

Г.Г. МАТИШОВ



МИРОВОЙ
ОКЕАН
И ОЛЕДЕНЕНИЕ
ЗЕМЛИ

Г. Г. МАТИШОВ

МИРОВОЙ
ОКЕАН
И ОЛЕДЕНЕНИЕ
ЗЕМЛИ



МОСКВА «МЫСЛЬ» 1987

РЕДАКЦИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ
ЛИТЕРАТУРЫ

Рецензенты:
доктор географических наук *О. К. Леонтьев*
и кандидат географических наук *А. С. Ионин*

Художник *Родионова Е. А.*

М $\frac{1905030000-071}{004(01) 87}$ КБ-47-18-1986

© Издательство «Мысль». 1987

В истории поверхности Земли много раз бывало так, что громадные материковые покровы льда распространялись на значительные пространства континентов и Мирового океана. Достаточно сказать, что так было в позднем докембрии, позднем ордовике — раннем силуре, позднем карбоне — ранней перми и миоцене — плейстоцене. Последнее великое оледенение планеты было настолько ярким и столь характерным для всех континентов событием, что многие исследователи закрепили за этим отрезком геологической истории термин «ледниковый период». В свете современных представлений позднекайнозойское (четвертичное) оледенение носило ритмичный характер, определявшийся рядом ледниковых и межледниковых эпох. Всего лишь 18 тыс. лет назад треть суши была покрыта льдом, который достигал толщины в несколько километров. Подо льдом лежали почти вся Северная Америка, Гренландия, большая часть Евразии, Антарктида. Повсюду в горах, от сравнительно невысоких Альп до грандиозных Анд, разрослось оледенение. В лед обратилось так много воды, что уровень океанов оказался почти на 120 м ниже по сравнению с современным: около 5% всей воды сосредоточилось на шельфе и материках в виде льда. Естественно, что в ту пору на Земле было значительно холоднее.

В верхнем кайнозое ледниковые покровы распространялись далеко в умеренные широты. С оледенением были связаны специфические явления и процессы, например такие, как гляциоэвстатические колебания уровня моря, глобальные изменения циркуляции поверхностных вод океана, которые проявились во всех морфоклиматических зонах дна Мирового океана. Однако характерные гляциальные и перигляциальные процессы развивались лишь на поверхности шельфа, материкового склона, абиссальных равнин, срединно-океанических хребтов в северной части Атлантического и Тихого, в Северном Ледовитом и Южном океанах. Заметим, что под названием Южный океан обычно выделяется океаническая часть Антарктиды, окружающая материк и ограниченная на севере фронтом антарктической конвергенции.

Крупнейшие структуры океанического дна, сформированные эндогенными (внутренними) процессами, несут на себе отпечаток работы внешних, или экзогенных, сил. Хотя экзогенные процессы в основном приводят к сглаживанию земной поверхности путем эрозии и отложения осадков, но, как сейчас выясняется, они часто создают горы и другие крупные элементы дна океана. Примером этому служит Большой Барьерный риф к востоку от Австралии, коралловые вершины которого поднимаются на многие сотни метров в Коралловом море. До недавнего времени к областям развития рельефа субаэрального происхождения в пределах современного морского дна относились исключительно шельф, но после обнаружения так называемых мессинских событий в Средиземном море, заключавшихся, как известно, в осушении его впадины в результате изоляции бассейна и испарения водной толщи, к таким областям надо относить и некоторые глубокие зоны моря.

Вообще же применение новых методов исследований, распространение их на большие территории, развитие морского бурения привели к тому, что рельеф дна многих районов океанов, особенно континентальных окраин, был довольно детально изучен. По особенностям рельефа дна континентальная окраина была подразделена на шельф, материковый склон и материковое подножие. Впервые не только оценены истинные масштабы известных рельефообразующих процессов, но и обнаружены новые, неизвестные ранее экзогенные явления. Особенно это касается тех процессов, которые действовали и действуют как на суше, так и на морском дне или, будучи субаквальными, приводят к образованию форм рельефа, в той или иной степени аналогичных формам рельефа суши. Существует несколько больших групп процессов, общих и для суши и для морского дна. Наиболее важными из них являются склоновые, русловые эрозионно-аккумулятивные процессы и процессы, связанные с деятельностью материкового покровного оледенения (гляциальные и перигляциальные).

Ледниковый период оставил глубокие следы в строении и истории развития дна и подводных ландшафтов морей и океанов. Вероятно, многие обращали внимание на то, что в полярных и умеренных широтах Мирового океана континентальные шельфы имеют большие глубины и сильно пересеченную поверхность дна. Наглядным примером может служить дно Баренцева моря. Шельфы с таким строением закономерно прилегают к морской части древних ледниковых покровов Евразии, Америки, Антарктиды.

Гляциальные шельфы — наиболее яркие свидетели великого оледенения нашей планеты.

Как стало ясно в последние десятилетия, около 44% площади континентальных шельфов на земном шаре либо испытало ледниковую эрозию в прошлом, либо скрыто современными ледниками, либо выстилается новейшими гляциальными отложениями. Связанные с ледниковым периодом новейшие отложения и рельеф распространены на необозримых площадях. Для них свойственно исключительное разнообразие и сложное строение. Ледниковую морфоскульптуру океана следует рассматривать как многообразный комплекс форм рельефа шельфа, возникший при воздействии на поверхность дна древних ледниковых покровов. Подводные перигляциальные образования — комплекс аккумулятивных и эрозионных форм рельефа подводных континентальных окраин и абиссальных равнин, происхождение которых связано с деятельностью четвертичных процессов за пределами материкового покровного оледенения.

За последние десятилетия человечество затратило огромные усилия, чтобы приблизиться к познанию тайн строения дна и природы высокоширотных областей океана. Особенно заметный прогресс в исследовании рельефа, новейших отложений и биогеоценозов намечился в 70-х годах, когда широко стал применяться морфоскульптурный анализ материалов эхолотирования, картографирования, сейсмопрофилирования, грунтовых и бентосных съемок, морского бурения, позволивший более детально представить топографию и геоморфологию морского дна. В данной монографии наряду с обширным батиметрическим и геоморфологическим материалом, собранным во время морских работ на протяжении ряда лет самим автором или при его участии, главным образом на основе эхолотной съемки и традиционных геологических методов, широко привлекаются данные океанического бурения, материалы непрерывного сейсмопрофилирования, новейшая гидробиологическая и гидрологическая информация. Благодаря буровому судну «Гломар Челленджер», способному обеспечить проникновение глубже поверхности океанического дна на 1500 м, мы знаем теперь строение осадочных толщ, которые отложились на протяжении длительного этапа развития оледенения. На сегодняшний день во всех океанах — от антарктического до арктического — пробурено более 600 скважин. Анализы керна этих скважин составляют основу наших знаний о палеоокеанологии кайнозоя. С их

помощью определен не только возраст донных осадков, но и температура поверхностных вод осадконакопления, что принципиально важно для анализа изменений климата и эпох оледенения.

В предлагаемой вниманию читателей книге рассматривается важнейшая геологическая и экологическая проблема влияния позднекайнозойского оледенения на рельеф, осадкообразование, органический мир и природу океана в целом. Раскрываются строение подводного рельефа и те сложные и многообразные изменения, которые он претерпел под воздействием материкового оледенения. Кроме того, дается краткое систематическое освещение современных данных о топографии дна, четвертичных отложениях и среде обитания организмов океанов в полярных и умеренных широтах.

Наш основной подход к изучению природы ледникового периода сводится к раскрытию воздействия обширных покровных оледенений на поверхность дна и водную среду морей и океанов, покрывавшуюся материковым льдом или находившуюся под влиянием былых перигляциальных процессов. Следы воздействия этих явлений запечатлены в формах рельефа, отложениях, ископаемых организмах, оставшихся на морском дне после исчезновения ледников. Большую часть этой книги мы отвели поэтому рассмотрению физико-географических и геоморфологических особенностей, свидетельствующих о наличии, характере и масштабах четвертичного оледенения во всех его проявлениях и о процессах, обусловивших появление целого ряда специфических океанических форм рельефа. В отдельных случаях намечаются варианты решения дискуссионных вопросов, которые, не противореча остальным фактам, максимально соответствовали бы морским геологическим и биологическим данным и представлениям.

Анализ данных по ледниковым формам на гляциальных шельфах, описание и осмысление многочисленных следов оледенения на дне морей и океанов позволяют дать обстоятельные палеогеографические реконструкции древних ледниковых покровов, охарактеризовать, в частности, особенности оледенения баренцевоморского шельфа. В отличие от опубликованных недавно монографий о «зимах» нашей планеты научной основой данной книги послужила несколько иная концепция о распространении громадных материковых ледниковых покровов на шельфы и оригинальная идея о существовании океанического перигляциала в глубоководных областях Мирового океана.

Следует заметить, что океанический перигляциал—это принципиально новое в морской четвертичной геологии понятие — рассматривается в книге с двух сторон: морской перигляциал, т. е. перигляциальные явления на дне шельфовых морей, и собственно океанический перигляциал, т. е. перигляциальные явления за кромкой материкового льда, который заканчивался у бровки материкового склона. Иными словами, мы придаем большое значение четвертичным экзогенным процессам в формировании физической, химической, геологической и биологической сред в океанах и считаем, что они имеют непосредственное отношение к разумному использованию природы Мирового океана и к пониманию его роли в эволюции климата и жизни на нашей планете.

Мировой океан в полярных и умеренных широтах по-прежнему рассматривается как потенциальный и доступный источник минеральных и биологических ресурсов. Во многих арктических областях шельфа возводятся буровые вышки и платформы, добывается нефть и другие полезные ископаемые, прокладываются трубопроводы и всевозможные коммуникации. В своей деятельности на подводных континентальных окраинах Арктики человек постоянно сталкивается с необходимостью изучения дрейфующих айсбергов, морских льдов, гляциального рельефа и рыхлых отложений морского дна. Естественно, что эти исследования позволят нам не только полнее понять современные полярные процессы в морях, но и глубже проникнуть в суть природных процессов и явлений, протекавших в Северном Ледовитом, северной части Атлантического и Тихого и в Южном океанах в связи с древними материковыми оледенениями Земли.

ЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ И ПРИРОДА
ОКЕАНА

Следы древних оледенений и порожденных ими явлений широко встречаются на всех материках и в океанах нашей планеты. Сравнительно недавно свидетельства кайнозойских оледенений были обнаружены в строении рельефа и осадочных толщ морей и океанов в высоких и средних широтах. Естественно, что реликтовые ледниковые и перигляциальные образования океанического дна обращают на себя особое внимание в тех областях Северной и Южной Атлантики, севера Тихого океана, в которых нет современного материкового оледенения. Следы непосредственного и косвенного воздействия древних ледниковых покровов отчетливо распознаются по геоморфологическим, литологическим и микропалеонтологическим признакам (рис. 1, 2). Гигантские масштабы распространения материкового льда на континентальный шельф устанавливают по наличию ледникового, преимущественно подводного, моренного рельефа. Большое значение при этом имеет сохранность рельефа морского дна. Изучение ледниковых и перигляциальных отложений и форм рельефа делает возможным определение горизонтального и вертикального распространения ледниковых покровов, а следовательно, их площади и мощности.

Лучшим свидетельством материкового покровного оледенения континентальных шельфов является морена — наиболее специфический тип четвертичных отложений гляциальных шельфов. Из геоморфологических признаков, помогающих восстановить границы ледников на шельфе, следует особо отметить подводные желоба.

О морской и океанической перигляциальной обстановке судят по древним айсберговым или ледниково-морским осадкам. Они представляют собой специфический и широко распространенный тип четвертичных отложений морей и океанов. Важным литологическим признаком подводной перигляциальной обстановки являются ледниково-мутевые отложения (турбидиты), вскрытые в кернах глубоководного бурения дна. Среди геоморфологических призна-

ков перигляциальных явлений наиболее характерны глубоководные каналы, связанные с проявлениями талых ледниковых вод. С ледниковым периодом связано возникновение глобальной глубинной циркуляции холодных арктических и антарктических вод в океанах.

1.1. Современные ледники и айсберги

В ледниковые эпохи большие покровы льда неоднократно распространялись на континентальные окраины Антарктиды, Евразии и Америки. На сегодняшний день ледники все еще покрывают более 10,9% суши. Свыше 85,3% современного оледенения земной поверхности расположено в Антарктиде, примерно 12,1% — в Гренландии. Остальная часть современных ледников включает меньшие по размерам льды высокоширотных горных районов и высокогорий материков. Многие ледниковые покровы оканчиваются в морях и океанах. Там, где глубина моря примерно сопоставима с мощностью льда, край ледников может всплывать, поскольку лед по удельному весу легче воды вследствие содержания в нем пузырьков воздуха. Следует отметить, что обычно можно проследить прямую связь подводных ледниковых форм с ледниковыми образованиями на прилегающих берегах, а также с современными выводными ледниками Антарктиды, арктической Канады, Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли. Без сомнения, краевые зоны современных ледниковых щитов могут дать некоторые представления об условиях, существовавших на периферии древних материковых оледенений.

Несколько слов о типах современных ледников. По мере того как лед увеличивается в объеме и в виде ледника выдвигается из зоны аккумуляции, он приобретает различные формы, возникающие в значительной степени под влиянием поверхности, по которой ледник течет. В зависимости от внешней формы все ледники можно разделить на три группы: 1) горные альпийские, или долинные, ледники; 2) сливающиеся ледники, или ледники предгорий, которые представляют собой соединившиеся долинный ледники, вторгшиеся в область предгорий; 3) покровные, или материковые, ледники (называемые также ледниковыми покровами), которые занимают обширные площади.

Материковые ледники представляют собой огромные ледниковые покровы, которые покрывают большие площа-



ди суши и включают в себя и снежные, и ледяные поля, и ледники — всё вместе. Они распространяются во всех направлениях независимо от высоты рельефа. От долинных материковые ледники отличаются, в частности, тем, что их не ограничивают борта долины.

Самый крупный остров в океане — Гренландия — занимает чуть более 2 млн. кв. км, из которых около 80% покрыты обширным материковым ледником. Центральное, похожее на купол ледниковое плато достигает 3000 м в высоту, что соответствует мощности льда в этом районе. Только гористый край острова свободен ото льда, но даже здесь большая часть долины заполнена ледниками. На склонах Гренландского ледникового щита особое развитие имеют фьордовые ледники, подобные леднику Якобсона, обладающие очень большими (1—10 км/год) скоростями движения. Обычно максимальные скорости течения фьордовых ледников отмечаются в их центральных частях. Увеличение скорости течения льда отмечается при увеличении уклонов продольного и уменьшении поперечного сечения. В вертикальном профиле скорость увеличивается от ложа к поверхности ледников. Существующая на окраине ледникового покрова Гренландии гляциологическая обстановка не является универсальной для областей современного оледенения. Она, например, заметно отличается от условий в пределах Антарктического ледникового покрова.

Антарктида занимает площадь около 14 млн. кв. км и почти вся покрыта льдом. Этот ледниковый покров в 7 раз больше Гренландского покрова. Поверхность его не такая ровная, как у Гренландского, поскольку он во многих местах прерывается горными цепями и группами обнаженных вершин. Мощность Антарктического ледникового покрова меняется от нескольких сот метров около гор или у его края до 4 тыс. м и более в центральной части континента. Антарктический ледниковый покров благодаря огромному объему — самый крупный на Земле резервуар пресной воды.

В Антарктиде ледниковый купол целиком скрывает крупные горные хребты. Ледниковый покров Антарктиды,

Рис. 1. Физиографическая карта континентальной окраины в Баренцевом море (Матишов, Рвачев, 1977). На перспективном рисунке рельефа шельфа обращают на себя внимание банки и глубокие желоба

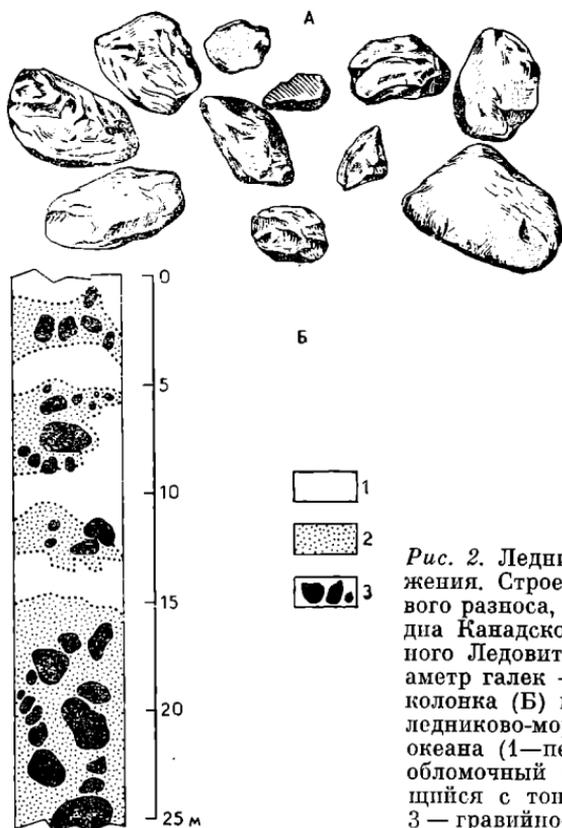


Рис. 2. Ледниково-морские отложения. Строение галек айсбергового разноса, собранных драгой со дна Канадской котловины Северного Ледовитого океана (А). Диаметр галек — 2—5 см. Обзорная колонка (Б) показывает характер ледниково-морских толщ на дне океана (1—пелагические илы, 2—обломочный материал, чередующийся с тонкими слоями глин, 3 — гравийно-галечный материал) (Vannev et al., 1976)

распадающийся на Восточно-Антарктический и Западно-Антарктический ледниковые щиты, представляет собой сплошную область питания. Скорость движения антарктического льда закономерно нарастает от центральной области к периферии. На склонах антарктических ледниковых щитов в широких (20—30 км) депрессиях ложа выделяются выводные ледники, скорость течения которых — от 300 до 1800 м/год. Они пачинаются в глубине ледяного континента, а заканчиваются на морском дне подвижными шельфовыми ледниками мощностью от 40 до 200 м (у плавучего края). У выводных ледников скорость движения возрастает в краевой зоне, как было показано П. А. Шумским (1967) и И. А. Зотиковым (1966). Тепловой эффект движения льда настолько значителен, что обеспечивает донное таяние и сток талых вод в океан. Высота надводной

части шельфового льда и айсбергов обычно изменяется от 20 до 60 м. Как полагают Р. Флинт (1963), В. Буйницкий (1973), А. П. Лисицын (1974), всплывание ледников происходит в случае, если 75—90% их массы погружено в воду. Видимо, критическая глубина отрыва крупных ледников от поверхности дна желобов может составлять сотни метров. Между выводными антарктическими ледниками, обладающими свойствами долинных ледников, обособляются малоподвижные (скорость движения — 20—100 м/год) льды, скрывающие скалистые хребты и возвышенности.

Особое внимание привлекает оледенение Аляски, которое питается влагой с Тихого океана. Оно является примером наибольшего по размерам и интенсивности горного оледенения. Ледники покрывают горные хребты и спускаются лопастями к заливу Аляска. Для развития ледников здесь наиболее благоприятное сочетание орографических и климатических условий. К северо-западу от залива Якутаг слияние многих ледников создает на прибрежной равнине большую ледяную плиту — ледник Маласпина — площадью 2,2 тыс. кв. км. Ледник заполняет понижение, дно которого лежит на 300 м ниже уровня моря.

Во многих местах Антарктический, Гренландский и другие ледниковые покровы соединяются с шельфовым льдом, который формируется там, где крупные ледники, вытекающие из внутренней части материка, выталкивают лед в море. Часто лед попадает в глубокую воду и всплывает. Шельфовый ледник Росса занимает половину моря Росса. Его обращенная к морю поверхность представляет собой ледяной уступ, высота которого постоянно равна почти 60 м. Здесь крупные глыбы льда откалываются и уплывают в море в виде гигантских айсбергов; некоторые из них имеют более 100 км в поперечнике.

Вообще шельфовый ледник является своеобразным типом ледникового покрова, который особенно распространен в Антарктиде. По существу это плавучая часть материкового льда. Все шельфовые ледники характеризуются незначительным уклоном поверхности. У внутреннего края, обращенного к суше, мощность шельфовых ледников, например тех, которые характерны для Западной Антарктиды (ледники Росса и Фильхнера), может быть более 1 км, но у открытого моря она постепенно уменьшается до 200 м. В Арктике шельфовый лед развит ограниченно, в основном у северных берегов острова Элсмир. От этого шельфового ледника время от времени откалываются столовые

айсберги, получившие название «плавающие ледяные острова».

В морях Северного Ледовитого и Южного океанов в современной обстановке, и особенно во время оледенений, в большом количестве формировались плавающие льды. Сейчас в этих океанах они покрывают обширные акватории и быстро разносятся, что способствует переносу и отложению ледникового материала иногда за тысячи километров от края ближайшего ледника. Среди плавающих льдов заслуживают нашего внимания айсберги и паковые льды. Айсберги представляют собой материковый лед, который в океан выносятся ледники. В южном полушарии айсберги наиболее распространены. Они откалываются главным образом от шельфовых ледников морей Росса и Уэдделла. Антарктические айсберги обычно имеют плоскую форму и значительные размеры. Их площадь может достигать многих квадратных километров. Такие айсберги поднимаются над уровнем моря более чем на 35 м.

В океанах северного полушария айсберги отличаются небольшими размерами и сложной формой. Они возвышаются над водой более чем на 60 м, а толщина подводной части может составлять 250 м. В результате выветривания и таяния северные айсберги быстро разрушаются. Характерной их чертой является содержание большого количества эвратического материала. Большинство айсбергов поступает в арктические моря из долинных ледников Гренландии, а также с архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля. Максимальное количество айсбергов встречается в Северо-Западной Атлантике, на акватории которой они дрейфуют в южном направлении до Большой Ньюфаундлендской банки. Следует отметить, что в отличие от Южного океана в Центральном Арктическом бассейне значительная часть объема льда приходится не на айсберги, а на многолетние (паковые) льды. Однако в топографии арктического ледяного покрова и процессах осадконакопления в бассейне материковый лед играет очень важную роль и поэтому вызывает большой интерес у исследователей.

Айсберги Полярного бассейна были наиболее обстоятельно изучены в послевоенные годы летчиками СССР, США и Канады. В результате аэрофотосъемки и радарных наблюдений обнаружено более 80 ледяных островов, общая площадь которых оценивается в 2—3 тыс. кв. км. Это примерно 1% от общей площади арктического ледникового покрова. Самые крупные айсберги американские ученые

обозначили как Т-1, Т-2, Т-3. Последний ледяной остров, обнаруженный в 1946 г., использовался как дрейфующая научная станция с 1952 по 1977 г. При начале исследований мощность айсберга достигала 60 м, а параметры составляли 8×14 км. С 1962 по 1964 г. Т-3 по крайней мере 20 раз пересек собственную трассу в бассейне Центральной Арктики.

Как уже отмечалось, обширные акватории Арктики и Антарктики покрыты многолетним, или паковым, льдом, сформировавшимся в результате замерзания поверхности океана. Находясь в постоянном движении, морские льды Арктического бассейна нередко распространяются и на часть акватории окраинных морей и выходят в моря Северной Атлантики. Основную массу морских льдов Южного океана образует сезонный лед. Сравнительно часто паковый лед содержит обломки горных пород, которые обычно включаются в лед в процессе формирования его в прибрежной зоне. В прибрежных мелководных районах осадки чаще вмораживаются в лед со дна. Значительное количество тонкозернистых осадков включается в лед в начале зимы, когда образование льда совпадает с периодом штормов. В результате штормов глина и алеврит переходят во взвесь и в составе замерзающей воды вовлекаются во вновь формирующийся морской лед. Затем такой лед с осадочными прослоями разносится постоянными течениями в открытую часть океана. Во время летнего таяния и разрушения льдов большая часть осадков сгружается недалеко от их источников. Однако имеются аэрофотоснимки, показывающие почти черный паковый лед с большим количеством мобилизованных штормами осадков в Центральной Арктике.

