131 Система Веннера 294 Сланцы девонские аспидные 286, 290, 295, черные граптолитовые 121

Слоистость горизонтальная 65

— тонкая 66 — градационная 86, 133, 136, 141, 142, 144, 149, 151

— косая 65

- типа ряби течения 61, 64

— тонкая 66 — турбидитов 61 Слойчатость 62

Собственный потенциал 292

Согне-фьорд 122 Соляные купола 105, 107 Спаркер 22, 89, 288, 295 Спиральный бур 295

«Стрендфлет» 124 «Стрендфлет» 124
Суспензионный (мутьевой) поток 59—63, 67, 68, 74—73, 81, 83, 84, 104, 110, 122, 129, 133, 136, 142, 144, 146, 148, 153, 154, 171, 337, 343
Суспензия 81, 83

— глинистая 59, 67, 68, 70, 71, 78

турбулентная 82

Таблицы Литла 287 Текстура донная 84

Текстура размыва 84 — турбидитов 148 Тефра 333, 337, 340, 356 — андезитовая 346 — базальтовая 346 верхняя 343, 346, 349, 350, 352датирование 347, 349 крупнозернистая 354
нижняя 340, 346, 347, 354 перенос 346 Течение Флоридское 11 — циркуляционное 158 Течения 216 — отливные 213, 221— поверхностные 217, 219 — подкоровые 248, 250 — придонные 217 приливно-отливные 210, 216, 217, 219, 222, 233, 234 приливные 213, 216, 232, 233Тиллиты подводные 153, 154 Торакосфериды 321, 327 «Трайдент» 175, 176

Транспортировка осадочного материала 219 Турбидиты 61, 62, 65, 67, 83—85, 106, 109, 136, 142, 144, 145, 153

Турбулентность 79, 222, 228 Туфы 33 Угловое несогласие 22 Удельное сопротивление 292 Уплотнение 113 Уса-фьорд 124, 128

Утне-фьорд 124

— Апеннин 107 — Хардангер-фьорда 120

Турбидная серия 148, 151

Фароу 36, 46 — Бёни 36 — Нгетиоуа 46 — Ндито 46, 48 — Тоотира 48 Фер-Чевал 48 Флиш 109, 110 Фораминиферы 44, 112, 151, 171, 213— 215, 223, 224, 230, 309, 313, 320, 335, 343, Формация Лодоу 321 — Рупельтон 321 **— Сиперо** 311, 319—321, 326—330 Фьорд 120

Хардангер-фьорд 122, 124, 128, 151, 153 Хисс-фьорд 124, 128, 131 Хребет Карлсберг 251, 256 океанический 278 — острова Пасхи 278

— Рамси-Уайтхейвен 189, 192, 193, 197 — Санта-Мария 178, 179, 182

— Срединно-Атлантический 175, 247, 250,

— дочерний 122, 124, 126—128

251, 253, 256, 257, 259, 279, 280, 282 срединноокеанический 246, 251, 254, 259, 262, 263, 283

— Индийский 256

 Юго-Восточный Ньюфаундлендский 182 Хуснес-фьорд 124

## предметный указатель

Цивилизация доэллинская 360 — микенская 360, 365, 368 — минойская 354, 360, 363, 365, 368, 369 — Эллады 364 Цунами 356, 358, 364 — минойское 360, 366, 367

«Чейн» 88 «Челленджер» 7

376

Шарнирная структура 189 Шельфовые пески 161, 166, 172

Эвапориты 105, 107 Эвстатические колебания уровня моря 35

Эвс-фьорд 124, 128, 130
Экспериментальная скважина Мохол 321, 323, 327
Элютриатор 296
Эрозионный останец 13, 173
— — Странрар 187
Эрозия 26, 80, 112
— волновая 172
— глинистого осадка 79
— донная 83
Эхолот Маркони-Графетта 287 Эхолот Маркони-Графетта 287