1.2. Древние подводные «реки» и дрейфующие айсберги

Исследователь, рассматривающий детали топографии дна за пределами шельфа, обязательно обратит свое внимание на многочисленные долины под водами океана, похожие на речные долины суши. Их называют глубоководными или абиссальными каналами. В рыхлых отложениях океанического дна даже при беглом просмотре легко обнаружить множество экзотических обломков горных пород. Они характеризуют айсберговые осадки.

Древние айсберговые осадки и абиссальные каналы — зримые свидетели былых ледниковых эпох. Исследования

по Программе глубоководного бурения привели к пониманию не только огромных и быстрых эволюционных преобразований в океанах. Они дали возможность проникнуть в механизм процессов осадконакопления, в суть стратиграфической приуроченности различных типов турбидитов, их связи с определенными этапами эволюции океана в кайнозой. Сейчас по материалам глубоководного бурения легко оценить большое значение материковых ледников в выносе осадочного материала за пределы шельфа в океан. Во время оледенений плавучие материковые льды активно разносились течениями, покрывая обширные акватории во всех океанах. Плавающие обломки льда транспортировались как тонкий, так и грубообломочный материал примерно так, как это происходит у берегов Антарктиды и в Северо-Западной Атлантике в настоящее время. Этот факт очень интересен не столько для характеристики самих айсберговых осадочных масс, сколько для палеоклиматических реконструкций.

Когда айсберги таяли, они роняли свой терригенный груз. У Антарктиды этот тип транспортировки распространяется до 40° ю. ш. В Северной Атлантике границы ледникового переноса совпадают с современным положением границы между очень холодными и умеренными водами. Во время последнего оледенения эта граница также простиралась дальше на юг до 40° с. ш. В настоящее время осадочное вещество, принесенное древними айсбергами, встречается на более чем 20% поверхности дна океана. Следует сказать, что в низких широтах, в частности в северной части Тихого и Атлантического океанов, где айсберги образуются только во время ледниковых эпох, прослеживается более четкая связь между обилием ледниково-морских осадков и продолжительностью оледенений. Ближе к источникам питания возрастает количество айсберговых осадков, а также увеличивается стратиграфическая полнота и информативность колонок донных отложений, что позволяет фиксировать даже не очень значительные изменения в распространении ледников.

Система абиссальных каналов — наиболее яркое реликтовое экзогенное образование океанических котловин. Эти линейные отрицательные формы рельефа протягиваются на многие сотни, а иногда и тысячи километров (наиболее крупный из них — долина Хейзена в Северо-Западной Атлантике). Этот канал, обнаруженный еще до войны и детально изученный в наше время, начинается в районе Гудзонова пролива, протягивается более чем на 4 тыс. км

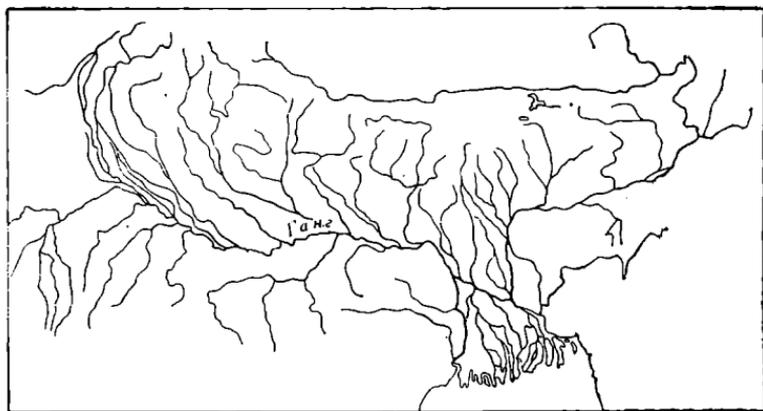


Рис. 3. Схемы крупнейших разветвленных долинных систем на суше и океаническом дне. Обращает наше внимание сопоставимость рисунка гидрографической сети и масштаба развития р. Ганг и Лабрадорского срединно-океанического канала

и заканчивается в северной части абиссальной равнины Сом у восточного континентального склона США. Не многим уступает ему канал Мори, протягивающийся от Фареро-Исландского порога до Иберийской абиссальной равнины. Ширина каналов достигает 10 км, глубина — от 50 до 250 м. Масштабы этих форм сопоставимы с размерами крупнейших рек (рис. 3). Абиссальные каналы представляют собой не что иное, как долины стока мутьевых потоков, обусловленных покровным оледенением континентальных шельфов. К характерным отложениям абиссальных равнин относятся сортированные пески и алевроиты, в разное время перенесенные мутьевыми потоками, которые перемежаются с пелагическими глинистыми наносами, непрерывно оседающими на дно океана.

1.3. Глобальное опреснение вод поверхности океана

Влияние талых ледниковых вод на гидрологический режим океана в ледниковый период можно достаточно определенно восстановить на основе изучения остатков морских организмов в донных отложениях. Как известно, глубоководные отложения содержат множество прослоев известковистых раковин одноклеточных и других видов из отряда фораминифер, кремнистых лучевиков из подкласса радиолярий и других микроорганизмов. Состав флоры и фауны в верхних слоях океанических вод во многом зависит от температуры, а также от солености воды и других природных факторов. Организмы, обитающие в 200-метровом поверхностном слое, умирают и накапливаются на дне океана. Однако состав ископаемых останков не является прямым отражением состава организмов верхнего слоя вследствие растворения отдельных экземпляров при их погружении на дно.

В период дегляциации, в частности в последнюю ледниковую эпоху (15—8 тыс. лет назад), влияние талых ледниковых вод распространялось далеко за пределы края ледниковых покровов (рис. 4). Области с поверхностными водами низкой солености в основном были приурочены к Северной Атлантике, северной части Тихого океана, Южному океану, Средиземному и Черному морям, Мексиканскому заливу, а также к прибрежным водам, омывающим Африку, Южную Америку, Австралию в приустьевых частях крупных речных систем. Так, во время дегляциации реки Миссисипи, Волга, Темза переносили огромное коли-

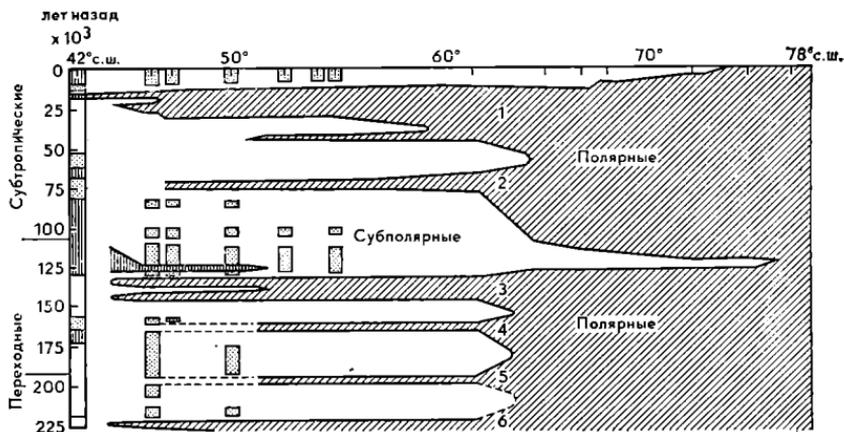


Рис. 4. Вероятная схема смещения полярных водных масс в Северной Атлантике в ледниковые и межледниковые эпохи за последние 225 тыс. лет. На схеме, составленной на основе анализа видового состава планктонных фораминифер (Ruddiman, 1977), наглядно видно перемещение полярного фронта в сторону экватора во время оледенений. Места отбора колонок донных отложений показаны штрихами между 42 и 78° с. ш.

чество талых вод, стекавших с тающего ледникового покрова, который занимал часть их бассейна. Вообще масштабы поступления талых вод на поверхность океана были очень велики. О наличии в океане верхнего слоя воды с низкой соленостью, обусловленного быстрым притоком талых ледниковых вод, свидетельствует анализ содержания изотопов кислорода в скелетах фораминифер. Глобальный слой опресненной воды препятствовал вертикальному перемешиванию. Под этим слоем происходило накопление CO_2 , что приводило к увеличенному растворению раковин фораминифер на дне океана.

Установлено большое воздействие талых вод Лаврентьевского ледникового щита на природу Мексиканского залива. Изотопный анализ кислорода планктонных фораминифер из колонок позднечетвертичных осадков котловин показал, что 15—11 тыс. лет назад соленость верхнего слоя была на 2—3‰ ниже, чем сейчас (Amy et al., 1982). Такой пик в изотопных значениях, имевший место в позднеледниковье, отражает аномальное поступление более легких в изотопном отношении талых вод из реки Миссисипи в Мексиканский залив. Это привело к снижению солености по-

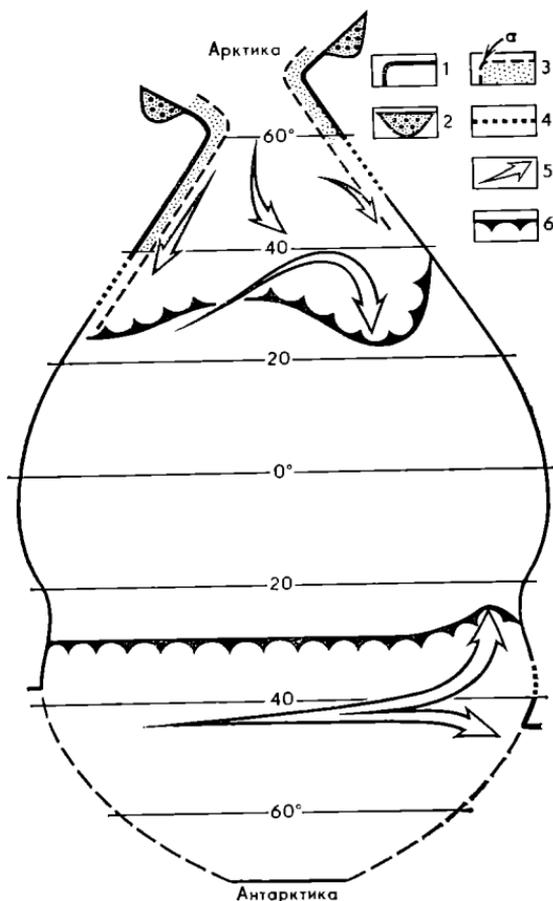


Рис. 5. Принципиальная модель ледниково-морских явлений в океане (Vanney et al., 1981).

1 — край гляциальных подводных окраин; 2 — современные ледниково-морские осадки; 3 — зона древних ледниково-морских напосов; а — граница айсбергового влияния; 4 — перигляциальные шельфы; 5 — основные пути дрейфующих айсбергов; 6 — граница максимального распространения ледниково-морских осадков

верхностных вод залива (до 31—33%). В нем распределение существовало до тех пор, пока талые воды Лаврентьевского ледника не начали сбрасываться в реку Гудзон.

С колебаниями климата во время наступания и деградации Скандинавского ледникового покрова были тесно

связаны условия осадконакопления в Черном море, а также характер обмена этого бассейна водными массами с Эгейским морем. Анализ донных отложений, полученных при глубоководном бурении, показал, что в эпохи оледенений уровень Черного моря понижался, заметно опреснялись поверхностные воды и начиналось накопление турбидитов. В эпохи межледниковья бассейн из пресноводного превращался в морской благодаря подтоку средиземноморских вод. С этими эпохами связано появление стратификации водной массы и образование сапропелевых илов. Кстати, как полагают многие исследователи, наиболее древние голоценовые (9,5—7,0 тыс. лет) сапропели Мраморного моря явились результатом перелива талых ледниковых вод из Черного моря.

Таким образом, глобальные изменения объема материковых ледников оказывали громадное влияние на соленость и температуру верхнего, деятельного, слоя океана, на атмосферную и океаническую циркуляцию и тем самым на экологическую обстановку и расселение флоры и фауны Мирового океана. В настоящее время появляется все больше литологических, биостратиграфических и палеотемпературных фактов, свидетельствующих о запаздывании во времени реакции океанов на климатические колебания (рис. 5). Сравнение кривых скоростей аккумуляции кремния и карбонатов в плейстоценовых отложениях с кривой соотношения изотопов кислорода в раковинах фораминифер указывает на то, что изменения климата и характер осадконакопления не были синхронны. Среднее запаздывание во времени составляет 3—5 тыс. лет. Отмечено также, что основные изменения в океанической и атмосферной циркуляции, по-видимому, происходили с опережением ледниковых событий на несколько тысяч лет.

1.4. Реакция уровня океана на оледенение

Изменение положения уровня океана имеет исключительное значение в ходе геологической истории. Там, где уровень моря соприкасается с континентальной окраиной, все физические, химические и биологические процессы протекают с большей интенсивностью. К тому же уровень океана является базисом эрозии и отложения осадков. Положение береговой линии меняется из-за изменений объема воды или средней глубины океанического дна. Вообще

следует говорить о многофакторности причин, которые вызывают колебания уровня моря в течение мезо-кайнозоя. Если рассматривать четвертичный период, то, пожалуй, одним из самых заметных природных изменений представляется снижение уровня Мирового океана, протекавшее почти синхронно с фазами развития покровных оледенений.

В ледниковый период значительные объемы влаги изымались из океана и концентрировались в громадных покровных ледниках северного и южного полушарий. Вероятно, такие явления были характерны для каждой из основных ледниковых эпох, которым соответствовали регрессии. С другой стороны, эпохам дегляциации (межледниковьям) соответствовали трансгрессии моря. Согласно расчету И. А. Суетовой, при максимальном развитии последнего оледенения общая площадь ледников земной поверхности возрастала до 60 млн. кв. км, а их объем увеличивался до 100 млн. куб. км, т. е. примерно в 4 раза по отношению к современному. В результате оценки объема древнего льда, анализа морфологии донных отложений континентальных шельфов и других расчетов сейчас среди советских и зарубежных исследователей сложилось мнение, что во время верхнеплейстоценового оледенения уровень океана понижался ниже современного по меньшей мере на 120 м. Подсчитано, что если все льды, покрывающие Антарктиду и Гренландию, растают, то это приведет к повышению уровня океана примерно на 60 м.

Таким образом, в ледниковые эпохи вследствие гляциоэвстатического понижения уровня Мирового океана огромные пространства континентальных шельфов осушались и развивались в субаэральных (наземных) условиях. В это время Гудзон и другие реки Атлантического побережья пересекали шельф, устремляясь на восток, и там впадали в океан.

Наиболее заметными индикаторами колебания уровня можно считать те, которые связаны с деятельностью волн. Следы низких береговых линий были обнаружены на шельфах в виде уступов террас, дельт и других береговых форм рельефа. Намечается определенная последовательность осадочных фаций и форм реликтового рельефа, происхождение которых связано с развитием последней (фландрской, литориновой) трансгрессии. Убедительные доказательства реликтового генезиса шельфовых осадков были получены в результате многочисленных радиоуглеродных датировок образцов торфа, отобранных в Северном море, у северо-

восточного побережья США и в других районах Мирового океана.

Следует подчеркнуть, что в высоких широтах на всем протяжении внешнего шельфа положение древних береговых линий фиксируют затопленные клифы и террасы. Абразионные уступы в отличие от структурно-денудационных ступеней не предопределяются деформациями коренных пород. Часто наблюдаются серии (от 2 до 5) относительно ровных террас, последовательно врезанных в покров четвертичных отложений. Как правило, клифы и террасы располагаются перед краевыми ледниковыми образованиями. Однако распространение ледников по осушенной поверхности шельфа до современных глубин 200—400 м не означает соответствующего понижения уровня океана. По всей видимости, столь низкое батиметрическое положение древних береговых линий следует считать результатом последующих гляцио- и гидроизостатических движений шельфа.

Нам представляется, что проблема колебаний уровня океана в ледниковый период не должна рассматриваться в рамках одной только ледниковой теории. Эту проблему нужно тесно увязывать с изучением новейших вертикальных и горизонтальных тектонических движений дна океана. В какой-то мере изменения уровня моря связаны с возвращением в исходное положение материков, прогибавшихся под влиянием веса льда во время оледенений. В частности, было установлено, что со времени последнего оледенения отдельные части Северной Канады и Фенноскандии поднялись на 280 м. Все же трудно целиком отнести эти воздымания к результатам гляциоэвстатических движений. Не исключено, что многие из наиболее высоко «поднятых» береговых линий могли испытать столь большие вертикальные перемещения вследствие наложения эвстатических и региональных тектонических факторов.

Трансгрессия, связанная с последним межледниковьем, изучена лучше всего. Анализ хода послеледниковой трансгрессии указывает на то, что ускоренные темпы поднятия уровня океана в разных областях земного шара приходились на интервал 11—9 тыс. лет назад. Это находится в прямой зависимости от резкого сокращения материковых ледников в ходе дегляциации. Во второй половине раннего голоцена уровень океана приблизился к современному положению. В конце последнего климатического оптимума (3,5—4,0 тыс. лет) голоценовая трансгрессия получила

наибольшее развитие, что привело к затоплению многих приморских низменностей и устьев рек.

Итак, уровень океана постоянно изменялся за последние несколько сот тысяч лет вследствие наступания и отступания огромных материковых ледников. Колебания уровня моря в связи с оледенением кажутся менее выраженными в раннем плиоцене, чем в самом конце этого периода. Однако даже раньше, в миоцене, такие колебания имели место, поскольку образование ледникового покрова в Антарктиде началось еще в начале неогенового периода.

1.5. Циркуляция холодных вод в глубинах океана

Климатические факторы определяют основные экзогенные, в том числе океанологические и экологические, процессы Мирового океана. О влиянии на океан общего похолодания полярных областей земного шара в кайнозой свидетельствует и возникновение глобальной придонной циркуляции холодных арктических и антарктических вод. Судя по материалам глубоководного бурения, колонок грунта, сейсмопрофилирования, фотографирования дна, система циркумокеанических течений была порождена оледенением Антарктиды (с раннего олигоцена) и охлаждением вод в полярных широтах за последние 10 млн. лет. Складывается впечатление, что в Южной Атлантике холодные воды появились на рубеже эоцена и олигоцена, а возникновение глубинной насыщенной кислородом водной толщи в Северной Атлантике, вероятно, связано со второй половиной среднего миоцена, т. е. примерно 10 млн. лет назад. К этому выводу приводят результаты изучения изотопного состава бентосных фораминифер из разреза скважины на плато Роколл, которые сравнивались с данными по одновозрастным отложениям из Южного океана (Vane et al., 1980). В современную эпоху холодные плотные воды формируются в морях Уэдделла и Норвежском.

Схематически процесс образования холодных придонных вод, заполняющих глубины океана, представляется следующим образом. По мере движения на юг в субантарктическом районе температура и соленость поверхностных вод быстро понижаются. В то же время более соленые глубинные воды выносятся от континентальной окраины на юг и образуют круговорот в Южном океане. В зимний период в водах вокруг Антарктиды происходит ледообразование. При образовании льда большая часть солей выде-

ляется в воду. Таким образом, подо льдом соленость воды возрастает, и тем самым ее плотность увеличивается. В результате на шельфе Антарктиды уплотнившиеся при ледообразовании поверхностные воды смешиваются с промежуточными более теплыми и солеными водами и образуют антарктические придонные воды.

Обобщение знаний о донных течениях показывает, что они сильно влияли на природу и распределение осадков в период всего кайнозоя. Глубоководная циркуляция развивалась постепенно. Появление каждой крупной глубоководной массы тесно связано с тектоническими и климатическими изменениями. В частности, повышение интенсивности придонной циркуляции связано с эпохами похолодания климата и оледенения. Современные донные течения сильно варьируют во времени и пространстве. Типичными районами развития донных течений в северном полушарии являются западная часть Северной Атлантики и северо-восточная часть Тихого океана.

По мнению ряда ученых, именно в результате циркуляции холодных придонных вод на материковом подножии перераспределялся алевритоглинистый материал и сформировались так называемые осадочные хребты. Пелагические осадки олигоценового — раннеплиоценового возраста, накопленные донными течениями, достигают местами мощности 0,5—1,5 км. Диагностическими признаками этих пологозалегающих отложений следует считать акустическую «прозрачность», отсутствие градационной слоистости, неравномерное расположение по отношению к акустическому основанию, волнистый характер кровли осадочной толщи («дюнная топография») и др. (Johnson, Schneider, 1969; Ruddiman, 1972; Berggren, Hollister, 1977). В глубоководной (2—4 км) части дна Северной Атлантики эти древние отложения слагают пологие осадочные возвышенности и хребты Фени, Гардар, Элизабет, Эрика, Картрайт, Икермпут, Саквилл, достигающие относительной высоты 100—400 м и протяженности 100—350 км.

Своеобразие и масштабность этих экзогенных форм рельефа дна океана заставляют вносить определенные коррективы в известную теорию, согласно которой морфоскульптура вторична по проявлению и всегда подчинена морфоструктурному плану.

Несколько слов о микрослоистых отложениях, именуемых контуритами (Heezen, Hollister, 1971) или торрентогенными абиссальными отложениями (Леонтьев, 1979). Типичные верхнечетвертичные контуриты сформированы

Западным Пограничным донным течением (скорость — от 15 до 47 см/с) на подножии Северо-Американского материка, например к востоку от мыса Хаттерас. Они характеризуются микрослоистостью — до нескольких сот тонких алевроитовых и глинистых слоев на 10-метровую колонку. В глинистой фракции осадков содержатся гидрослюды (40—60%), монтмориллонит (20—40%), хлорит и каолинит (20—30%), т. е. компоненты, характерные для глинистой фракции морен внешнего шельфа.

Итак, в олигоцене происходило одно из наиболее важных событий в климате материков и океанов. Возникло оледенение Антарктиды. С максимумом его развития совпадает начало образования покровного оледенения в северном полушарии. Глобальные изменения климата породили глобальную циркуляцию донных вод, которая определяла осадконакопление. С активизацией донных течений в связи с ростом ледников в Арктике и Антарктике во многих областях ложа океана были сопряжены перерывы в осадконакоплении, относящиеся к последним 3,5 млн. лет. Характерно при этом то, что в Индийском и Тихом океанах в зонах активной эрозии донными течениями шло накопление залежей марганцевых конкреций. Часто они образуют сплошную «мостовую» на дне океана.

1.6. Причины материковых оледенений в кайнозой

Со времени утверждения в естественных науках представлений о ледниковом периоде ученые размышляли о причинах этого грандиозного явления. Были высказаны многочисленные гипотезы. В самом общем виде можно сказать, что в кайнозойскую эру оледенение земной поверхности явилось результатом прогрессирующего похолодания климата, повлекшего за собой резкое понижение температуры Мирового океана. Наиболее сильным было охлаждение полярных областей. Похолодание проявилось сначала в Антарктиде, затем в районах Крайнего Севера. Около 2—3 млн. лет назад похолодание захватило средние широты. Что же вызвало глобальное похолодание, повлекшее за собой рост ледниковых покровов и развитие океанического перигляциала? Для того чтобы на материке происходило наступание ледников, необходимо сочетание определенных условий. Нужно, чтобы суша находилась либо в высоких широтах, либо на сравнительно большой высоте над уровнем моря, где выпадало достаточно много

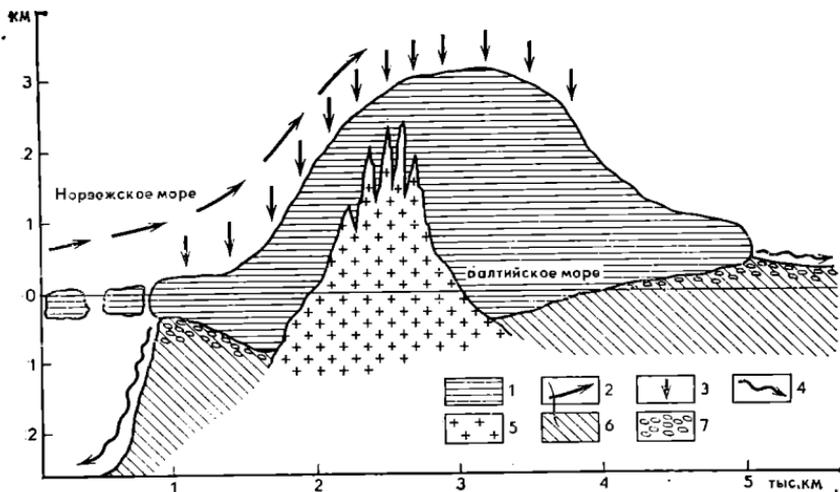


Рис. 6. Схематический профиль Скандинавского ледникового покрова во время максимальной стадии развития в позднем вюрме. На схеме в реальном масштабе показаны размеры областей аккумуляции и абляции. Наблюдается некоторая асимметрия в накоплении льда в зоне Балтийского моря, видимо обусловленная тем, что с морской стороны ледниковый щит интенсивно продуцировал айсберги, тогда как в сторону равнин суши материковый лед растекался не столь быстро. При всем этом поражает то, что геологическая деятельность ледников и с наземной и с морской сторон носила одинаковый характер.

1 — материковый лед; 2—3 — поступление и интенсивность атмосферных осадков; 4 — сток талых ледниковых вод; 5 — породы складчатого фундамента; 6 — осадочные породы; 7 — ледниковые отложения

снега. При этом среднегодовые температуры были на несколько градусов ниже, чем сейчас. В этой связи, безусловно, очень важными были события, заключавшиеся в крупнейших изменениях конфигурации и размеров материков и океанов, с одной стороны, а с другой — в возрождении высоких (до 2—3 км) глыбовых гор (например, Скандинавских) вдоль берегов северной части Атлантического и Тихого океанов (рис. 6).

В палеогене и неогене в северном полушарии происходили крупные геоморфологические изменения, включая образование Северного Ледовитого океана, открытие Северо-Западного (моря Лабрадор и Баффина) и Северо-Восточного (Норвежско-Гренландский бассейн) проходов при развитии Северо-Атлантического хребта и образование

системы разломов на древних пенеплах. На месте низких равнин возникли горные поднятия. К концу неогена возник Панамский перешеек, который обусловил существенную перестройку схемы постоянных течений в Северной Атлантике. Возникла система субмеридиональных течений Гольфстрима и его ответвлений вместо прежней широтной системы экваториальных течений. На границе эоцена и олигоцена Антарктида медленно стала перемещаться в район Южного полюса. Она отделилась от Южной Америки и оказалась отрезанной от циркуляции теплых экваториальных вод.

Как известно, процессам горообразования сопутствуют вулканические явления. Сильные извержения вулканов с большими выбросами пепла на некоторое время вызывали похолодание во всем мире. Оно было обусловлено рассеиванием тонкого вулканического пепла в верхних слоях атмосферы. Частицы пепла поглощают солнечное излучение и отражают его назад, во взвешенное пространство, уменьшая количество солнечной энергии, достигающее Земли. В такой ситуации вулканизм может действовать как спусковой механизм, вызывающий начало оледенения, но главную причину наступания ледников нужно искать не здесь.

Уменьшение количества тепла, удерживаемого Землей, связано также с изменением содержания в атмосфере углекислого газа. Углекислый газ пропускает в атмосферу солнечное излучение с меньшей длиной волны, но замедляет потерю тепла. Благодаря углекислому газу климат на Земле становится теплее, а уменьшение его количества в атмосфере должно вызвать похолодание. Однако не доказано, что этих изменений было бы достаточно для того, чтобы вызвать ледниковую эпоху.

Для того чтобы начался холодный ледниковый или теплый межледниковый период, требуется изменение климата с понижением или повышением температуры всего на несколько градусов. Поэтому гипотезы, касающиеся причин оледенений, часто предусматривают слабые изменения климата на земном шаре, имеющие либо земное, либо внеземное происхождение.

Мы уже назвали земные причины, уменьшающие количество солнечного тепла, достигающего Земли, или вызывающие изменения в распределении тепла на ее поверхности. Вместе с тем сегодня многие ученые обращаются к внеземным причинам оледенений. Их связывают с вариациями солнечной активности или с известными изменениями

положения Земли относительно Солнца. Хотя обе эти гипотезы не новы, последние астрономические и океанографические наблюдения, кажется, свидетельствуют в пользу обеих гипотез.

Раньше Солнце считали очень стабильной звездой. Его стабильность подтверждается геологическими данными о непрерывности геологической и биологической эволюции. Тем не менее известно, что на сравнительно коротких отрезках времени Солнце изменчиво. В течение 11-летнего цикла солнечной активности, когда на Солнце меняется число пятен, колебания солнечного излучения достигают 4%.

Вторая гипотеза, выдвинутая Миланковичем, о внеземных причинах оледенения опирается на изменение положения Земли относительно Солнца по трем разным параметрам. Это: 1) изменение эксцентриситета земной орбиты (с периодом 90 тыс. лет), 2) изменение угла между экватором и плоскостью вращения Земли вокруг Солнца (меняется от 21,5 до 24,5° за период около 40 тыс. лет) и 3) изменение ориентировки земной оси в пространстве (которое называется прецессией или предварением равноденствий с периодом 21 тыс. лет).

Хотя при этих циклических изменениях общее количество солнечной радиации, получаемой Землей, остается неизменным, иное распределение энергии может привести к тому, что летние периоды станут более холодными, а таяние снега замедлится, что со временем может вызвать наступание ледников.

Установление оледенения в Антарктиде ознаменовало собой начало кайнозойского ледникового периода. Зарождение материкового льда восходит к рубежу палеогена и неогена, возраст древнейших ледниковых отложений в Западной Антарктиде оценивается более чем в 40 млн. лет (Евгеев, 1972; Мягков, 1980). Формировавшийся с конца олигоцена до середины плиоцена в Антарктиде мощный ледниковый щит неоднократно перекрывал весь континентальный шельф. Вдоль ее побережья развивался пояс айсберговых осадков. В северном полушарии начало покровного оледенения и накопление связанных с ним специфических терригенных осадков датируются плиоценом. Таким образом, ледниковый этап развития климата на земном шаре охватывает временной интервал начиная с олигоцена до наших дней.

Возникновение ледниковых покровов в северном полушарии и расширение Антарктического ледникового щита

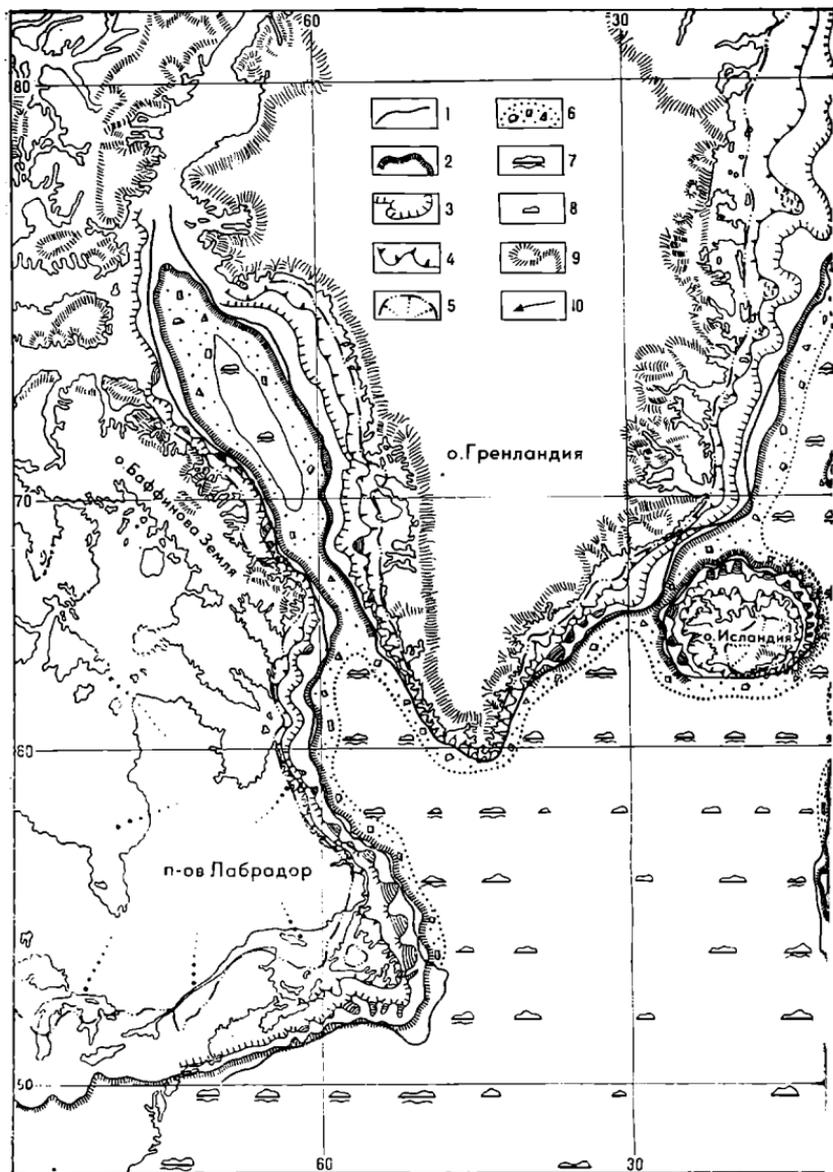
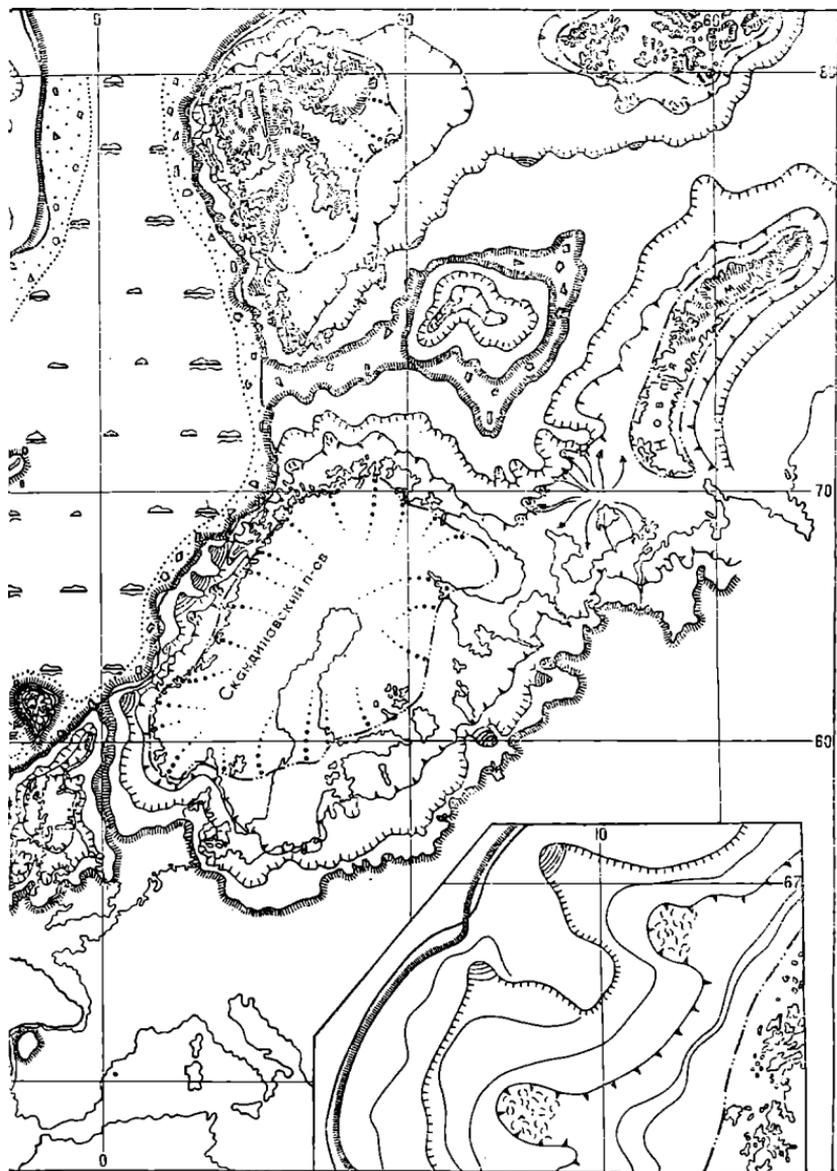


Рис. 7. Реконструкция ледниковых покровов на шельфе и обта-
ландского бассейна в эпоху послед

1 — внешний край шельфа; границы ледниковых покровов: 2 — мак
14 тыс. лет) стадия; 4 — прибрежная (13,5—12,4 тыс. лет) стадия;
ниги в максимум последнего оледенения; 7 — айсберги, паковые
нос растекание в позднеледниковье материкового льда. На карто



новки в открытой части Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского оледенения (Матишов, 1980).

симум позднеюрмского оледенения; 3 — внутрیشельфовая (16—5 — фьордовая (11,3—10,2 тыс. лет) стадия; 6 — шельфовые ледьды; 8 — ареал айсбергов; 9 — современные ледники; 10 — вероятсхеме-врезке показан участок шельфа к западу от Норвегии

КАК ВЫГЛЯДЕЛО ДНО ОКЕАНА ДО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ?

2.1. Крупные черты лика дна океана

Конфигурация материков и океанов, крупные черты их морфологии отнюдь не остаются постоянными. Нынешнее распределение океанических впадин, основные контуры рельефа подводных континентальных окраин, срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин сложились примерно за последние 100 млн. лет, начиная с мелового периода. Эпохи сглаживания рельефа дна и эпохи усиления его контрастности чередовались во времени, соответствуя определенным геоморфологическим циклам. К началу четвертичного периода материка занимали положение, близкое к современному. Возникли также основные структурные элементы шельфов и материковых склонов океанов в высоких широтах. Однако, чтобы разобраться в специфике эндогенных и экзогенных процессов, которые имели место в верхнекайнозойские ледниковые эпохи, необходимо ознакомиться хотя бы с некоторыми геоморфологическими изменениями в лике дна океанов за последние 150 млн. лет. Следует заметить, что в задачи данной главы не входит разбор представлений и современных концепций по вопросам происхождения материков и океанов. Основная же наша цель — представить в самых общих чертах крупнейшие формы рельефа дна и показать характер доледниковой поверхности океанического дна. Лишь после этого можно будет оценить влияние на поверхность дна явлений гляциала и океанического перигляциала.

За последние три десятилетия наши знания о строении и развитии дна Мирового океана неизмеримо расширились. Можно без преувеличения сказать, что история изучения подводного рельефа — это одновременно история развития современных представлений о происхождении дна океана. Изучение геоморфологии дна океанов привело к открытию грандиозных срединно-океанических хребтов с их осевыми рифтовыми долинами, которые образуют вместе с давно известными рифтовыми зонами материков рифтовую си-

стему Земли. Именно с расширением знаний о подводной топографии связаны основные вехи становления новой глобальной тектоники — одной из распространенных концепций развития литосферы. Результаты глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер» показали, что осадки на ложе океанов повсеместно подстилаются юрскими, меловыми или кайнозойскими базальтами, самые молодые из которых выходят на поверхность дна океана в осевых зонах рифтовых хребтов. Было установлено, что земная кора под материками и океанами резко различается по своей структуре и мощности. Подтвердились предположения об очень древнем возрасте Тихого и Индийского океанов. Относительно молодыми являются Атлантический, Северный Ледовитый и Южный океаны. Их абсолютный возраст определен в 140—155 млн. лет, т. е. соответствует средней юре.

В рельефе дна океана как в зеркале отражаются многие черты внутреннего строения земной коры. Крупные формы рельефа дна соизмеримы с мощностью земной коры и могут быть сопоставлены с ее структурой. Общеизвестно, что основу океанического рельефа составляют морфоструктуры, т. е. крупные элементы дна, созданные тектоникой и вулканизмом. Согласно современным представлениям, дно Мирового океана разделяется на следующие глобальные элементы: подводная окраина материков, переходная зона, ложе океана и срединно-океанические хребты.

Прилегающая к суше часть океана, называемая подводной окраиной материков, включает в себя шельф, материковый склон и материковое подножие. Континентальные окраины с таким строением называют еще окраинами атлантического типа. Значительно сложнее наблюдается картина на окраинах Тихого океана. Большая его часть окаймлена так называемой переходной зоной, состоящей обычно из котловин, окраинного глубокого моря, островной дуги и глубоководного желоба. Окраины с таким строением называют активными или тихоокеанского типа. Подводные окраины материков и переходные зоны сохраняют значительную связь с морфоструктурами суши, поскольку земная кора здесь близка по своему строению коре материков. Более половины площади дна океана занимает его ложе, характеризующееся корой океанического типа, лишенной гранитного слоя. Ландшафт ложа океана составляют бескрайние поверхности океанических котловин на глубинах более 3—4 км и разделяющие их крупные хреб-

ты и возвышенности. Планетарная система срединно-океанических хребтов, гигантским спрутом обнимающих земной шар, соизмерима с общей площадью материков. В области срединно-океанических хребтов земная кора относится к рифтогенальному типу, несколько отличному от обычной океанической коры.

Континентальные шельфы представляют собой подводные равнины, в большей части затопленные во время поднятия уровня океана из-за таяния четвертичных ледников. Средняя глубина шельфа, окаймляющего Атлантику, около 130 м. Некоторые участки шельфов достаточно широки, особенно те, которые располагаются на окраинах атлантического типа. Перегиб шельфа, место сочленения его с верхней частью материкового склона, представляет собой четко выраженную структуру подводных окраин материков. Такой перегиб шельфа, выраженный отчетливым увеличением крутизны склона, обычно расположен на глубине 100—150 м. В большинстве случаев на геоморфологический характер шельфов влияют тектоника и геологическое строение дна, а в региональном масштабе основное значение имеют климатические и гидрологические условия. Рассмотрим более подробно структуру шельфов, подвергавшихся покровным оледенениям.

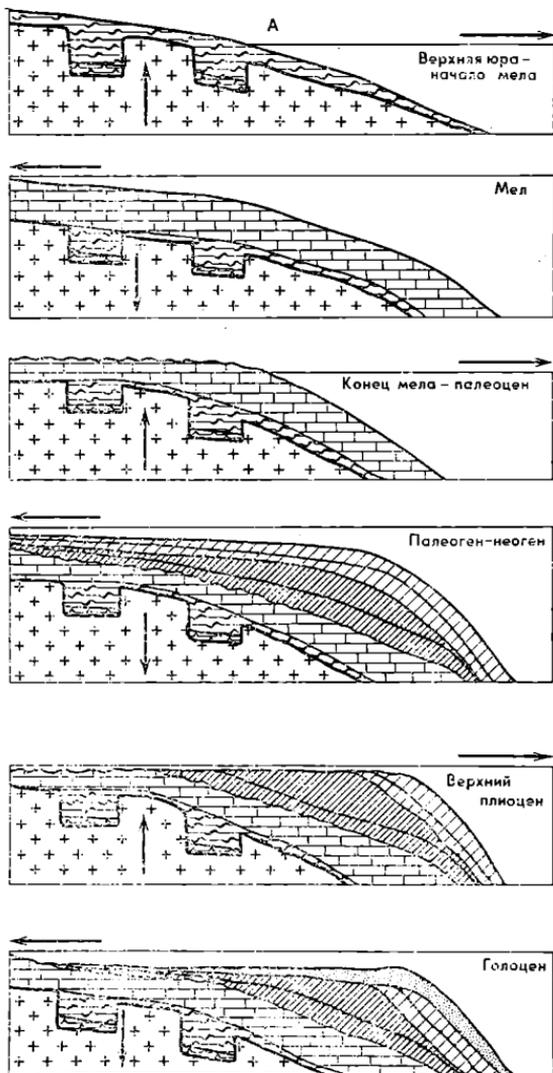
По характеру морфоструктур континентальный шельф Антарктиды, Европы, Северной Америки является непосредственным продолжением платформенных образований материков. Континентальный шельф имеет нижний структурный этаж, представляющий собой кристаллический фундамент и палеозойское складчатое основание (рис. 8). Фундамент резко выраженным несогласием отделяется от верхнего структурного этажа — платформенного чехла. Анализ мощностей, стратиграфических несогласий, фаций и условий залегания осадочных свит чехла позволяет выделить нижний, средний и верхний структурные ярусы, отражающие основные этапы развития плит на шельфах. Поверхность фундамента характеризуется скоростями сейсмических волн от 5,7 до 6,3 км/с.

Нижний (палеозойский) структурный ярус резко выражен на внутриплатформенных шельфах Баренцева, Балтийского, Северного морей, залива Св. Лаврентия и др. По данным сейсмопрофилирования, буровых скважин на морском дне и островах, палеозойские осадочные формации с сейсмическими скоростями 5,0—6,1 км/с представлены карбонатными и терригенными породами ордовика, силура, девона и перми. Пласты палеозойских пород обычно вы-

клиниваются и местами обнажаются в зоне контакта с докембрийскими щитами и палеозойскими складчатыми сооружениями континентов. Средний структурный ярус платформ шельфа сложен преимущественно мезозойскими терригенными отложениями (глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами). Кроме того, отмечаются карбонатные осадки (в основном известняки) и эвапориты. Накопление осадков происходило в эпиконтинентальных морях, а также в прибрежно-морской и субаэральной обстановках. Особенности залегания и мощности осадочных толщ можно проследить по данным геофизических работ и опорного бурения. Мезозойские осадочные породы обычно четко фиксируются по высоким (от 3,4 до 5,6 км/с) сейсмическим скоростям. Общая закономерность строения всех шельфов заключается в том, что триасовые и юрские отложения заполняют грабенообразные прогибы, достигая в них мощности 3—6 км. Напротив, меловые отложения сплошным покровом перекрывают все подстилающие осадочные породы. Характерное утолщение меловых слоев в направлении бровки шельфа (до 1—3 км) свидетельствует о том, что в конце мезозоя паметилась четкая тенденция к общему погружению и перегибу поверхности континентальной окраины в сторону зарождающихся океанических впадин.

В строении верхнего (кайнозойского) структурного яруса платформенного чехла шельфа преобладают морские терригенные и органогенные отложения палеогенового и неогенового возрастов. Границей между средним и верхним структурными ярусами служит крупнейшее стратиграфическое (местами угловое) несогласие, относящееся к концу мела — раннему палеогену. Моноклинально залегающие кайнозойские породы достигают у края шельфа мощности 1—2 км. На североморском, баренцевоморском и других внутриплатформенных шельфах наиболее полный и мощный (0,5—2,5 км) разрез кайнозойских отложений отмечен в тектонических впадинах (рис. 9).