Юкатанская известняковая платформа 205

«Ямакроу» 88

# СОДЕРЖАНИЕ

От редакции	5
Предисловие. Перевод А. В. Ильина	7
К. Эмери. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки. $\Pi$ ерево $\partial$ $A. B. Ильина$	9
А. Гилчер. Коралловые рифы и лагуны островов Майотта, Коморский архипелаг в Ивдийском океане, и Новая Каледония в Тихом океане. $\Pi$ еревод $\Gamma$ . $\Phi$ . Ульмищека	32
Ф. Кюнен. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. $Перевод$ И. Т. Дубовского	59
Дж. Херси. Седиментационные бассейны Средиземного моря. $Перевод$ $\Gamma$ . $\Phi$ . $Ульмишека$	88
Л. Данжар, М. Риу. Область морской геологии и ее границы: сопоставление точек зрения океанолога и геолога. $Перевод$ $M$ . $Φomco$	109
X. Хольтедаль. Современные турбидиты в Хардангер-Фьорде, Норвегия. $\Pi epeso\theta$ $H. T. Дубовского$	120
Л. ван Стратен. Седиментация в северо-западной части Адриатического моря. $Перево\partial$ $\Gamma$ . $\Phi$ . $Ульмишека$	155
Д. Краузе. Зоны разломов в северной части Атлантического океана к востоку и западу от Азорских островов. $Перевод$ А. В. Ильина	175
М. Ботт. Глубинная структура северной части Ирландского моря — проблема динамики земной коры. $Hepeso\partial$ $A. B. Ильина$	184
Ф. Фледжер. Осадконакопление в лагуне Гуэрреро-Негро, Нижняя Калифорния, Мексика. $П$ еревод $U$ . $T$ . Дубовского	205
Ф. Шепард. Подводные каньоны, исследованные с ныряющего блюдца Кусто. $Перевод$ $A.~B.~Ильина$	236
$X$ . Хесс. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана. $\mathit{Перевод}\ A.\ B.\ \mathit{Ильина}$	246
Ж. Уэрзел. Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов. $Перевод$ А. В. Ильина	262
Дж. Тумс и др. Геохимическое и геофизическое экспериментальное изучение минеральных ресурсов залива Маунтс-Бей, Корнуэлл. $П$ еревод $\Gamma$ . $\Phi$ . $V$ льмишека	286
Э. Мартини. Среднетретичный известковый нанопланктон из кернов глубоководных отложений Тихого океана. Перевод $\Gamma$ . Ф. Ульмишека	309
Д. Нинкович, Б. Хейзен. Тефра острова Санторин. Перевод А. В. Ильина	333
Предметный указатель	37

#### «НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 18

#### ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МОРСКОГО ЛНА

Редактор Т. И. Никифорова

Художник В. М. Новоселова

Художественный редактор

В. М. Варлашин

Технический редактор А. Д. Хомяков

Корректор Р. Я. Новик

Сдано в производство 6/II 1969 г. Пдописано к печати 5/VIII 1969 г. Бумага тип. № 170×1081/16=11,88 бум. л. Усл. печ. л. 33,25. Уч.-изд. л. 32,08. Изд. № 5/4475 Пена 2 р. 51 к. Зак. 691

> ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Комитета по печаты при Совете Министров СССР Москва, Трехпрудный пер., 9

# Уважаемый чутатель!

В 1970 г. издательство «Мир» готовит к выпуску в переводе на русский язык оригинальные монографии, учебную и справочную зарубежную литературу по всем отраслям геологической науки, которые будут изданы в подписной серии «Науки о Земле. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии».

С аннотациями на перечисленные ниже книги можно ознакомиться в тематическом плане издательства «Мир» на 1970 г., который Вы найдете в книжных магазинах.

Браун Д. и др. Геологическое газвитие Австралии и Новой Зеландии, Нью-Йорк, 1968, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (II кв.), 30 л., цена 3 р. 40 к.

Окраины континентов и островные дуги. Труды симпозиума, Оттава, 1966, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (III кв.), 28 л., цена 2 р. 91 к.

Система рифтов Земли. Труды симпозиума, Оттава, 1967, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (І кв.), 25 л., цена 2 р. 70 к.

Фурмарье П. **Проблема дрейфа континентов,** Брюссель, 1967, перев. с франц., М., «Мир», 1970 (III кв.), 28 л., цена 3 руб.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. X. Барнса, Нью-Йорк, 1967, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (III кв.), 50 л., цена 4 р. 20 к.

Геология и геохимия рудных месторождений. Труды XXIII Международного геологического конгресса, Прага, 1968, перев. с англ., франц., нем., М., «Мир», 1970 (III кв.), 24 л., цена 2 р. 60 к.

Менерт К. **Мигматиты и происхождение гранитов,** Амстердам, 1968, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (IV кв.), 32 л., цена 3 р. 08 к.

**Карбонатные породы.** Том І. Генезис, распространение и классификация. Под ред. Дж. Чилингара и др., Амстердам, 1967, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (IV кв.), 35 л., цена 3 р. 35 к.

**Карбонатные породы.** Том 2. Физико-химическая характеристика и методы исследования. Под ред. Дж. Чилингара и др., Амстердам, 1967, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (IV кв.), 30 л., цена 2 р. 90 к.

Уэйджер Л., Браун Дж. **Расслоенные изверженные породы**, Лондон, 1968, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (I кв.), 55 л., цена 5 р. 70 к.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. Париж, 1964, перев. с франц., М., «Мир», 1970 (II кв.), 24 л., цена 2 р. 60 к.

Дэвис С., де Уист Р. **Гидрогеология.** Том 2, Нью-Йорк, 1966, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (III кв.), 26 л., цена 2 р. 80 к.

Миллер Л. Инженерная геология. Механика! скальных пород, Штутгарт, 1963, перев. с нем., М., «Мир», 1970 (IV кв.), 26 л., цена 2 р. 80 к.

Кроме того, в открытую продажу поступит книга:

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги, Лондон, 1967, перев. с англ., М., «Мир», 1970 (II кв.), 14 л., цена 1 р. 21 к.

Книжные магазины принимают предварительные заказы на готовящиеся к выпуску в 1970 г. книги по геологии.

Подписка на серию «Науки о Земле» принимается в магазинах, распространяющих подписные издания.

Издательство «Мир»