Структурно-геоморфологический план шельфа предопределен его платформенным геологическим строением и развитием в мезокайнозое. На шельфе намечается закономерная пространственная и генетическая взаимосвязь между крупными морфоструктурами дна (цокольными, пластовыми, аккумулятивными и базальтовыми равнинами) и главными геотектоническими элементами платформ — щитами и плитами (Живаго, 1971; Дибнер, 1978; Матишов, 1979). Как правило, к эпиплатформенным горам



побережья примыкают подводные докольные равнины. Такая форма перехода морфоструктуры материков под уровень моря наиболее распространена в Южном океане, Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне. Эту геоморфологическую зону морского дна предлагается называть прибрежным или внутренним шельфом. С морской стороны прибрежный шельф почти повсеместно ограничен топографически четко выраженной системой крае-

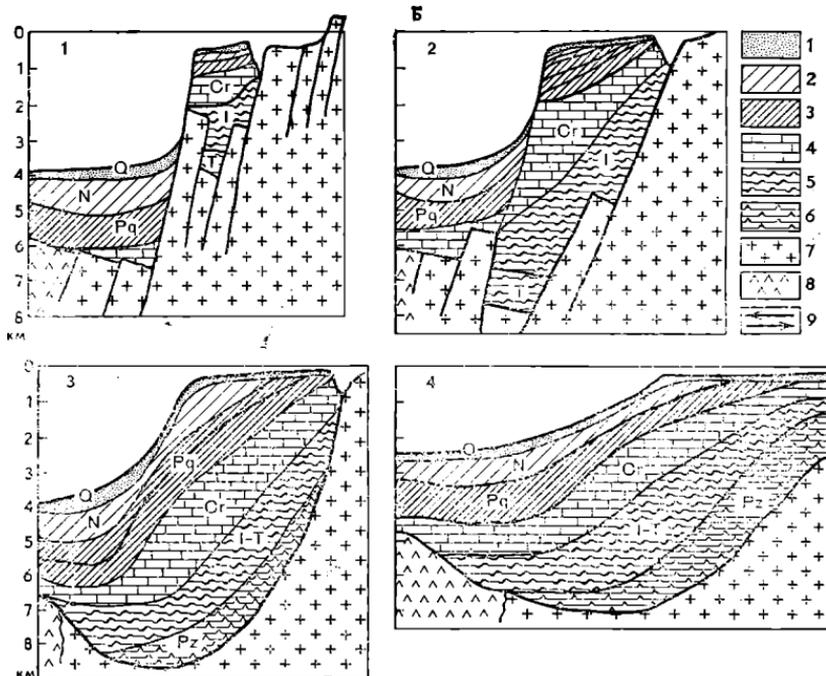


Рис. 8. Особенности континентальных окраин зависят главным образом от того, как они образовались. На схеме показано развитие (А) и основные морфоструктурные типы (Б) пассивных континентальных окраин в гляциальных областях земного шара (Матисов, 1984).

1 — четвертичные осадки; осадочные породы: 2 — неогеновые; 3 — палеогеновые; 4 — меловые; 5 — юрские и триасовые; 6 — палеозойские; 7 — породы континентального фундамента; 8 — породы океанического фундамента; 9 — направление движения дна

вых желобов. В отличие от прибрежных цокольных равнин на внешнем шельфе распространены обширные пластовые и аккумулятивные равнины, которые, чередуясь между собой, обрамляют 40—400-километровой полосой щиты и складчатые сооружения.

Следует выделить еще один характер продолжения под водой структурно-геоморфологического плана суши. Он заключается в том, что низменные аккумулятивные равни-



Рис. 9. Геологический разрез шельфа в районе Новой Шотландии, составленный по материалам сейсмопрофилирования, морского бурения и отбора грунтовых колонок (King, 1979).

1 — черные островные пески (а) и гравийники (б); 2 — глины; 3 — пески; 4 — зеленые илы; 5 — осадки шельфового разпоса; 6 — мезо-кайнозойские подстилающие породы; 7 — кембро-ордовикские подстилающие породы

ны (например, Печорская, Западно-Сибирская, Нидерландская, Аквитанская, Атлантическая береговая) переходят в неритические аккумулятивные равнины шельфа.

В пределах континентальных окраин атлантического типа относительно крутую часть ниже перегиба шельфа называют материковым склоном. Затем профиль склона становится заметно положе, и происходит постепенный переход к ложу океана. Эту часть поверхности дна называют материковым подножием. Обычно граница между склоном и подножием четко не проявляется. Уклоны склонов в среднем изменяются от 1 до 6°. Далекo не все склоны и подножия отвечают идеальному атлантическому типу. Даже в самой Атлантике на их поверхности встречаются отвесные уступы обнажений древних пород, хребты и погруженные на большую глубину плато. Материковые склоны нас интересующих нас Северном Ледовитом, Южном океанах, а также на севере Атлантического и Тихого характеризуются исключительно большими амплитудами глубин и сложным рельефом. Он представляет собой систему структурно-денудационных и сбросовых уступов, наклонных аккумулятивных равнин, соответствующих моноклинально залегающим и деформированным осадочным пластам планетарной геофлексуры. Морфологическая зона склона расположена между резким перегибом профиля дна у края шельфа и пологонаклонными (менее 1°) равнинами материкового подножия. Подошва склонов располагается на глубинах 2—4 км.

Материковое подножие включает в себя обширные пространства сравнительно пологих глубоководных (2—4 км) аккумулятивных равнин с огромными осадочными шлей-

фами и конусами выноса. Однако, как справедливо было отмечено О. К. Леонтьевым (1968) и А. В. Ильиным (1976), строение материкового подножия не сводится только к морфоструктуре аккумулятивных равнин. По классификации, предложенной А. В. Ильиным, атлантическое материковое подножие включает в себя аккумулятивный и структурно-вулканический типы. Эти типы характерны и для Южного океана. Верхней границей материкового подножия служит основание материкового склона, а контуры нижней границы предлагается проводить по захороненным флангам срединно-океанического хребта.

Во многих районах дна океана к пологой нижней части материкового склона примыкают краевые плато и подводные горы, над которыми глубины изменяются от 100 до 2000 м. В геоморфологическом отношении такие крупные (80—350 км) образования дна, видимо, следует связывать с формированием зоны материкового подножия. В строении большинства североатлантических краевых плато, например таких, как Флемиш-Кэп, Хаттон, Иберийское, Поркьюпайн, характерно то, что они полностью отделены от материкового склона глубокими грабенообразными желобами, входящими в систему предматериковых тектонических прогибов. Судя по данным глубоководного бурения и комплексных геофизических работ, краевые плато, возвышающиеся на 1—3 км над аккумулятивными равнинами, имеют типично глыбово-блоковое строение.

Касаясь причины формирования крупных черт топографии материкового склона и подножия, сразу укажем, что ее следует искать в тектонических (эндогенных) процессах, протекавших в земной коре и верхней мантии планеты. Первоначальное развитие материкового склона могло происходить преимущественно в результате процессов растяжения земной коры и образования континентальной флексуры. В местах наибольших тектонических напряжений происходило обрушение края материковых платформ и формирование ступенчатых и нормальных сбросов. В этой связи краевые плато являются не чем иным, как опустившимися в меловое, палеоценовое и эоценовое время континентальными глыбами, которые испытали неравномерное дифференцированное погружение. Довольно часто склоны представляют собой поверхность аккумуляции мощных толщ осадков, снесенных с континента и перемешанных с морскими органогенными осадками.

Срединно-океанические хребты, как уже говорилось выше, образуют глобальную систему крупнейших горных

сооружений земной поверхности. Они включают в себя сложно сочетающиеся высокогорные хребты и плато, вытянутые вдоль простирания Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Важнейшим элементом рельефа хребта служит рифтовая долина — глубоководное ущелье, пересекающее срединные хребты на две симметричные части. С рифтовыми долинами совпадают интенсивные аномалии магнитного поля, аномалии силы тяжести, высокий тепловой поток и почти все землетрясения, когда-либо отмечавшиеся в центральных областях океана. Генеральное направление срединных хребтов очень часто нарушается поперечными зонами трансформных разломов дна, морфологически выраженных системами глубоких желобов, ущелий и поперечных горных поднятий.

Характерными формами рельефа срединно-океанических хребтов являются высокие подводные горы. Самые крупные и высокие горные цепи и расчлененные хребты протягиваются по обе стороны от рифтовой (центральной) долины Северо-Атлантического, Рейкьянес, Мона, Книповича и многих других хребтов (рис. 10). В качестве примера подводных вулканов можно назвать горы Колорадо (глубина 772 м), Луиза-Бойд (глубина 564 м) с относительной высотой более 3,5 км. Вулканическими являются более 90% подводных гор, что свидетельствует о первостепенном значении вулканических процессов в их формировании. За notable исключением, вулканические породы, формирующие океаническую кору на хребте, представлены оливиновыми толеитами. Если сводовая часть хребта обладает очень сложной морфологией, то фланги его сглажены благодаря осадконакоплению.

К крупнейшим структурам океанического дна, образованным эндогенными процессами и несущими на себе отпечаток воздействия эрозии и седиментации, относятся абиссальные равнины. Это исключительно плоские участки диаметром до сотен километров. На абиссальных равнинах за геологическое время постепенно накапливались терригенные и пелагические осадки, сформировав на океанической коре покров мощностью в несколько сот метров.

Заметным морфологическим элементом в глубоководье океанов выступают цепи высоких (2—4 км) подводных гор. Они представляют собой в основном изолированные крупные (20—40 км) конусы или усеченные конусы с крутыми (15—40°) склонами, а также протяженные глыбовые хребты (200—500 км) с отдельными высокими коническими вершинами. Такого рода горные поднятия дна

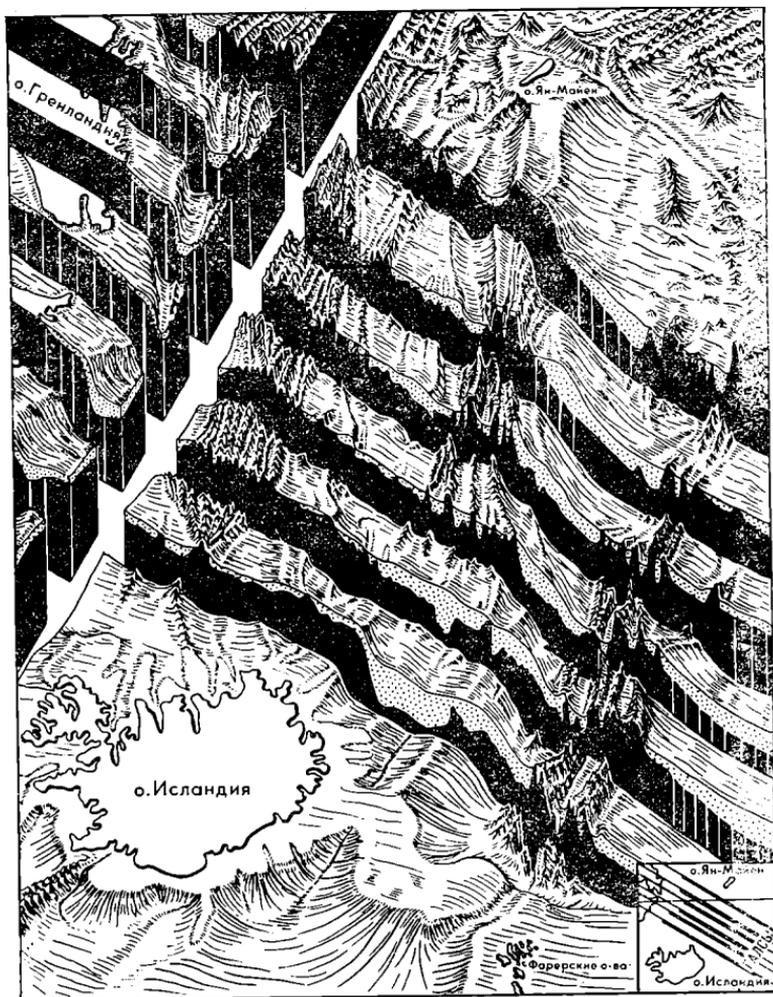


Рис. 10. Схематическое строение земной коры дна океана между островами Исландией и Ян-Майеном. Наглядно показана физιοграфия срединно-океанического хребта. Блок-диаграмма составил А. В. Беляев

обычно распространены на флангах срединных хребтов и на абиссальных равнинах ложа океана. Это подводные горы, главным образом вулканические или генетически связанные с процессами вулканизма (внедрение интрузий ультраосновных и основных пород), сопутствующего определенным тектоническим структурам, в частности систе-

мам глубинных (трансформных и др.) разломов. В основной части подводные горы сложены вулканическими породами основного состава, что подтверждает изучение обломков горных пород с их вершин и анализ структуры аномальных гравитационных и магнитных полей.

Природа процессов, формировавших горную морфоструктуру срединно-океанического хребта, до конца не выяснена. Если брать во внимание, что рельеф срединных хребтов на всем протяжении однородный и их поперечный профиль выглядит как симметричный расчлененный свод, то структуру хребта следует рассматривать как результат единого тектонического процесса, создавшего рифтовую зону Земли. Сейчас многие исследователи склоняются к идее мобильности океанического дна и развивают гипотезу спрединга, или расширения океанов, за счет появления новых участков дна вдоль срединно-океанических хребтов. Плиты по обеим сторонам хребтов постоянно расходятся в стороны от гребня. При этом полагают, что за последние 100 млн. лет Северная и Южная Америка разъединились с Евразией и Африкой. Антарктида находилась в своем полярном положении, тогда как Африка, Индия, Австралия переместились от нее на разные расстояния к северу. Гипотеза глобальной тектоники плит действительно удивительно красиво и вместе с тем единообразно объясняет многие геологические явления. Однако имеется ряд фактов более мелкого по сравнению с размерами движущейся плиты масштаба, которым в рамках тектоники плит в обычном своем варианте не удается дать удачного объяснения. Многие явления остаются труднообъяснимыми, если механически применять тектонику плит. Вероятно, для процессов на поверхности такой сложной планеты, как наша Земля, едва ли нужно искать единый механизм. Хотя сейчас можно говорить по крайней мере о трех механизмах: рифтогенезе в срединных хребтах, «океанизации» континентов по краям океанов, а в середине океанов — о формировании огромных базальтовых покровов.

2.2. Структурный рисунок континентальных окраин

Структурный рельеф континентальных окраин обусловлен главным образом эндогенными процессами. Естественно, что он несет на себе следы и экзогенной обработки. Структурный рельеф, осложняющий планетарные морфоструктуры, достаточно многообразен и сложен, что может

свидетельствовать о формировании их облика различными силами. Рассмотрим более детально особенности строения и природы крупных морфологических структур шельфа, материкового склона и подножия в областях океанов, подвергавшихся воздействию или находившихся под влиянием древнего оледенения.

Вначале охарактеризуем континентальные шельфы. В большинстве случаев к древним глыбовым горам побережий Евразии, Америки и Антарктиды примыкают узкие цокольные (денудационные) равнины, сформированные на поверхности докембрийских щитов и палеозойских складчатых структур. Затопленные цоколи со стороны суши ограничены 200—1000-метровыми береговыми откосами и уступами, с внешней стороны — 100—150-метровыми уступами краевых желобов. Глубины моря над прибрежными равнинами достигают 100—300 м. Структурно-геоморфологические особенности цокольных равнин предопределяются главным образом новейшей разрывной тектоникой. Ее деятельность отражена в низких (100—400 м) глыбовых возвышенностях и скальных грядах, широких блоковых массивах, сочетающихся с системой грабенообразных долин. Для прибрежной полосы внутреннего шельфа характерны скалы с относительной высотой 15—50 м.

На внешнем шельфе в отличие от прибрежных цокольных равнин распространены обширные пластовые и аккумулятивные равнины. Чередуясь между собой, равнины обрамляют полосой в 40—400 км щиты и складчатые сооружения. Аккумулятивные равнины, занимающие самые большие пространства шельфа, сформировались вдоль глубоких (5—10 км), длительно развивающихся тектонических впадин. Простираются такие равнины на многие сотни километров. Среди аккумулятивных равнин на гляциальных шельфах наиболее типичны суббатиальные равнины с глубинами 300—700 м. Классическими примерами их в Северной Атлантике и морях Северного Ледовитого океана могут быть желоба Центральный, Медвежинский, Хельгеланский, Кангердлугссуак, Диско, Гудзон, Авалонский, Кабота. Эти равнины расположены поперек простириания шельфа и находятся на наиболее низком гипсометрическом уровне. Более высокое гипсометрическое положение (глубина дна до 100—150 м) на шельфе занимают неритические аккумулятивные равнины (Карская, Печороморская, Нидерландская, Шотландская, Аквитанская, Магдалена, Атлантическая береговая), являющиеся подводным продолжением низменностей суши.

Несколько обособленно по отношению к морфотектоническому плану побережья находится мелководная равнина на месте погребенных рифтогенных впадин Большой Ньюфаундлендской банки.

Пластовые равнины следует считать самыми характерными формами рельефа среди крупных морфоструктур внешнего шельфа. Повсеместно они примыкают к подводным цокольным равнинам. В строении пластовых равнин отмечен ряд определяющих их облик особенностей. Все равнины длительное время развивались на месте глубоких (5—8 км) кулисообразных грабенов и других тектонических впадин, например Уэл, Жанна Д'Арк на Большой Ньюфаундлендской банке, Викинг, Хельгеландской у берегов Норвегии. Сложены пластовые равнины горизонтально залегающими или моноклинально падающими слоями литифицированных осадочных пород мезокайнозойского возраста. Слабый наклон осадочных пластов в направлении океана способствовал развитию моноклинальных возвышенностей и структурных плато, обычно отражающих особенности строения только верхнего структурного этажа.

Моноклинальные возвышенности — наиболее характерные образования в пределах пластовых равнин (Матишов, 1981). К ним следует отнести банки внешнего шельфа (Джорджес-Банк, Сейбл, Саглик, Лилли-Хеллефиске, Гамилтон, Грейт-Фишер, Берген, Викинг, Копытова, Нордкинская, Мурманская, Исфьорд, Хорнсун и др.), у которых падение слоев осадочных пород и наклон топографической поверхности имеют одно общее морское направление. Глубины над этими крупными (100—200 км) банками постепенно увеличиваются от 30—100 до 150—230 м и более. Все возвышенности со стороны берега ограничены ступенями и крутыми уступами куэстового типа.

Структурные, или ступенчатые, плато, чередующиеся с отдельными куэстовыми грядами, приурочены к узким (20—80 км), относительно приподнятым участкам пластовых равнин. Плато расчленяются густой сетью консеквентных долин и сложены субгоризонтально залегающими пластами мезо-кайнозойских осадочных пород (рис. 11, 12). Среди них имеются твердые, видимо верхнемезозойские, слои, бронирующие плато. Глубины над их столовыми вершинами увеличиваются в направлении моря от 20—70 до 100—200 м. Обрывистые склоны плато достигают высоты 150—500 м и нередко тектонически предопределены. Цепь мелководных структурных плато (Моллера, Гусиное, Северо-Канинское, Южно-Канинское), находящихся на юго-

востоке Баренцева моря, ограничиваются глубинными разломами северо-восточного простирания.

Среди обширных гетерогенных Баренцевоморской, Североморской, Средненорвежской, Большой Ньюфаундлендской платформенных равнин довольно характерны структурно-денудационные возвышенности с глубинами над ними от 50 до 350 м. Это крупные (до 200—400 км) пологосклонные (20—40') поднятия (Медвежинско-Надеждинская, Демидовская, Центральная, Персея, Хальтен-банкен, Доггер-банка, Северная Ньюфаундлендская, Белл-Айл, Юго-Восточное мелководье), возвышающиеся на 100—400 м относительно окружающих пространств шельфа. Почти все возвышенности в той или иной степени отражают крупные выступы платформенного фундамента типа горстов или антиклиз, скрытых под осадочным чехлом менее чем на 0,5—2,0 км. Не исключено, что отдельные мелководные (30—100 м) скальные вершины банок являются выходами кристаллических и метаморфических пород. Например, на Большой Ньюфаундлендской банке скалы Верджи с глубинами 20—50 м представляют собой обнажения докембрийского фундамента, а скалы Истерн-Шол — останцы юрских и меловых пород.

Близость к поверхности дна платформенного фундамента обусловила глыбово-блоковый характер морфотектоники структурно-денудационных возвышенностей. Так, Центральная возвышенность Баренцева моря состоит из крупных блоков, ограниченных разломами северо-восточного простирания. На поверхности приподнятого (глубины 80—120 м) западного блока фундамент приближается к уровню дна, а в уступах обнажаются палеозойские и нижнемезозойские осадочные породы. Региональные разломы северо-западного направления обуславливают блоковую морфоструктуру Медвежинско-Надеждинской возвышенности. Цепь возвышенностей вдоль центральной части баренцевоморского шельфа разделяется типично грабенообразными субширотными желобами с глубинами 300—400 м. На юго-востоке Большой Ньюфаундлендской равнины с блоковой тектоникой связана полоса мелководных (25—50 м) банок Касон, Юго-Восточное мелководье, Тэйл.

Для морфотектоники баренцевоморского шельфа большое значение имеют диагональные разломы-линеаменты, ограничивающие обширные геоморфологические провинции. Крупнейшая зона, вероятно, верхнемеловых и палеогеновых сбросов характерна для юго-западной части дна Баренцева моря. Сбросы простираются на несколько сот

10 до 20 км. На внешнем шельфе акустический (базальтовый) фундамент плавно погружается под тонкий (200—800 м и более) покров вулканогенно-осадочных и осадочных пород, залегающих субгоризонтально или моноклинално. В указанных геологических условиях получили развитие довольно глубокое консеквентное расчленение и резко выраженная ступенчатость базальтовых равнин, вероятно обусловленные чередованием более прочных покровов лав и легко разрушающихся эрозией туфов. Почти на всем протяжении внешнего шельфа развиты типично структурные плато (40×60 км) и моноклиналные возвышенности (60×120 км), достигающие относительной высоты 100—300 м. Описанный структурно-эрозийный рельеф дна создавался, видимо, в обстановке новейших (плиоцен) сводово-глыбовых поднятий островных окраин Исландии и Фарер.

Следует особо подчеркнуть, что такие крупные морфо-структурные элементы, как плато и возвышенности, не встречаются во внеледниковых областях шельфов океана. Мы видим, что такие формы структурно-денудационного рельефа являются специфической особенностью гляциальных шельфов. В совокупности они образуют куэстовый тип рельефа дна. Внутришельфовые куэсты, высота которых изменяется от десятков до нескольких сот метров, почти сплошной полосой протянулись вдоль геологического контакта щит-плита.

Переходя к анализу структуры материковых склонов и подножий, отметим, что они сильно отличаются друг от друга в зависимости от геологического происхождения. Для материкового склона в целом характерны четыре основных типа морфоструктур: моноклинално-пластовые, структурные, аккумулятивные и сбросовые склоны (Матишов, 1975, 1979).

Структурные и моноклинално-пластовые материковые склоны занимают господствующее положение в зоне материкового склона. Сменяясь по простиранию, эти склоны обрамляют пластовые равнины шельфа. Структурные склоны, имеющие обычно ступенчатый поперечный профиль, выделяются относительно крутыми (4—10°) и прямолинейными уступами высотой 1,0—2,5 км. В стенках уступов обнажаются пеогеновые, палеогеновые и местами меловые породы. Структурные склоны в таких районах, как Новая Шотландия, Северный Лабрадор, Аквитания, Гебриды, Юго-Западная Норвегия, Шпицберген и другие, расчленяются обычно глубокими долинами. Структурные склоны и

склоны моноклиально-пластового строения точнее всего могут быть определены как континентальная геофлексура. По существу эти склоны являются геоморфологическим выражением гигантского флексуобразного изгиба платформенного чехла. Местами флексура замещается серией разрывов или нарушается крупными региональными разломами, которые контролируют наиболее крутые структурные уступы, а также отдельные пологие сбросовые уступы.

Склоны моноклиально-пластового строения характеризуются более пологой ($2-5^\circ$) топографической поверхностью, которая соответствует моноклиальному залеганию кайнозойских осадочных слоев. Судя по особенностям паслоения осадков и стратиграфическому несогласию, материковый склон в районах к северо-востоку от Ньюфаундленда, Южного Лабрадора, Западной и Юго-Восточной Гренландии, вдоль баренцевоморской окраины, а также исландский островной склон формировались в результате нескольких циклов последовательного парациввания (проградации) осадочного чехла в сторону океана. В фазы регрессий моря происходило в основном «пристраивание» осадков с фронтальной части платформенного чехла, тогда как в фазы трансгрессии шло «надстраивание» осадочного покрова сверху. Важно отметить, что неровная дочетвертичная поверхность склона повсеместно спивелирована рыхлыми плейстоценовыми осадками мощностью 50—200 м.

Среди морфоструктурных типов материкового склона наиболее контрастной батиметрией и сложным рельефом отличаются узкие сбросовые склоны в районах Северо-Западной Норвегии, полуострова Бретань, Южной Гренландии, Центрального Лабрадора, к юго-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки, местами на антарктическом материковом склоне. О структурно-тектонической предопределенности этих 200—300-километровых отрезков склона свидетельствуют геоморфологические и геофизические признаки. В поперечном профиле сбросовые склоны представляют собой типичные уступы, крутизна которых достигает $15-40^\circ$, высота — 1—3 км. В строении склонов принимают участие поперечные глыбовые хребты, разделенные глубокими грабенообразными долинами типа теснин, ущелий и каньонов. В обрывистых стенках долин обычно обнажаются кайнозойские, а также мезозойские породы, изученные драгированием и сейсмопрофилированием дна. В наиболее крутых уступах южноренландского и лфотенского материковых склонов обнажаются кристал-

лические породы докембрийского фундамента. По всей вероятности, образование сбросовых (тектонических) склонов было связано с резкими разнонаправленными вертикальными движениями в пределах континентальной окраины, создавшими глыбово-блоковую раздробленность платформенного фундамента и осадочного чехла.

Аккумулятивные материковые склоны генетически взаимосвязаны с субатлантическими аккумулятивными равнинами, развивающимися на месте тектонических прогибов шельфа. В рельефе дна аккумулятивные склоны выражаются пологонаклонными ($1-2^\circ$) равнинами и низкими ($0,5-1,0$ км) откосами. Слагающие их слои плейстоценовых, неогеновых и палеогеновых пород почти не затронуты тектоническими деформациями. По своей природе аккумулятивные склоны (в изучаемом регионе) представляют собой нередко фронтальную часть огромных дельтовых образований, созданных дочетвертичными речными системами, которые пересекают шельф.

Аккумулятивным равнинам материкового подножия в «рельефе фундамента» соответствуют огромные асимметричные предматериковые прогибы, заполненные меловыми и кайнозойскими отложениями. Исходя из геоморфологических особенностей дна и строения предматериковых прогибов, следует различать два морфоструктурных типа аккумулятивных равнин. Первый, наиболее широко распространенный тип включает в себя пологие ($0,5-1,0^\circ$) равнины материкового подножия, находящиеся на месте глубоких ($4-10$ км) предматериковых прогибов. Ко второму типу относятся субгоризонтальные ($5-20$ км) аккумулятивные равнины, располагающиеся вдоль подошвы сбросовых уступов материкового склона. В рельефе «акустического фундамента» им соответствуют относительно неглубокие ($2-4$ км) тектонические прогибы.

Таким образом, из всего разнообразия типов материковых склонов и материковых подножий ясно, что в формировании их облика ведущую роль играли тектонические процессы, а литологические особенности осадочного чехла континентальных окраин принимали пассивное участие. По существу они развивались в условиях постоянно погружавшихся окраин, на которых накапливались мощные толщи осадков. По всей вероятности, развитие морфоструктурного плана шельфа, склона и подножия происходило сопряженно и контролировалось общим эндогенным процессом глобального масштаба, в ходе которого формировались срединно-океанические хребты и другие крупнейшие

планетарные морфоструктурные элементы земной поверхности. Понимается, прежде чем приступить к исследованию глубины и степени суммарного воздействия древнего материкового оледенения на доледниковую поверхность подводных окраин материков, ложе океана, срединно-океанических хребтов, необходимо знать не только современные структурно-геоморфологические особенности дна океана, но и восстановить элементы доледникового погребенного и реликтового рельефа.

2.3. Доледниковый рельеф дна и история его развития

В течение мезо-кайнозойской истории, в том числе еще до ледникового периода, континентальные шельфы вследствие как глобальных, так и региональных колебаний уровня океана испытывали многократное осушение. В эти эпохи изменялся базис эрозии, береговая линия перемещалась к внешнему краю шельфа, что, естественно, влекло за собой усиление денудационных процессов на обнаженных участках морского дна и надстраивание за счет аккумуляции осадков на погруженных участках. Дочетвертичные колебания уровня океана, по-видимому, были вызваны сильными поднятиями континентальных окраин во время глобальных геотектонических перестроек, изменением объема воды на планете при оледенении Антарктиды в неогене.

Детальное сейсмопрофилирование и морское бурение на антарктическом, восточно-американском, канадском, французском, североморском, норвежском шельфах, на североатлантических и северотихоокеанских абиссальных равнинах и краевых плато, в других областях дна океана позволяют достаточно обоснованно выделить резкие стратиграфические несогласия (перерывы) в мезо-кайнозойском осадочном чехле, которые обусловлены рядом крупных эрозионно-тектонических циклов развития континентальных окраин. Сопоставление топографии с геологической структурой позволяет выявить унаследованность одних элементов рельефа или наложенный характер других и ориентировочно определить время их образования. Сложные контуры рельефа дочетвертичной поверхности континентальной окраины предопределили унаследованный характер формирования крупных систем шельфовых долин в плейстоцене.

Сложность и контрастность рельефа полярных — североатлантических и антарктических — шельфов по сравнению с шельфами внеледниковых областей еще в начале века были отмечены Ф. Нансеном (1938), а затем, в 30—40-х годах, — Ф. Шепардом (1976), У. Хольтедальем (1957), Д. Г. Паповым (1963). Они первыми ограничили общую площадь гляциальных шельфов, включающих в себя поверхность дна внутренних морей (Белое, Балтийское, Северное, Ирландское) и заливов (Гудзонов, Св. Лаврентия, Мэн). Были выделены и отражены на морских картах специфические черты строения шельфов, в частности асимметричные банки, системы глубоких желобов, общая погруженность поверхности дна до абсолютных отметок 150—300 м и более. В результате этих работ была выдвинута гипотеза о субэаральных этапах развития шельфа при значительно более высоком, чем ныне (на 500 м), гипсометрическом положении поверхности дна. В дальнейшем в трудах многих исследователей были высказаны общие соображения о затоплении на шельфе реликтовых форм рельефа, в частности эрозионной (речной) сети, а также структурно-денудационных элементов рельефа древней суши (рис. 13). За последнее десятилетие гипотеза о дочетвертичном субэаральном развитии крупных форм топографической поверхности шельфа получила подтверждение в ходе конкретных геолого-геоморфологических исследований, включая бурение морского дна.

Куэстовый рельеф морского дна, внутришельфовые куэсты, высота которых изменяется от десятков до нескольких сот метров, почти сплошной полосой протянулись



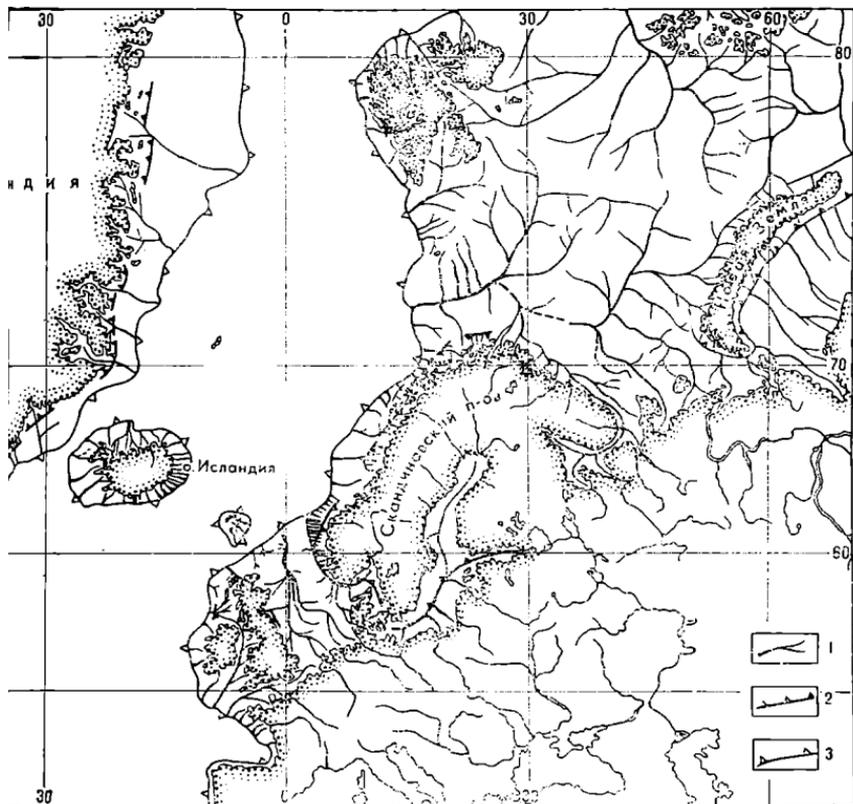


Рис. 13. Примерная картина речной сети на гляциальных и перигляциальных шельфах в дочетвертичное время. Составлена с учетом опубликованных данных сейсмопрофилирования и бурения дна (Матишов, 1981).

1 — древние речные долины; 2 — субсеквентные речные притоки; 3 — край шельфа

более чем на 30 тыс. км вдоль подводного геологического контакта щит—плита. Куэстовые гряды и уступы свидетельствуют о дочетвертичных циклах континентальной денудации, и прежде всего об интенсивной речной деятельности. По масштабу геоморфологического проявления в современной топографии дна подводная система внутрিশельфовых куэст представляется самым крупным образованием среди областей моноклиальной структуры земной поверхности.

В строении подводных куэст принимают участие в основном мезозойские и отчасти палеозойские породы. Куэсты на гренландском шельфе образованы породами мелового, а местами юрского возраста. На крайнем юге, в районе мыса Фарвель, на узком, всего 50 км, шельфе куэстовый рельеф почти не выражен, так как осадочные пласты залегают практически горизонтально. На куэстовых уступах лабрадорского и новошотландского шельфов, судя по материалам драгировок и бурения дна, обнажаются известняки, песчаники и глинистые сланцы мелового и палеогенового возрастов. В основании наиболее высоких уступов местами, вероятно, залегают юрские и палеозойские осадочные породы. В пределах новошотландского шельфа куэсты сформированы главным образом меловыми известняками.

В целом для субполярного и полярного шельфов характерна Главная мезозойская куэста, выраженная в рельефе дна моноклиналиными возвышенностями и плато. Очевидно, куэста образована твердыми, медленно разрушающимися известняками, песчаниками и эффузивными породами, имеющими возрастной интервал от юры до раннего палеогена. Преобладают куэсты, сложенные породами мелового возраста. Местами прослеживаются несколько рядов (2—3) куэстовых гряд. Полоса Главной куэсты начинается меловыми уступами на острове Лонг-Айленд, в пределах прибрежной равнины США, которые погружаются под уровень моря южнее мыса Кейп-Код и продолжают в виде меловых уступов северного склона банки Джорджес-Банк и меловых куэст повошотландского шельфа (Emery, 1965; King et al., 1974; King MacLean, 1975). Южнее острова Кейп-Бретон, на широкой центральной части шельфа, выделяются до двух раннемеловых куэст (банки Кансо, Мидл, Мизен), пересеченных густой дренажной сетью. Фрагменты двух систем позднемезозойских куэстовых гряд видны на западе Большой Ньюфаундлендской равнины. Далее, вдоль восточноканадского, гренландского, норвежского шельфов Главная куэста сопряжена с системой краевых желобов. На основе геолого-геофизических данных можно предположить, что куэстовые уступы Мурманской, Нордкинской, Копытова банок также образованы меловыми породами.

Более древние палеозойские куэсты характерны для дна внутриплатформенных Балтийского и Баренцева морей, а также заливов Гудзонова и Св. Лаврентия. Так, например, в Балтийском море хорошо известный ордовикский Глинт,

расположенный наиболее близко к Балтийскому щиту и соответствующий выходам устойчивых известняков ордовика, четко прослеживается на морском дне (Свиридов и др., 1975; Гуделис, Литвин, 1976). Остров Готланд в этом же море представляет собой часть другой куэсты, связанной с обнажениями устойчивых силурийских пород. В систему палеозойских куэст, очевидно, входит 100-метровый (карбоновый) уступ на плато Рыбачье у берегов Кольского полуострова. На севере залива Св. Лаврентия, вблизи Лаврентьевского кристаллического щита, находится пластовая возвышенность Антикости, сложенная моноклинально залегающими пластами силурийских и ордовикских пород (Loring, Nota, 1973; King, MacLean, 1975). Карбоновыми денудационными останцами являются небольшие плато Розбланш и Баргео к югу от Ньюфаундленда. На юге Гудзонова залива прослеживается куэстовый рельеф, с которым связана линейная вытянутость большинства прибрежных островных архипелагов. Формирование куэстового рельефа связано с разрушением протерозойских осадочных пород, располагающихся на архейском кристаллическом фундаменте и перекрытых базальтовыми покровами. Таким образом, вследствие чередования литологически неоднородных, моноклинально падающих пластов мезозойская (меловая) поверхность была осложнена куэстообразными уступами.

Возвышенности и плато почти на всем протяжении антарктического, североатлантического, североамериканского и других полярных шельфов отделяются друг от друга субпараллельными поперечными желобами. Материалы сейсмопрофилирования и бурения дна подтвердили существовавшее ранее предположение о том, что все желоба наследуют дочетвертичную речную сеть. Геологические факты свидетельствуют о глубоком (на 200—500 м) врезаии узких эрозионных долин в меловые породы внешнего шельфа. Видимо, развитие внутришельфовых куэст началось именно в результате достаточно глубокого врезания в исходную мезозойскую поверхность первичных речных долин, которые стали служить местным базисом денудации.

В качестве примера можно отметить крупную реку, которая протекала вдоль куэстового уступа банки Сейбл. Она прорезала Главную меловую куэсту новошотландского шельфа и впадала в каньон Галли на материковом склоне (см. рис. 9). На большой Ньюфаундлендской равнине магистральные долины, например Даунинг, ориентированы

вдоль уступов куэст в соответствии с пологим залеганием мезозойских пород. В плиоцене на дне Балтийского моря крупная река протекала вдоль Карбонового плато и Глин-та, затем вдоль куэст на дне в направлении пролива Каттегат (Гуделис, Литвин, 1976; Малаховский и др., 1975).

Изучение врезанных в поверхность шельфа и ныне затопленных речных долин, как и переуглублений в долинах суши, необходимо для решения такой важной проблемы флювиальной геоморфологии, как формирование продольного профиля реки при изменении базиса эрозии. Во время падения уровня Северного моря все крупные речные системы современной окружающей суши устремлялись на равнины шельфа. Вероятно, такие реки, как Эльба, Везер, Рейн, сливались в южной части Северного моря в единую магистраль, которая направлялась в сторону Норвежского моря. Об этапах развития древней североморской речной системы можно судить по эрозионным перерывам между нижней и средней юрой, на границе юры и мела, в верхнем мелу и позднем эоцене, в середине плиоцена—эоплейстоцене, установленных бурением (Нейлор и др., 1978; Stride et al., 1969; Kent, 1975). В Ла-Манше и на Кельтской равнине доледниковая речная сеть в условиях понижения базиса эрозии минимум на 150—250 м была направлена в зону материкового склона к каньоном Блэкмуд и др.

В устье практически всех поперечных мелодов наблюдаются выступы шельфа с дельтовым типом строения кайнозойских осадочных слоев. Местоположение речных долин контролировалось в основном структурно-литологическими условиями и нередко тектоническими линиями. Например, желоб Ингедьюпет на северо-норвежском шельфе предопределен крупным грабеном (Sundvor, 1974). Погребенные русла прарек Гаронны, Жиронды, Шаронты, Лауры на армориканском и аквитанском шельфах приурочены к грабенам в кровле мезо-кайнозойских отложений или к синклиналиям. Необычно густая сеть (более 50) консеквентных рек на исландском островном шельфе, очевидно, контролировалась радиальной системой разломов и трещин.

Каждая дренажная система пластовых и базальтовых равнин имела наряду со многими мелкими два главных субсеквентных притока (см. рис. 13). В целом развитие долин было циклическим. Эпохи эрозионного врезания долин сменялись эпохами их частичного или полного заполнения палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Так, погребенная меловая и послемеловая раз-

ветвленная речная система находится на шельфе у южных берегов Новой Англии и на Большой Ньюфаундлендской банке. Вообще, судя по глубине погребенных русел дочетвертичных эрозионных долин, амплитуда вертикальных движений на северо-атлантическом и баренцевоморском шельфах по отношению к общему базису эрозии составляла 150—500 м, а местами 800 м.

Результаты геолого-геофизических работ свидетельствуют о том, что области обширных подводных равнин Медвежинской, Гудзона, Кабота и многих других неоднократно подвергались субаэральной эрозии. В частности, через желоб Кабота происходил речной сток в океан с огромной территории бассейнов Великих озер и реки Св. Лаврентия. Сейсмопрофилированием на дне желоба выявлена древняя густая эрозионная сеть, врезанная в породы карбонового и мелового возрастов. У края шельфа, в самом устье древней реки Св. Лаврентия, погребена каньонообразная долина, связанная с грабеном Орфей. Сравнительно глубокие (мелового возраста) врезы (до 150 м) в желобе Кабота выполнены третичными отложениями. Более молодые (плиоценовые) погребенные врезы в устье желоба развиты в палеогеновых и миоценовых породах.

Стало очевидным предположение Ф. Нансепе (1938), М. В. Кленовой (1960) и других о существовании на баренцевоморском шельфе разветвленной дочетвертичной речной сети. В результате процессов денудации на рубеже мела и палеогена и в плиоцене вдоль западной окраины Баренцева моря сформировался мощный осадочный клин с двумя характерными дельтами и конусами выноса Медвежинской и Зюйдкапской речных систем. Денудационный срез в центральной области шельфа обнажил на современной поверхности дна моря толщи древних палеозойских и раннемезозойских пород. Сейчас трудно сказать, соединялась ли погребенная среднеплиоценовая и эоплейстоценовая гидрографические сети (врезы до 100—200 м) на севере Печорской низменности (Мещеряков, 1965; Рельеф Земли, 1967; Ласточкин, 1977) с Медвежинской речной системой. Однако ясно, что выраженная в топографии дна система ложбин, вытянутых вдоль оси Медвежинской равнины, не совпадает с руслом дочетвертичной реки. Древняя долина располагалась на нескольких десятках километров южнее, вдоль линии крупных, видимо верхнемеловых и третичных, сбросовых нарушений. Русло этой реки находилось в грабенообразном желобе между Демидовской и Центральной возвышенностями, у подошвы уступов на

севере плато Копытова и Нордкинского, в грабенообразной долине Персея на материковом склоне (Матишов, 1981).

О древних этапах рельефообразования на подводных окраинах материков и абиссальных равнинах свидетельствуют резкие стратиграфические несогласия в мезо-кайнозойском осадочном чехле, выделенные по материалам морского бурения и сейсмопрофилирования дна. Поверхности несогласий, на которых сохранились фрагменты дочетвертичного рельефа шельфа, материкового склона и подножия, были обусловлены крупными эрозионно-тектоническими циклами развития дна океана. Следует рассмотреть более конкретно на примере подводной окраины материков Северной Америки и Европы историю развития структурного рельефа дна, направление его эволюции.

Для изучения современных структур дна океанов представляют большой интерес сведения о колебаниях уровня начиная с юры, так как по существу они определили последовательность осадочных слоев на континентальных окраинах. Во время регрессий в результате эрозии образуются перерывы в осадконакоплении.

Крупнейшие события в геоморфологической истории восточноамериканской и европейской континентальных окраин запечатлены в ряде общих стратиграфических несогласий, относящихся к концу юры — раннему мелу, концу мела — палеоцену (местами до середины эоцена), верхнему плиоцену — зоплейстоцену и плейстоцену. Выделяются, кроме того, несколько региональных несогласий, которые, например, характерны для позднего эоцена на новошотландском и аквитанском шельфах, а также для олигоцена — раннего миоцена на новоанглийском, армориканском шельфах и Большой Ньюфаундлендской банке. Самый глубокий перерыв на лабрадорском материковом склоне и подножии интерпретируется как раннемеловая поверхность несогласия. Эрозионные циклы предопределяются и совпадают по времени с тектоническими, поэтому в целом стратиграфические несогласия отражают основные эрозионно-тектонические циклы развития континентальной окраины. Каждый из циклов, несмотря на неравнозначные продолжительность и величину регионального базиса эрозии, характеризовался общим восходящим развитием континентальной окраины, значительными тектоническими и геоморфологическими перестройками ее поверхности, крупными регрессиями и перерывами в осадконакоплении. История мезо-кайнозойского осадконакопления определялась сочетанием тектонических и климатических факторов.

Анализ материалов глубоководного бурения и сейсмопрофилирования даёт основание представить некоторые общие черты стратиграфии и литологического состава осадочного разреза аккумулятивных равнин материкового подножия. Естественно, состав, возраст и корреляция в пространстве осадочных (отражающих) слоев во многом еще не ясны. В строении осадочного покрова можно наметить такие более или менее общие перерывы, как нижний (конец мела — эоцен), средний (олигоцен — ранний плиоцен) и верхний (плиоцен-плейстоценовый), соответствующие различным режимам осадконакопления. Горизонты отделяются стратиграфическими и местами угловыми несогласиями, обычно фиксирующимися на непрерывных сейсмических профилях. Предлагаемая трехъярусная схема строения осадочного чехла не является универсальной для каждого в отдельности участка материкового подножия, но она в определенной мере отражает общие крупные циклы эрозии и накопления осадков на всей континентальной окраине.

В мелу и кайнозое наращивание осадочного клина континентальной окраины, происходившее путем надстраивания и приращения осадочных пластов, привело к выдвиганию многих материковых склонов на десятки километров в сторону океана. На отдельных участках дна Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна не исключено залегание передовых слоев осадочного клина континентальной окраины прямо на коре океанического типа с полосовыми магнитными аномалиями.

Многие крупные геотектонические элементы континентальной окраины в изучаемом регионе, например характерная система грабенообразных прогибов, средний структурный ярус платформенного чехла, образовались в конце триаса — середине мела, т. е. 200—100 млн. лет назад. Но возникновение и выработка важнейших морфоструктурных контуров континентальной окраины, по нашему мнению, были связаны с эрозионно-тектоническим циклом в конце мела — раннем палеогене. В течение этого времени мезозойская (меловая) поверхность выравнивания, послужившая исходным уровнем для современных крупных форм рельефа континентальной окраины, испытала общее поднятие и резкий перекося в направлении молодых впадин океана. Это повлекло за собой воздымание и выход шельфа из-под уровня моря и предопределило глубокое эрозионное расчленение всей поверхности меловых пород. В процессе растяжения материковой земной коры стал

формироваться грандиозный моноклиальный перегиб (или «континентальная флексура» в понимании Ж. Буркара (1953), местами осложненная сбросами), выразившийся в морфологии дна зоной материкового склона. Он разделил мезозойскую платформенную равнину на два гипсометрических и геоморфологических уровня — шельф и материковое подножие. Дробление Североамериканской и Европейской платформ сопровождалось обширными излияниями базальтовых лав так называемой «провинции Туле», а также отделением и обрушением крупных краевых континентальных блоков в зоне материкового подножия.

В конце мела — раннем палеогене в зависимости от режима восходящих тектонических движений региональный базис эрозии понижался на 400—800 м и более. Моноклиально и горизонтально залегающие мезозойские, а местами и палеозойские осадочные пласты внешнего шельфа были подвергнуты интенсивному глубокому расчленению субсеквентной и консеквентной эрозионной сетью. В результате в течение мела и палеоцена заложился характерный рельеф меловых, местами ордовикских, силурийских и юрских куэстовых гряд и уступов, структурных плато, моноклиальных и структурно-денудационных возвышенностей.

Начиная с позднего мела на абиссальных равнинах Северной Атлантики накапливалось огромное количество обломочного материала. С континентальной денудацией шельфа в зоне материкового склона была сопряжена сильная линейная эрозия, которая способствовала развитию подводных ущелий и каньонов вдоль тектонических нарушений на сбросовых и структурных уступах. Продукты континентальной денудации накапливались в виде обширных Медвежинского, Зюйдкапского, Североморского, Кабота, Гудзонова конусов выноса на материковом подножии и абиссальных равнинах. Наряду с аккумулятивным выравниванием глубоководные равнины подвергались линейной эрозии. Так, вероятно, с верхнемеловым — палеоценовым циклом континентальной эрозии связано долинное расчленение, погребенное в нижней части в осадочном чехле желобов Поркьюпайп и Роколл. Результаты глубоководного бурения показывают, что начиная с верхнего мела во время всех эрозионно-тектонических циклов общим механизмом формирования рельефа и осадочного покрова глубоководных равнин являлись суспензионные (мутьевые) потоки.

В эпохи трансгрессий при нисходящих движениях континентальной окраины происходили затопление и консервация долин, формирование на шельфе и материковом склоне перекрывающих осадочных пластов. В этих условиях на материковом подножии и абиссальных равнинах резко сокращались скорости терригенного накопления осадков, и отмечались эрозионные перерывы в среднем эоцене — раннем олигоцене, миоцене — среднем плиоцене и в межледниковые эпохи плейстоцена. Перерывам в осадконакоплении на многих участках дна способствовало установление глубоководной циркуляции холодных полярных вод в олигоцене — среднем миоцене. Таким образом, смена циклов расчленения и фаз выравнивания дна указывает на ритмичность хода развития рельефа континентальной окраины в мезо-кайнозое. В позднем миоцене Северная Атлантика и Норвежско-Гренландский бассейн характеризовались формой, размерами и глубиной, близкими к современным.

Верхний (местами средний) плиоценовый цикл эрозии, совпавший с неотектоническим этапом, был временем дальнейшего формирования структурно-эрозионных элементов континентальной окраины. Общее поднятие пластовых, аккумулятивных и цокольных равнин шельфа, сопровождавшееся обновлением и перестройками морфоструктуры и гидрографической сети дна, привело к резкому (в среднем на 150—400 м) снижению регионального базиса эрозии. В этих условиях на континентальной окраине возобновилась линейная флювиальная эрозия. На шельфе речные долины, наследуя в основном древнее расчленение, углубились на несколько сот метров и местами достигли поверхности меловых пород. С плиоценовой фазой эпиплатформенного орогенеза на североатлантическом и арктическом побережьях было связано возрождение высоких глыбовых нагорий. Они послужили орографической предпосылкой материкового оледенения в плейстоцене. С прогрессирующим похолоданием начиная с миоцена связано накопление кремнистых илов и древних айсберговых осадков на абиссальных равнинах океана в полярных и умеренных широтах.

Таким образом, древним материковым оледенением на североамериканской и европейской континентальных окраинах, как и в Антарктиде, предшествовал ряд эрозионно-тектонических циклов развития, в течение которых на шельфе возникли моноклиальные и структурно-денудационные возвышенности, структурные плато, характерный

куэстовый тип рельефа дна, а на материковом склоне были заложены сети подводных каньонов и ущелий. Возник тот геоморфологический фон, на котором развивалось в дальнейшем оледенение дна океана. По масштабу проявления в топографии шельфа сложные системы внутришельфовых куэст, субсеквентных и консеквентных речных долин представляются наиболее градиозными дочетвертичными образованиями моноклиальной структуры земной поверхности. Рельефообразующие факторы на континентальной окраине, несомненно, были сопряжены и контролировались глобальным эндогенным процессом, в ходе которого создавались крупнейшие морфоструктурные элементы литосферы.

НАСТУПАНИЕ МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА НА ШЕЛЬФЫ

3.1. Разрушительная деятельность ледников

Материковые оледенения изменяют поверхность суши и морского дна в результате как эрозии, так и аккумуляции, создавая своеобразные формы рельефа и типы осадков. Действие ледников уникально вследствие огромного объема льда, который движется по долинам или поверх орографических элементов благодаря высокой вязкости льда, что помогает ему эродировать и переносить частицы фактически любого размера, не сортируя их, из-за динамичного характера краев ледника, где отложение материала определяется соотношением между поступающим и тающим льдом.

Гляциальные шельфы и распространенные на них формы рельефа, созданные ледниками и потоками талых ледниковых вод (гляциальные и флювиогляциальные формы), — важнейшие свидетели великого оледенения земной поверхности. Они обусловлены деятельностью современных и плейстоценовых ледниковых щитов и автономных покровов. Роль этих процессов в континентальном рельефообразовании достаточно хорошо известна, а на шельфе она видна из того, что гляциальный рельеф в его пределах занимает около $\frac{1}{3}$ общей площади шельфа Мирового океана. Средняя глубина шельфа составляет 250—350 м, что более чем вдвое превышает глубину шельфов во внеледниковых областях океанов.

Материковый лед, продвигаясь на шельф, выработал глубокие впадины и желоба, которые еще не успели заполниться осадками. Это своеобразное долинное расчленение поверхности дна впечатляет прежде всего в строении гляциальных шельфов, так как является наглядным свидетельством могучей деятельности ледников. Разные стороны природы этих шельфовых желобов показаны во многих работах. Однако специальным их изучением занимались в основном такие исследователи, как У. Хольтедаль

(1957, 1969), М. В. Кленова (1960), Д. Г. Панов (1963), Х. Хольтедаль (1964), И. К. Авилов (1965), В. Д. Рвачев (1972), В. М. Литвин (1970, 1973), К. Эмери (1971), Г. Г. Матишов (1972, 1976, 1980), В. И. Мысливец (1973), Ф. Шепард (1976), Л. П. Волокитина (1977).

Повсюду на антарктическом, североатлантическом, норвежском, баренцево-морском и других шельфах в областях древнего покровного оледенения отчетливо выражаются подводные фьорды, краевые, поперечные желоба. Именно эти типы крупных долин вместе с другими формами гляциального генезиса придают топографии дна своеобразный облик, по которому, собственно, и отличают гляциальные шельфы от шельфов внеледниковых областей.

Вместе с тем вопрос о роли экзарации в образовании рельефа ложа ледников всегда вызывает дискуссии. Многие исследователи придают экзарации большое значение, связывая с нею, например, образование глубоких долин в рельефе коренных пород шельфа. Другие считают роль экзарации сильно преувеличенной. Понимая важность этой проблемы, следует охарактеризовать все типы подводных желобов и генетически связанные с ними разновидности подводных долин гляциальных шельфов. Особое внимание уделено анализу морфологии, продольных и поперечных профилей долин, распределению мощностей четвертичных отложений, так как все это, вместе взятое, отражает механизм и историю ледниковой деятельности на поверхности морского дна.

Весь прибрежный шельф в областях древнего оледенения несет заметные следы экзарационной деятельности ледников (рис. 14). Зона ледникового сноса протягивается от берега на десятки километров. Самыми характерными формами рельефа дна являются подводные фьорды, выраженные корытообразными долинами. Подводные фьорды густой сетью врезаются на десятки и сотни метров в скальную поверхность дна. У берегов Северной Норвегии, Ньюфаундленда, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Шотландии, Восточной Гренландии, Восточной Антарктиды, Новой Зеландии и Чили распространены относительно широкие (6—20 км) и глубокие (150—400 м) подводные фьорды. Все эти долины почти прямолинейны, протягиваются от берега в сторону моря на 20—120 км. Кроме сравнительно крупных подводных фьордов, имеющих довольно сглаженную поверхность дна, выделяются одиночные узкие (4—10 км) трогообразные долины с небольшой (40—150 м) глубиной вреза. В ряде случаев верховье

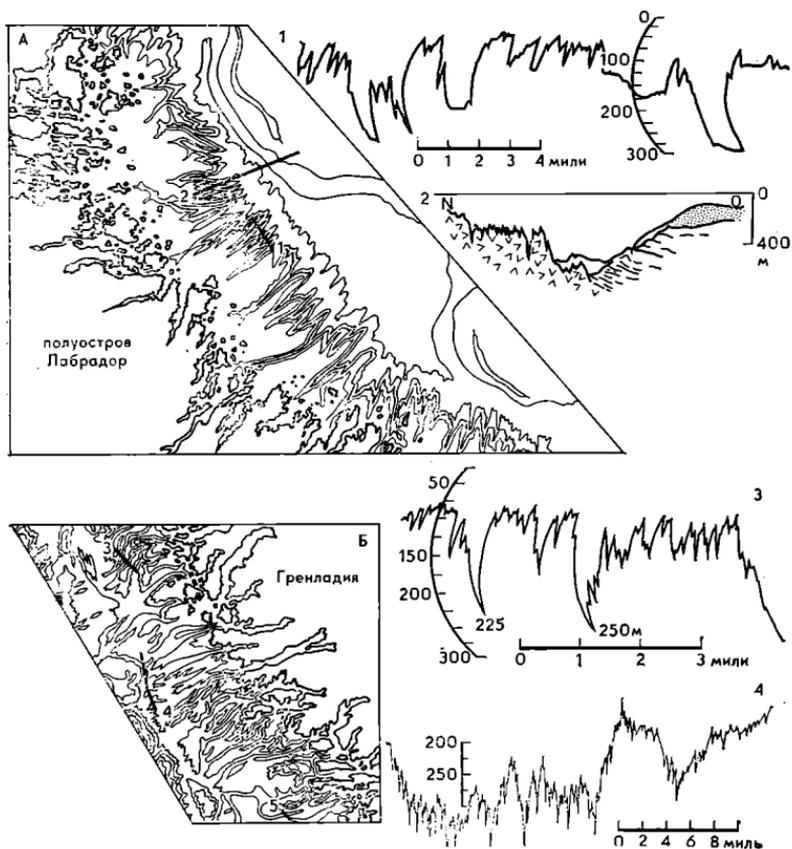


Рис. 14. Подводные фьорды на прибрежном шельфе Лабрадора (А) и Южной Гренландии (Б). Эхолотные профили и батиметрические схемы дают общие представления об их геоморфологическом строении. Глубина вреза узких долин достигает 100—200 м

таких трогов располагается прямо перед фронтом современных выводных ледников, и в частности ледников западношпицбергенского побережья — Реуд, Смеренберг, Уогкуэй, Туррель и др.

Внутренний шельф Антарктиды во многих районах перекрывается материковыми льдами. Здесь существуют два типа ледниковых покровов: материковые, ложе которых в основном расположено выше уровня моря (пример — Восточно-Антарктический покров), и морские, единственным существующим в настоящее время примером которых

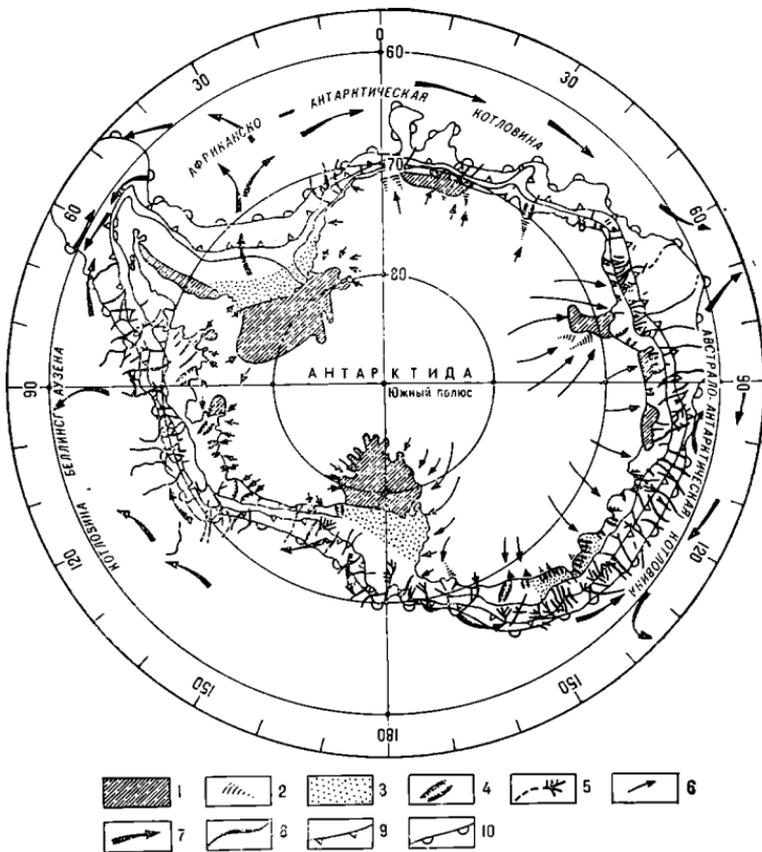


Рис. 15. Распределение подводных долинных форм на материковой окраше Антарктиды (Волокитина, 1977).

1 — шельфовые ледники; 2 — выводные ледники; 3 — основные области формирования антарктических придонных течений; 4 — наиболее крупные долины шельфа; 5 — подводные каньоны и русла мутьевых потоков; 6 — основные направления движения льда; 7 — главные направления антарктических течений; 8 — край шельфа; 9 — внешняя граница материкового склона; 10 — внешняя граница материкового подножия.

является Западно-Антарктический. Этот покров опустился на дно в результате увеличения мощности льда еще до возникновения изостатической нагрузки, и сейчас его ложе находится на глубинах порядка 1 км. Значительную часть этого покрова составляют шельфовые ледники Ронне, Фильхнера и Росса. Рельефообразующая деятельность

морского ледникового покрова почти полностью осуществляется под водой; в подводных условиях действует и значительная часть материкового покрова Восточной Антарктиды (рис. 15).

В Антарктиде обычным является заполнение подводных фьордов выводными ледниками, как, например, в море Росса. В районе Земли Уилкса (Восточная Антарктида) из крупных фьордов на шельф опускаются ледниковые языки Дальтона, Дибля, шельфовые ледники Шеклтона, Воейкова и др. (Vanneu, Johnson, 1979; Venney et al., 1981). Глубокий трог в заливе Лютцов-Холм соединяется с системой фьордов перед ледниками Хоннер, Телен, Сирасе. Под ледниковый язык Дригальского простираются линейные впадины глубиной до 120 м в бухте Терра-Нова.

Долины морских заливов с низкими, не крутыми скалистыми берегами в прибрежных районах Финляндии и Швеции называются фьёрдами. Само собой разумеется, что сходные по строению долинные формы морского дна следует называть подводными фьёрдами. В классическом виде подводные фьёрды получили развитие на трещиноватой поверхности кристаллических и метаморфических пород в прибрежной зоне шельфа Центрального Лабрадора, Юго-Западной и Юго-Восточной Гренландии, Юго-Западной Норвегии, Западной Ирландии. Подводные фьёрды представляют собой узкие (0,5—5,0 км) трогообразные долины, у которых крутые (10—40°) и относительно высокие (100—400 м) борта резко переходят в пологоволнистое дно.

Сеть трогов включает в себя по несколько десятков субпараллельных долин, обычно связанных с крупными фьордами, в частности на гренландском побережье — с фьордами Ангмагссалик, Кангердлугсуак, Юлианехоб, Бреде, Готхоб, Фиске, Сенсе-Стрем и других, которые заняты мощными выводными ледниками. Местами непосредственно к морю обрывается ледниковый щит (ледники Бернсторф, Стенструпа, Россебор и т. д.).

Следует подчеркнуть, что почти все подводные фьорды представляют собой затопленные внешние части надводных фьордов. Несмотря на явную связь, в их строении отмечен ряд геоморфологических различий. Фьорды побережья — это изломанные в плане типично горные долины с крутыми и высокими (1—3 км) склонами. Многие фьорды пропикают в пределы горных стран на 100—250 км. Подводные фьорды не имеют таких больших размеров, это образования денудационных равнин предгорий. Как уже

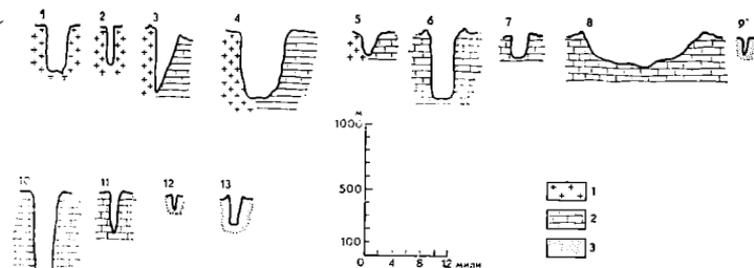


Рис. 16. Основные типы подводных долин на континентальной окраине в высокоширотных областях океана (Матшюв, 1984).

1 — подводные фьорды; 2 — подводные фьёрды; 3, 4, 5 — асимметричные, корытообразные и ложбинообразные краевые желоба; 6, 7, 8 — поперечные желоба — классические трого, висячие трого, ящикообразные желоба; 9 — каналы стока талых ледниковых вод; 10 — подводные каньоны; 11 — подводные ущелья; 12 — подводные овраги; 13 — абиссальные каналы. 1 — породы фундамента, 2 — дочетвертичные осадочные породы; 3 — четвертичные отложения.

было доказано, первичные фьордовые долины были предопределены системами радиальных и концентрических разломов и мегатрещиноватости, возникшими в процессе сводовых неотектонических и гляциоизостатических поднятий Антарктиды, Скандинавии, Шпицбергена, Гренландии, Баффиновой Земли, Лабрадора (Каплин, 1962; Мещеряков, 1965; Рельеф Земли, 1967; Капица, 1968). О структурном контроле фьордов свидетельствуют висячие боковые притоки и сопряженность глубоких (до 1 км) участков дна фьордов с высокими (1,5—3,0 км) береговыми хребтами. По сложной сети разломов, например, были заложены трогообразные проливы и заливы Канадского и Арктического архипелагов.

Системы разломов четко прослеживаются не только в простирании фьордов, но, как это следует из материалов морских геолого-геофизических работ, и в их подводных продолжениях. Заложение густой сети подводных фьордов и фьёрдов в той или иной степени обусловлено разломной тектоникой, трещиноватостью, литологической неоднородностью кристаллических пород палеозойского складчатого основания шельфа.

Ряд особенностей строения подводных фьордов характеризует их как ледниковые долины (рис. 16). Попереч-

ный профиль долин имеет типично троговую форму. Крутые борта трогов книзу заметно выполаживаются и переходят в относительно широкое вогнутое дно. Ступенчатый продольный профиль дна долин образован чередующимися скалистыми ригелями высотой от 15 до 100 м и вытянутыми переуглубленными впадинами глубиной 200—700 м.

С подводными фьордами и в особенности с подводными фьёрдами очень тесно связаны подводные шхеры. Они представляют собой сложные сочетания асимметричных скалистых гряд и удлиненных холмов высотой 15—50 м, узких (0,2—1,5 км) замкнутых впадин, пологих долин и борозд, которые закономерно вытянуты в сторону от берега и подчеркивают ориентировку трещин и сланцеватости в метаморфических породах фундамента. На морском дне имеются также нагромождения эрратических валунов и глыб. Подводные шхеры, распространенные на междолинных денудационных возвышенностях, в береговой зоне повсеместно сменяются надводными шхерами с большим количеством скал и мелей. Таким образом, здесь наблюдается затопленный ландшафт курчавых скал и бараньих лбов.

Краевые желоба существенно отличаются от подводных фьордов и поперечных желобов. Эти различия отражают своеобразие геологического строения, а также особенности их развития во время оледенения. Краевые желоба — это последовательно и кулисообразно расположенные системы внутришельфовых продольных долин и депрессий шириной от 10 до 70 км. Они простираются параллельно или под небольшим углом к североатлантической и арктической береговым линиям, разделяя гляциальный шельф на внутреннюю и внешнюю части. Подобная картина наблюдается также на шельфе вдоль берегов Антарктиды. Система внутришельфовых желобов прослеживается, например, более чем на 3 тыс. км от Земли Виктории до моря Дейвиса (Живаго, 1974, 1978; Vanney, Johnson, 1979).

Краевые желоба имеют в той или иной степени асимметричный поперечный профиль. В большинстве случаев в плане они состоят из двух субсеквентных долин, глубины в которых увеличиваются в сторону поперечных желобов от 70—150 до 400—700 м, а на антарктическом шельфе — до 1500—2000 м. Краевые желоба, смыкаясь, таким образом, с поперечными желобами, образуют вместе характерный Т-образный рисунок долинных систем. Наиболее типичными являются три морфологические разновидности

краевых желобов: асимметричные, корытообразные и ложбинообразные.

Резкие классические формы характерны для асимметричных краевых желобов, выраженных в рельефе дна узкими (6—20 км) и относительно глубокими (250—500 м) субсеквентными долинами. Судя по данным сейсмопрофилирования, такие желоба получили развитие в зонах резкого погружения и дробления фундамента платформы по краевым тектоническим разломам дна в районах Северо-Западной Норвегии, Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии, Центрального Лабрадора. Крутые (до 10—40°) внутренние склоны продольных желобов являются прямолинейными сбросовыми уступами, срезающими подводные фьорды. Подобные уступы на дне ледниковых долин, как известно, называются конфлюэнтными ступенями.

Более пологие (2—6°) внешние борта краевых желобов в основном представляют собой куэстовые уступы мезозойского возраста. Вдоль подошвы куэст обычно тянутся асимметричные гряды, сложенные ледниковыми отложениями, а по оси желобов располагаются каналы стока, устремленные к дну поперечных желобов.

Самое большое распространение на гляциальных шельфах имеют корытообразные краевые желоба. Для них характерны значительные размеры (длина—до 80—200 км, ширина—20—50 км и более), а также исключительно глубокие вытянутые впадины и котловины типа Дьюпренна, Скагеррака, Восточно-Новоземельской. Отдельные замкнутые впадины переуглублены до 600—1200 м. Корытообразные краевые желоба, как правило, выработаны в тех зонах, в которых платформенный фундамент и шельфовая плита сочленяются посредством крутых (3—6°) флексур (Grant, 1972; Austin, Howie, 1973; McMillan, 1973; Sellenvoll Sundvor, 1974; Eldholm et al., 1977). Эти флексуры местами нарушены сбросами.

Менее выразительны ложбинообразные (лоткообразные) краевые желоба, такие, как расположенные в районах Восточного Ньюфаундленда, Северного Лабрадора, Мере-Ромсдалена, Лофотен, Западного Шпицбергена. У них небольшая (50—120 м) глубина вреза, а ширина достигает 8—20 км, они порой слабо различаются даже на детальнейших батиметрических картах. Продольные ложбинообразные долины сформировались процессами эрозии в зоне пологого налегания дочетвертичных осадочных пород на моноклиналиную поверхность фундамента. На дне

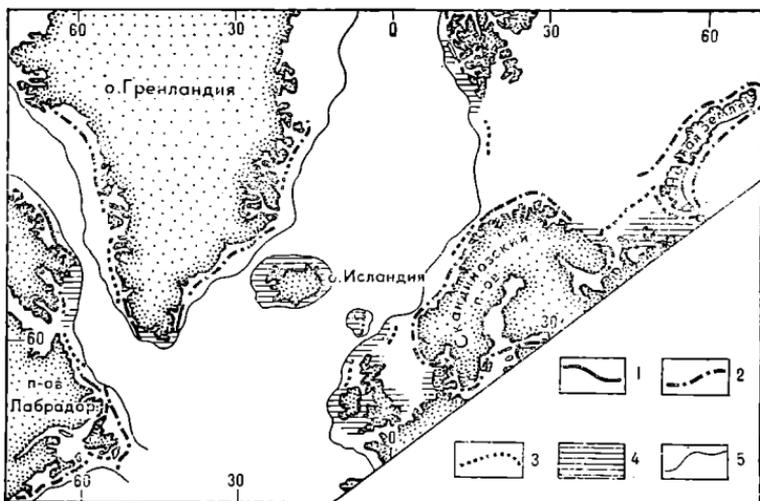


Рис. 17. На приводимой здесь картосхеме в качестве примера показаны особенности распределения краевых желобов в Северной Атлантике и северных морях (Матишов, 1976).

1 — асимметричные; 2 — треугольные; 3 — ложбинообразные желоба; 4 — районы шельфа, в которых краевые желоба слабо выражены в морфологии дна; 5 — край шельфа

таких краевых желобов характерны стадияльные моренные гряды высотой 40 м.

Поперечные желоба определяют характер расчленения внешней части гляциальных шельфов (рис. 17). Признаками ледниковой обработки желобов служат форма долин, их выраженная прямолинейность и постоянная ширина на протяжении многих сотен километров, наличие вытянутых переуглубленных (250—600 м) котловин и впадин (типа конфлюэнтных бассейнов), а также стадияльных и боковых моренных гряд. В отличие от подводных и надводных фьордов поперечные желоба имеют более значительную ширину. По строению и в генетическом отношении они подобны так называемым изменностям ледникового выпавивания и гляциодепрессиям (Асеев, 1974; Маккавеев, 1978), таким, как впадины Онежского, Ладожского озер, Рижского и Двинского заливов на пластовых равнинах северо-запада Русской равнины. На норвежских и канадских картах Северного Ледовитого океана такие крутосклонные углубления на внешнем шельфе обычно называются дьюпами и дьюпетами. В ряде случаев существует прямая

морфологическая связь поперечных желобов с подводными фьордами, в основном они сочленяются между собой посредством краевых желобов.

В результате непрерывного сейсмопрофилирования и бурения дна подтвердились предположения Ф. Нансена, У. Хольтедаля, В. М. Литвина, В. Д. Рвачева о том, что распределение в плане поперечных желобов четко контролируется дочетвертичным расчленением шельфа. Гляциальная эрозия, как и дочетвертичная речная деятельность, была приурочена к структурно-литологическим, литологическим контактам или нарушениям осадочного чехла пластовых и базальтовых равнин. Самые крупные поперечные желоба (Юлианехоб, Макковик, Фальбандюпет и др.) развивались вдоль грабенообразных структур. На исландском шельфе, в районах, прилегающих к хребтам Рейкьянес и Кольбейнсей, древние ледники распространялись по четвертичным рифтогенным желобам, глубины дна в которых достигают 500—700 м.

Наиболее глубокие поперечные желоба (1000—2000 м) встречаются на антарктическом шельфе: желоб Геодезии в районе Земли Адели, желоба Денисон и Порт-Мартин в бассейне Астролябии.

В море Росса система широких трогов прослеживается под шельфовым ледником Росса. В целом на гляциальных шельфах океана выделяются такие разновидности поперечных желобов, как классические трогги, висячие трогги, ящикообразные желоба, суббатинальные впадины, похожие по форме на желоба.

Среди поперечных желобов наиболее рельефны и контрастны классические подводные трогги. Они пересекают узкие шельфы Восточной Антарктиды, Южной Гренландии, моря Баффина, Центрального Лабрадора, Исландии, Фарер, Северо-Западной Норвегии (рис. 18). Свое начало трогги берут от конфлюэнтных (приустьевых) ступеней с висячими подводными фьордами. Отличительными чертами строения трогов служат их крутые (до 10—20°), высокие (100—400 м) борта, переходящие в широкое (8—20 км) дно, обратные уклоны продольного профиля дна. Для них характерны также крупные переуглубленные котловины и высокие приустьевые пороги, развитые у края шельфа. На дне желобов залегает сплошной, неравномерный по мощности (от 40 до 250 м) покров четвертичных, главным образом ледниковых, отложений.

Верховья классических подводных трогов располагаются на участках, где сходятся смежные части краевых же-

любов. Именно на этих участках находятся «исполинские» (шириной 10—20 км) котловины — самые крупные переуглубления на поверхности гляциальных шельфов. Вблизи крутых конfluэнтных ступеней обычно отмечаются максимальные отметки глубин дна. В таких местах желобов глубины достигают 0,5—1,0 км и более. Все «исполинские» котловины заходят в краевые желоба и вытянуты по направлению движения ледников в сторону края шельфа. От открытого океана котловины отделены аккумулятивными приустьевыми порогами, над которыми глубины меняются от 180 до 350 м. Особую группу среди классических трогов составляют сквозные поперечные желоба (Бельсунд, Ингедьюпет, Стурфьорд, Иекульдьюп, Хольстесборг) на протяжении крупных фьордов побережья Северной Атлантики. На дне сквозных желобов выделяются узкие (8—15 км), вытянутые на десятки километров впадины выпахивания с глубинами 200—400 м. Своеобразным строением отличаются висячие трого. У таких желобов наклонное (20—40′) к краю шельфа (вниз по течению выводных ледников) дно и отсутствуют приустьевые пороги. Дно всех долин в устье обрывается уступом материкового склона. Обычно такие трого образуют радиальную сеть на исландском шельфе (Хаувальдьюп, Лоунс, Херасдьюп и др.), на узких лофотенском и южногренландском шельфах. Желоба начинаются от пологих краевых уступов или связаны с подводными продолжениями фьордов. В отдельных случаях висячие трого обрываются к субатлальным равнинам шельфа, например Кабота, Медвежинской. Все висячие трого характеризуются небольшой (4—15 км) шириной и относительной глубиной вреза (50—150 м). У них также сравнительно мала длина — от 40 до 80 км. Висячие долины, в которых отсутствуют приустьевые пороги, могут свидетельствовать об активном движении ледников и всплывании последних за пределами желобов.

Ящикообразные поперечные желоба, как правило, распространены на широких (80—250 км) пластовых и аккумулятивных равнинах. У них некрутые (2—8°) склоны, сравнительно широкое (20—40 км) дно и пологий (2—10′) обратный уклон поверхности дна. В основном только в этих желобах можно встретить характерную систему пологих форм рельефа: ригелей, порогов и стаднальных моренных гряд, чередующихся с полями холмистой донной морены и глубокими (150—400 м) вытянутыми впадинами. В поперечных желобах Исдьюпет, Хальтен, Скальмен, Суккертоппен, Саглик, Ла-Хав, Эмеральд, име-

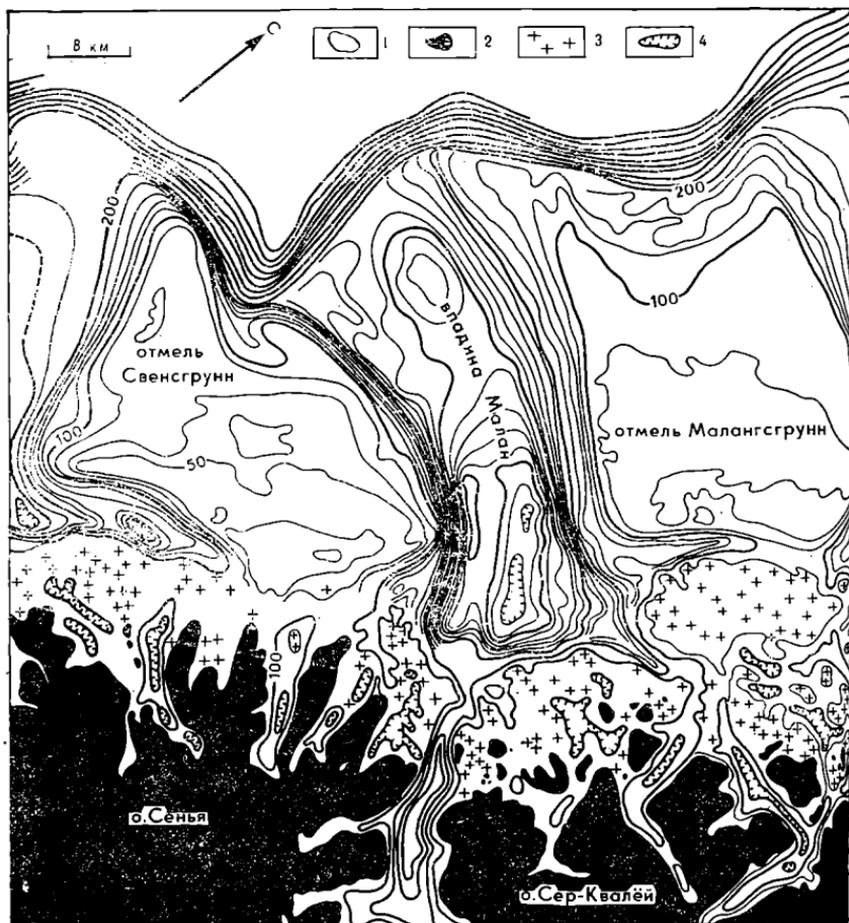
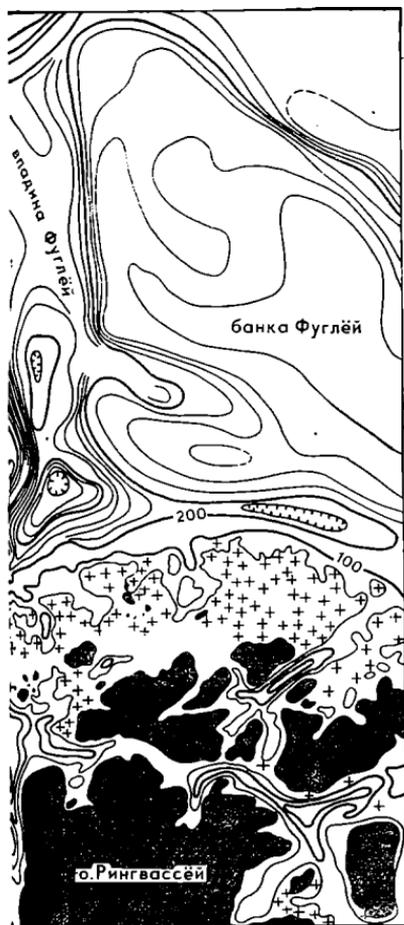


Рис. 18. На батиметрической карте шельфа Северо-Западной Норвегии отражен рельеф подводных фьордов, краевых и поперечных желобов. Наглядно видна их взаимосвязь в пространстве (X. Хольтедаль, 1964).

1 — изобаты; 2 — суша; 3 — прибрежный скалистый шельф; 4 — краевые желоба

ющих большую длину (80—150 км), можно проследить от 3—5 до 15 узких стадияльных гряд, которые указывают на осцилляции выводных ледников. Желоба в верховье чаще сохраняют форму трогов, а в сторону края шельфа их поперечное сечение приобретает ящикообразный характер.



В отдельную группу нами объединены вытянутые поперек шельфа суббатиальные равнины впадины (Матишов, 1979), на поверхности которых наблюдаются явные следы воздействия крупных ледников. Поперечный профиль суббатиальных равнин, например Зюйдкапская, Гудзонова, Кангердлугсуак, Кабота, напоминают полого-склонные ящикообразные желоба с очень широким (100—200 км) дном. В пределах равнин, судя по материалам сейсмофильтрации, мощность четвертичных отложений изменяется от 100 до 300 м. Для ледникового ложа типичными являются изолированные асимметричные впадины и котловины (20×50 км) с глубинами 500—1200 м, отдельные высокие пороги, скалистые ригели, стадияльные моренные гряды высотой 30—90 м.

В классическом виде комплексы стадияльных морен можно проследить на дне желоба Диска в районе Западной Гренландии.

Таким образом, подводная долинная сеть занимает особое положение среди форм экзогенного рельефа дна, так как обнаруживает наиболее тесную связь с морфоструктурными условиями шельфа. Мы убедились в существовании заметных различий в морфологии и строении каждого из выделенных типов подводных желобов. Геоморфологический анализ строения ледниковых долин на гляциальных шельфах дает основание считать, что современная морфология желобов была создана в процессе плейстоценового покровного оледенения. Рельеф ложа ледниковых покровов, судя по изложенному в предыдущей главе геологическому материалу, был сформирован к началу материкового оледенения. К этому моменту глубина вреза дочетвертичных речных долин в ме-

ловую поверхность достигала 300—500 м. Почти все подводные фьорды, краевые и поперечные желоба приурочены к древнему структурно-эрозионному расчленению шельфа и тектонически предопределены. Ледники и талые ледниковые воды расширили и углубили уже существовавшие на поверхности морского дна крупные врезы.

3.2. Происхождение подводных желобов

В объяснении происхождения и развития желобов гляциальных шельфов есть собственные проблемы. Для их понимания обычно прибегают к изучению эволюции оледенения на окраине Антарктиды и Гренландии, а также тщательно анализируют древнеледниковый рельеф. Выше уже были детально охарактеризованы особенности строения ригелей, впадин выпаживания, моренных гряд, приустьевых порогов и других форм морфоскульптуры в зоне подводных желобов. На этой основе можно теперь представить принципиальную схему обработки ледниками дочетвертичных долин и возможные условия, в которых шло их преобразование. Но прежде всего еще раз обратимся к современной гляциоморфологической обстановке на окраине Антарктиды.

Рельефообразующая деятельность ледника на шельфе Антарктиды проявилась наиболее ярко. Это результат не только больших размеров оледенения, которое в ледниковые эпохи было еще значительнее, но и длительного (с миоцена) времени его существования. Ледниковая экзарация привела к образованию на шельфе Антарктиды хорошо развитой системы продольных и поперечных желобов с глубинами более 1 км и разделяющих их возвышенных участков внешнего шельфа — банок с глубинами 200—500 м. Существенно, что эти формы характерны как для Восточной, так и для Западной Антарктиды. Некоторые из них, с наименьшими глубинами (например, у северного побережья Земли Виктории), могли возникнуть при понижении уровня моря в субаэральных и мелководных условиях. Значительная же часть этих форм образовалась, вероятно, в субаквальных условиях в результате экзарации ледником поверхности шельфа. В настоящее время шельф Антарктиды глубоко погружен (средняя глубина — 450 м) и при снятии изостатической нагрузки будет оставаться на больших глубинах.

Субаквальная экзарация происходит и в настоящее время, о чем свидетельствует присутствие базального слоя,

обогащенного обломочным материалом, в основании толщи льда. Бурение на станции Берд показало, что мощность этого слоя составляет 5 м, а объем обломочного материала в нем достигает 7% (Vanneu et al., 1981). В перевернутых айсбергах наблюдались аналогичные слои мощностью до 15 м и с объемом обломочного материала 4,7—7,8%.

Большая мощность льда приводит к тому, что во многих районах ледник лежит на шельфе, не всплывая. Вдоль побережья Земли Уилкса основание ледяного барьера находится на глубинах от 175 до 425 м. Выносимый ледником обломочный материал в значительной степени сгружается в узкой краевой зоне вблизи ледниковых барьеров, у края выводных и долинных ледников; в районах развития шельфовых ледников аккумуляция приурочена к зоне вдоль линии налегания льда. Таким образом, и ледниковая экзарация, и аккумуляция материала часто происходят в субаквальных условиях.

На гляциальных шельфах северного полушария рельеф имеет в общем те же черты, что и на шельфе Антарктиды, но занимает он более чем в 2 раза большую площадь морского дна (около 12 млн. кв. км). Здесь отмечается структурная предопределенность крупных линейных экзарационных форм — продольных и поперечных желобов, а также связь их с хорошо развитой системой эрозионного расчленения шельфа, сформировавшейся еще в доледниковое время (Матишов, 1972, 1977, 1981). Сейчас же можно наблюдать субаквальную ледниковую деятельность на шельфе дна только во фьордах Аляски, Шпицбергена, Новой Земли и особенно Гренландии, долины которых на протяжении многих десятков километров заполнены выводными ледниками. Вдоль морского края этих ледников на дне фьордов изучены подводные морены, флювиогляциальные конусы и другие краевые ледниковые образования. Здесь же наблюдается ледниковая экзарация в надводной и подводной обстановках.

Вопрос о механизме гляциальной денудации в долинах подводных фьордов, краевых и поперечных желобов весьма сложен и слабо изучен. Интенсивность воздействия на подледное ложе связана как с прочностью его пород, так и с типом движения льда. Основными типами движения ледников следует считать вязкопластическое течение, глыбовое скольжение по ложу, скольжение серии пластин льда по плоскостям внутренних склонов. Ледники, обладающие глыбовым скольжением, обычно считаются более

сильным рельефообразующим фактором, чем ледники, текущие как вязкопластичная масса. Поскольку экзарация прямо пропорциональна произведению силы трения о ложе на скорость скольжения, то оптимальным условием для ее существования является значительное донное трение при сохранении достаточно больших скоростей движения. Установлено (Асеев, 1974; Зотиков, 1966; Котляков, 1968; Лаврушин, 1976), что такие условия могли создаваться при колебаниях температуры в основании льда около точки плавления, сопровождаемых образованием донной воды и ее новым замерзанием.

Как и на суше, экзарация под водой носит избирательный характер и наиболее интенсивна вдоль линий контакта кристаллических и осадочных пород и структурно ослабленных зон. Однако масштабы ледникового выпахивания намного превосходят те, которые известны на суше. Так, глубина желоба Ламберта достигает 3400 м — это более чем в 1,5 раза превышает глубину Черного моря. Сейсмические исследования, проведенные в желобах Дригальского в море Росса и Крэри в море Уэдделла, показали, что дно этих желобов подвергалось выпахиванию до глубин более 1 км, о чем свидетельствуют срезанные слои осадочных пород, прикрытых тонким слоем ледниковых, ледниково-морских и морских осадков. Следует подчеркнуть, что речь идет не о тектонических грабенах или прогибах, а о выработанных формах рельефа — по существу отрицательных морфоскульптурах, хотя и связанных с определенными тектоническими режимами.

Условия деятельности ледников на шельфах северного полушария, и в частности история относительных изменений уровня моря, реконструированы в недостаточной степени, поэтому неясно соотношение субаэральных и субаквальных обстановок рельефообразования. В ряде районов шельфа, где отложения последнего оледенения перекрыты озерными, болотными и другими континентальными осадками, ледник действовал в субаэральных условиях (например, в южной части шельфа Новой Англии). Вместе с тем многие участки шельфа и сейчас расположены на больших глубинах (200—500 м и более) и вряд ли осушались во время гляциоэвстатических понижений уровня даже до 120 м. Тем не менее в их пределах обнаружен практически полный набор гляциальных форм рельефа и соответствующих отложений (за некоторыми лишь исключениями), известных на суше. Это позволяет считать, что во многих районах шельфа, погружавшихся под влиянием

ледниковой нагрузки, происходило субаквальное ледниковое рельефообразование, включавшее экзарацию ложа, транспорт обломочного материала и его аккумуляцию в виде как основной и донной морены, так и различных конечных-моренных образований. По-видимому, мощность ледников во многих случаях была достаточно велика, чтобы препятствовать всплыванию льда.

В пользу такого предположения говорит и большая (до 1200 м) глубина некоторых экзарационных форм на шельфе, глубокое (до 400—500 м), как и на антарктическом шельфе, положение конечных морен в ряде районов, например во внешней части поперечных желобов лабрадорского шельфа, и их резкий поперечный профиль. Этот последний признак, свидетельствующий об отсутствии волновой переработки, может, впрочем, говорить и о высокой ледовитости трансгрессирующего моря, большой скорости подъема уровня.

Таким образом, можно констатировать, что экзарационная и аккумулятивная деятельность покровных ледников происходила и происходит как на суше, так и на морском дне. На шельфе Антарктиды об этом можно говорить определенно, на шельфах северного полушария — с очень большой степенью достоверности. Рассмотрим теперь конкретные ситуации в эволюции подводных желобов и посмотрим, в чем заключалась разрушительная деятельность ледников.

В ледниковый период развитие шельфовых желобов протекало в тесной связи с доледниковой гидрографической сетью, т. е. имело унаследованный характер. Сильно расчлененный рельеф ложа способствовал дифференциации льда древнего Антарктического, Лаврентьевского, Гренландского, Исландского, Фарерского, Британского, Скандинавского, Шпицбергенского, Новоземельского и других древних покровов на ледниковые лопасти и потоки. Выраженные в топографии морского дна глубокие и широкие троговые долины возникли, очевидно, в процессе интенсивного стока материкового льда в открытую батимальную зону Южного океана, Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, залива Аляска. Видимо, горизонтальные градиенты давления льда достигали достаточно больших значений, так как ледники на протяженных отрезках (десятки и порой сотни километров) поверхности шельфа двигались против уклонов ложа, преодолевая иногда существенные возвышенности дна. Самые крупные ледниковые потоки (длина фронта — от 100 до 250 км)

вытекали из глубин Антарктического, Европейского и Североамериканского ледниковых покровов и распространялись по суббатиальным впадинам. Крупные ледниковые потоки были менее подвижными, чем выводные ледниковые лопасти, но, очевидно, благодаря мощности порядка 700—1200 м они выполняли значительную экзарацию дна.

Вначале материковый лед по густой сети древних долин прибрежной зоны шельфа устремлялся в сторону краевых желобов. Видимо, троговая форма подводных фьордов обусловлена разрушением и моделировкой их склонов под воздействием ледниковой и водно-ледниковой эрозии, морозного выветривания. Глубокая эрозия долинных ледников в условиях различной устойчивости горных пород приводила к формированию высоких ригелей, замкнутых вытянутых впадин выпихивания на их дне с глубинами 250—600 м. Возникновение таких глубин обычно происходило на месте тектонических депрессий, когда за большим уклоном лежа долинных ледников следовали протяженные пологие участки дна. Линии разломов, трещиноватость и литологическая неоднородность кристаллических и метаморфических пород, другие геологические особенности скальной поверхности дна контролировали степень проявления ледниковой денудации, которая могла выражаться в выпихивании, отщеплении и т. д.

В периоды оледенений краевые желоба, унаследовавшие дочетвертичное субсеквентное расчленение рельефа, подвергались значительному преобразованию ледниками. По мере разрастания ледниковых покровов материковые льды постепенно заполняли краевые желоба по всему поперечному сечению. Ледники при этом упирались в куэстовые уступы и деформировали их, образуя в ряде случаев дугообразные гряды типа краевых мореп напора. Влияние подпора вдоль куэст, как показывает анализ морфологии дна, заставляло лед обтекать препятствия и тем самым изменять направление своего общего движения в соответствии с уклоном дна к поперечным желобам, т. е. двигаться в продольном по отношению к шельфу направлении (рис. 19).

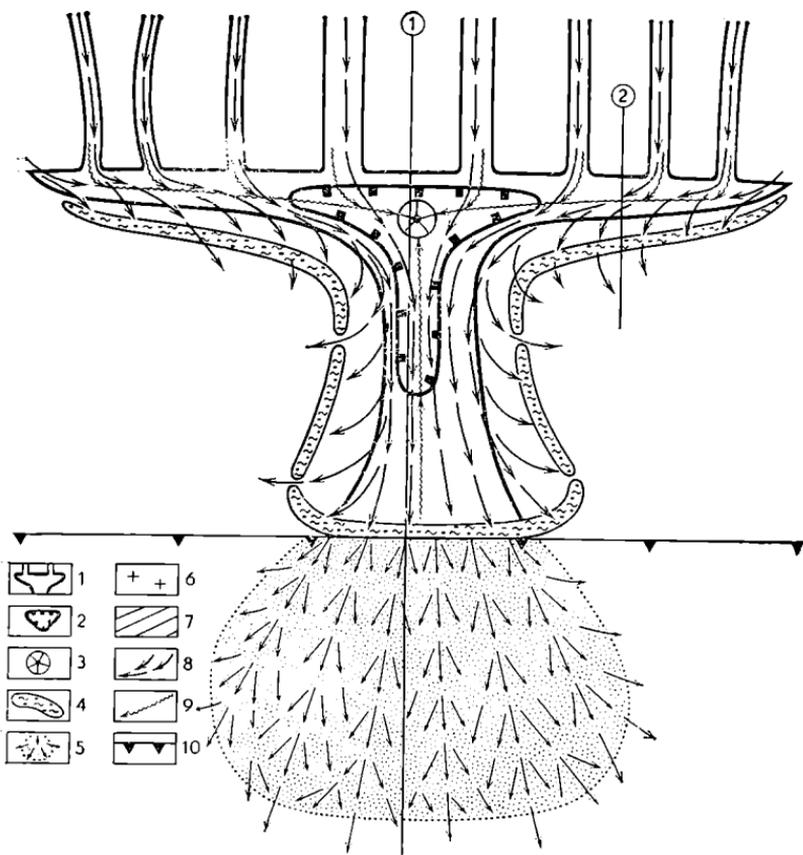
Таким образом, Главная полоса куэст выполняла роль важнейшей внутришельфовой ледораздельной линии океанической части древних ледниковых покровов. В основном она обусловила слияние или конвергенцию материкового льда. Вероятно, наиболее интенсивное разрушение уступов древних куэст и образование характерных черт краевых желобов происходило на начальной и конечной стадиях

оледенения. В эти моменты фронт материкового льда располагался непосредственно перед уступами, а стекавшие с ледников талые воды оказывались в узкой теснине между уступами и краем ледника. Значительное влияние, несомненно, оказывали под- и внутриледниковые воды, находившиеся под большим гидростатическим давлением.

Широко известные в советской литературе взгляды У. Хольтедаля, Х. Хольтедаля, А. В. Живаго о решающем значении сбросовых нарушений в заложении продольных желобов оказались справедливыми только для асимметричных краев желобов. Они наиболее резко выражены в топографии дна. Образование висячих подводных фьрдов, вероятно, было связано, с одной стороны, с экзарацией ледников, выработавших асимметричные и корытообразные краевые желоба, а с другой — с молодыми тектоническими (гляциоизостатическими) движениями по краевым желобам. Сильная экзарация, направленная именно вдоль шельфа, могла происходить в тех случаях, когда ледниковые лопасти в краевых желобах активно питались за счет долинных (фьордовых) ледников. Наиболее вероятно, что ледниковые лопасти при своем движении к поперечным желобам подрезали устья фьордовых притоков. Кроме того, степень разобщенности фьордов морского дна и краевых желобов могла усиливаться гляциоизостатическими движениями вдоль сбросовых линий.

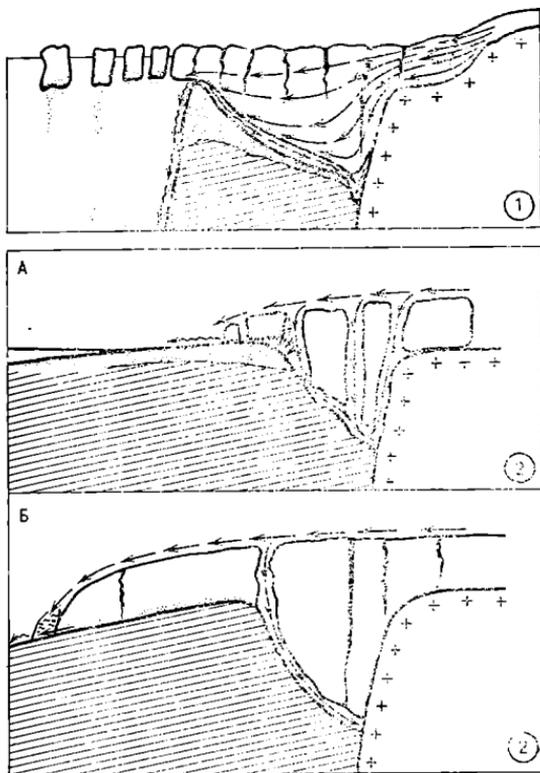
Как уже было показано, благодаря особенностям строения и местоположения систем краевых желобов в них формировались крупные ледниковые лопасти и потоки, ложем которых были древние субсеквентные долины. Так как эти ледники испытывали движение вдоль шельфа, то, естественно, они сходились и сливались в верховье поперечных желобов. В результате на стыке краевых и поперечных желобов в эпохи оледенений наблюдались стационарные зоны конвергенции материкового льда с огромной (порядка 100×30 км) площади прибрежного шельфа. У. Хольтедаль (Holtedahl, 1970) называет такие гляциоморфологические участки шельфа «конфлюэнтными бассейнами», подчеркивая тем самым их генетическую связь с конфлюэнтными ступенями на дне ледниковых долин в месте слияния нескольких древних ледников.

Судя по геоморфологическим особенностям желобов, в частности по следам ледниковой обработки бортов и продольности профиля дна, в верховьях классических трогов в процессе значительных сжатий и деформаций льда при слиянии в единую магистральную лопасть (поток) проис-



ходила, видимо, наряду с горизонтальной вертикальная конвергенция материкового льда. Последняя форма могла преобладать в ящикообразных желобах, что связано с внутришельфовыми ледниковыми потоками, натекавшими и деформировавшими магистральный ледниковый поток (рис. 20).

Конфлюэнтные бассейны характеризуются крупнейшими переуглубленными (400—1200 м) впадинами, в центре которых отмечаются воронкообразные углубления со 100-метровыми вертикальными стенками. Почти все эти «исполиньские» котловины в той или иной степени наследуют дочетвертичные тектонические депрессии. Формирование современного рельефа таких огромных отрицательных форм было, вероятно, обусловлено интенсивным лед-



показано на принципиальной схеме (Матишов, 1984).

1 — краевые и поперечные желоба; 2 — впадины выпаживания; 3 — эвразионные котловины; 4 — моренные гряды; 5 — флювиогляциальные дельты; 6 — кристаллические породы; 7 — осадочные (дочетвертичные) породы; 8 — линии тока материкового льда; 9 — подледниковые каналы стока; 10 — край шельфа.

Цифрами 1 и 2 обозначены положения разрезов, А и Б на разрезе 2 показывают стадии таяния и наступания материкового льда

Рис. 19. Формирование шельфовых желобов и флювиогляциальных дельт на материковом склоне можно объяснить примерно так, как

никовым выпаживанием в сочетании с эрозией, производимой подледниковыми водами, циркулирующими в зонах конвергенции материкового льда. Аналогичными образованиями на суше могут являться ледниковые рывины и переуглубления ложа коренных пород (Горецкий, 1972; Кудабя, 1972; Малаховский и др., 1975; Асеев, Маккаев, 1976) в областях древнего материкового оледенения.

Как нам представляется, накопление исключительно мощных толщ льда (порядка 0,5—1,5 км) в конфлюэнтных бассейнах оказывало на ложе огромное давление и резко увеличивало экзарационное воздействие. Кроме того, большую эрозионную, в том числе эвразионную, деятельность проявили подледниковые воды, стекавшие в котловины и испытывавшие всю тяжесть давления ледника (Матишов,

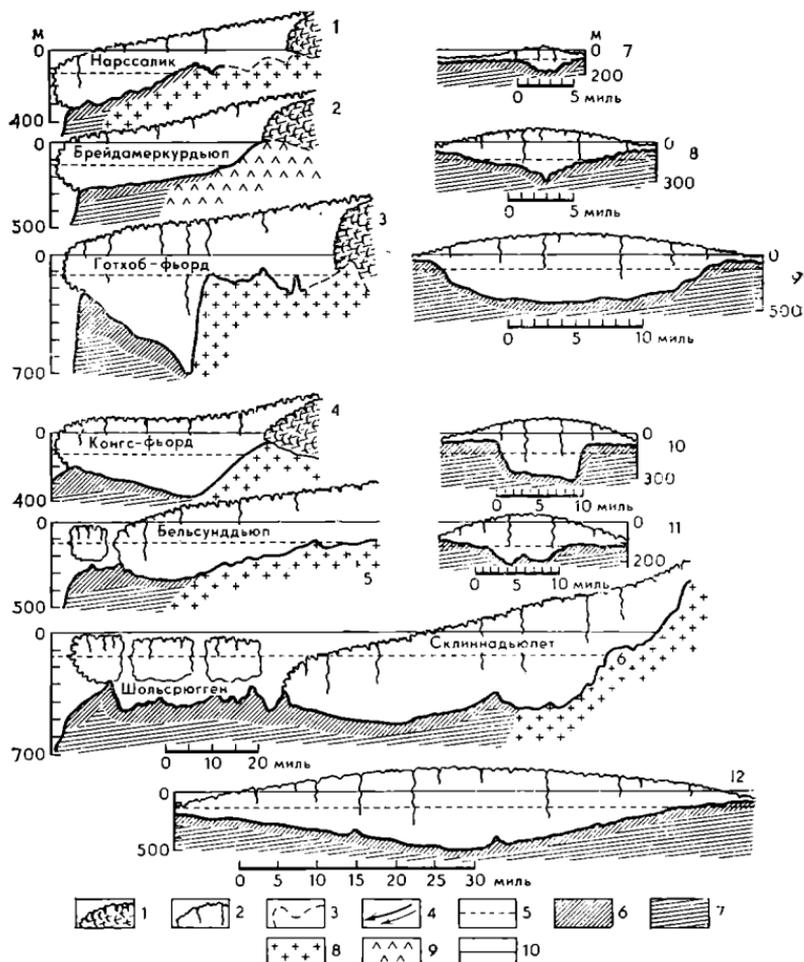


Рис. 20. Морфогенетические типы поперечных желобов и предполагаемый механизм их ледниковой обработки (Матишов, 1982б).

1 — современные выводные ледники; 2 — древние выводные ледники и лопасти; 3 — положение фронта материкового льда в различные стадии позднеюрмского оледенения; 4 — линии тока ледников; 5 — уровень моря в ледниковые эпохи; 6 — четвертичные отложения; 7 — коренные породы; 8 — фундамент платформ; 9 — платобазальты; 10 — положение профилей дна на картах

1972, 1982; Мысливец, 1973). Дно многих воронкообразных углублений находится на несколько сот метров ниже меловой поверхности стратиграфического несогласия. Этот факт может свидетельствовать о том, что глубина эвразийского

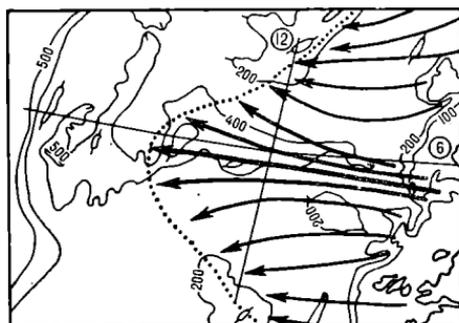
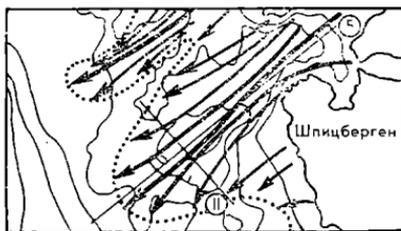
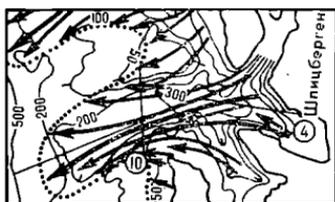
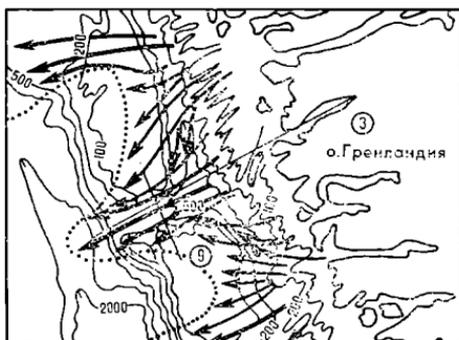
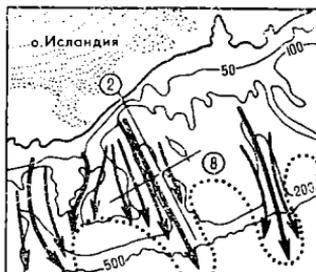
воздействия талых вод не зависела от базиса эрозии, а определялась в основном мощностью льда, степенью трещиноватости коренных пород, толщиной рыхлых осадков.

Очевидно, в результате боковой и глубинной ледниковой эрозии в бортах желобов были обнажены меловые, палеогеновые и неогеновые осадочные породы. С экзарацией в верхних поперечных желобов могут быть связаны выходы на поверхность фундамента и мезозойских осадочных пород. Мощные толщи ледниковых отложений (100—300 м) в средней и особенно устьевой частях желобов свидетельствуют о ледниково-аккумулятивной деятельности.

Формирование узких поперечных желобов, в частности классических и висячих трогов, тесно связано с движением по долинам большой массы глыбового льда. В таких условиях могло создаваться сильное поперечное сжатие и ускоренное течение ледников в сторону открытого океана. При этом ледники частично теряли энергию на выжимание некоторой доли своей массы на межлопастные возвышенности, где выделяются боковые моренные глыбы, но основная их энергия была направлена на экзарацию и переуглубление (на 50—150 м) ложа. С экзарацией сочеталась эрозия подледниковыми потоками талых вод, которые способствовали выработке эвразионных котлов, ложбин и каналов. Вниз по течению выводные ледники выходили в полосу внешнего края шельфа с более податливыми неогеновыми осадочными породами (рис. 21). Классические троговые здесь расширяются, уменьшается относительная глубина впадин вследствие смены выпахающего воздействия процессом аккумуляции в обстановке дивергенции льда. Доказательством аккумулятивной деятельности ледников служат крупные приустьевые пороги. На проксимальной их стороне обычно выделяется несколько высоких дугообразных конечно-моренных гряд с глубинами 200—400 м, которые соединяются с боковыми моренами на межлопастных банках.

Напротив, висячие троговые не имеют приустьевых порогов. Вероятно, долинные ледники эродировали свое ложе по всему продольному профилю вплоть до бровки материкового склона, как, например, на южносландском шельфе. Здесь, судя по особенностям островного оледенения (Серебрянный, 1969), выводные ледники типа Ватнайекюдль могли сохранять активное движение в зону склона до позднего дриаса.

Ящикообразные поперечные желоба формировались под воздействием осциллирующих ледниковых потоков и лопа-



стей, свободно растекавшихся до края шельфа на протяженности 80—250 км. Ледниковая эрозия дна и склонов долин сочеталась со значительным накоплением моренных и флювиогляциальных отложений мощностью от 30—80 до 200—350 м. На поверхности дна желобов отмечено несколько (до 6—10) сложных комплексов краевых образований, включающих фронтальные и боковые морены. Самые крупные приустьевые конечно-моренные гряды сливаются с протяженными боковыми моренами на межлопастных банках. Вместе они образуют моренные дуги длиной 60—120 км и более. Во время деградации ледника, видимо, отмирали сразу по всему фронту, сохраняя, однако, некоторую монолитность и подвижность в стрелевой части. Свободное глыбовое скольжение вниз по течению продолжалось, пока язык ледников не достигал в желобе критической глубины и не отрывался от ложа.

Таким образом, по особенностям подледникового рельефа, составу, мощности и распределению четвертичных, в том числе ледниковых, отложений можно в общем судить об интенсивности воздействия ледников на ложе. Видимо, величина ледниковой эрозии в краевых и поперечных желобах была того же порядка, что и в низменностях ледникового выпахивания на северо-западе Русской равнины (Маккавеев, 1978). Методом балансового расчета установлена максимальная величина среза коренных осадочных пород за период плейстоцена для ряда низменностей, равная 80—120 м. Эти цифры совпадают с оценкой канадских ученых (King, MacLean, 1970) ледникового выпахивания дна желоба Кабота (135 м). В пределах развития прочных кристаллических пород экзарация была намного слабее, чем на осадочных породах. Так, на периферии Балтийского щита, в зоне интенсивной экзарации, величина ледниковой денудации кристаллических пород за плейстоцен достигала в среднем 6—8 м (Маккавеев, 1978). Скорость экзарации антарктического коренного ложа шельфовыми ледниками Росса и Мак-Мердо оценивается в 1,0—1,5 мм/год, а минимальная скорость выпахивания рыхлых осадочных пород может составлять 1 см/год (Мягков, 1980). Как видно, ледниковая эрозия сжижала земную поверхность со скоростью, которая на порядок превы-

Рис. 21. Вероятные линии тока ледников на шельфе (объяснение к профилям дна на рис. 20)

шает скорость сноса, производимого деятельностью текущих вод.

Как уже отмечалось, в эволюции краевых и поперечных желобов наряду с экскавацией достаточно велика эрозионная деятельность талых ледниковых вод. Наглядным свидетельством их рельефообразующей роли являются различные мелкие отрицательные формы на дне. Среди них наиболее характерны узкие рывины, каналы, ложбины стока, врезающиеся на 5—30 м в покров четвертичных отложений. Как правило, эти долины закономерно направлены в сторону котловин и впадин на поверхности дна желобов и образуют своеобразный центростремительный рисунок. Только у висячих поперечных трогов сток магистральных водно-ледниковых каналов был направлен к материковому склону. Ложбинообразные краевые желоба также могут иметь в основном водно-эрозионное происхождение.

Значение водно-ледникового рельефообразования особенно возросло при деградации материкового оледенения. В это время на дне шельфовых желобов оставались сравнительно активные выводные ледники. Они постепенно отмирали и превращались в крупные глыбы мертвого льда, частично оторвавшиеся от поверхности дна. В такой обстановке подледниковые потоки талых вод, находясь под большим гидростатическим давлением, производили сильный размыв чехла рыхлых осадков, и в частности вырабатывали сети каналов стока. В современных ледовых условиях моря Бофорта небольшие промоины (шириной 20 м, глубиной 4 м) на поверхности рыхлых отложений образуются вихревыми течениями талых вод, низвергающимися в трещины морского льда.

В конце дегляциации, по мере отступления материковых льдов, поперечные и краевые желоба, а затем подводные фьорды внутренней части шельфа и фьорды побережья превращались в морские заливы с дрейфующими айсбергами. В таких условиях во впадинах выпавания и эвразийных котловинах дна ледниковых долин происходило сравнительно интенсивное накопление перигляциально-морских осадков.

Подводя итоги рассмотрению возникновения и эволюции подводных желобов, мы можем констатировать, что ледниковая эрозия является самым мощным фактором экзогенного рельефообразования как на осушавшемся шельфе, так и на морском дне. Подводные фьорды, краевые и поперечные желоба — это взаимосвязанная система

крупнейших экзарационных форм рельефа гляциальных шельфов. В течение нескольких эпох оледенений выводные ледники, обладающие глыбовым движением, не только обработали дочетвертичную консеквентную и субсеквентную сеть речных долин на докольных, пластовых и базальтовых равнинах, но и преобразовали ее в характерную систему переуглубленных трогов. Ледниковое воздействие на желоба, вероятно, мало зависело от базиса эрозии, а было в основном подчинено мощности, скорости и характеру движения выводных ледников, которые по желобам выходили в зону материкового склона. Несмотря на то что гляциальные шельфы представляли собой область преобладания экзарации над аккумуляцией, деятельность ледников заметно проявилась на них и в образовании покрова рыхлых отложений и характерных ледниковых форм рельефа.

3.3. Ледник-созидатель

Древние материковые льды, надвигаясь на шельфовые равнины океана, совершили не только грандиозную разрушительную, но и не менее масштабную созидательную работу. В обширной краевой зоне ледниковых покровов был создан сложный комплекс разнообразных ледниково-аккумулятивных форм рельефа и новейших отложений. Вероятный объем поставки древними ледниковыми покровами осадочного материала на внешний шельф можно представить по мощности мореносодержащей толщи в основании антарктических выводных ледников. Как известно, почти непрерывный мореносодержащий (50—70% составляет песчано-алевритовый и 10% — грубообломочный материал) горизонт достигает толщины 100 м, что дает при таянии около 0,7 м рыхлых осадков (Евтеев, 1972).

Достигнутые за последнее время значительные успехи в изучении мезо- и микрорельефа гляциальных шельфов способствовали выявлению подводных моренных гряд в Балтийском, Северном, Норвежском, Баренцевом, Белом, Беринговом морях, на исландском, восточноисландском шельфах, а также на шельфе Антарктиды и Чили. Сравнительный анализ литологической структуры моренных отложений на суше и морском дне позволяет заключить, что в принципе генетически они не отличаются. Древние ледники, судя по их геоморфологическим следам на шельфе, выполняли определенную работу по выпаживанию

своего ложа. Основные или донные морены при этом, как и на суше (Асеев, 1974; Лаврушин, 1976), могли образоваться за счет аккумуляции рыхлого материала, переносимого в основании материковых ледников. В каких бы высоких широтах океана ни изучались четвертичные отложения, всегда оказывается, что парагенетический ряд ледниковых отложений морского дна включает три основных типа новейших отложений — это моренные, водно-ледниковые и перигляциально-морские отложения, прямо или косвенно связанные с материковым оледенением шельфа. В отличие от наземных условий на океаническом дне объекты геоморфологических исследований скрыты водной толщей, что крайне ограничивает возможности использования традиционных геологических способов получения фактической информации о строении конкретных мезоформ и усиливает значение эхолотирования, сейсмопрофилирования и других геофизических работ. Для суждения о возрасте и особенностях развития ледниковой морфоскульптуры анализируются прежде всего геоморфологические и картографические данные в сочетании с материалами грунтовых съемок и морского бурения. Важная роль в разработке теоретических основ гляциального литогенеза и палеогеографии полярных областей дна океана принадлежит А. П. Лисицыну, Ю. А. Лаврушину, Д. Е. Гершановичу, В. Д. Дибнеру, Н. Н. Лапиной, М. А. Спиридонову, М. С. Барашу, А. И. Блажчишину, Д. Каррею, В. Рудиману, П. Раїту, Р. Слоту, Д. Эриксону и др.

Материковое оледенение явилось наиболее существенным обстоятельством, повлиявшим на седиментогенез гляциальных шельфов. Несмотря на недостаточную литологическую изученность четвертичного покрова, можно вполне оправданно представить схему строения разреза, датированного верхнечетвертичным временем, в зоне ледниковой аккумуляции антарктического, норвежского, баренцевоморского и других гляциальных шельфов (рис. 22). В поперечных желобах вскрытый разрез рыхлых осадков обычно состоит (сверху вниз) из голоценовых микрослоистых алевритовых глин и илов мощностью 0,5—5,0 м; поздне- и послеледниковых ледниково-морских песчаных алевритов и глинистых алевритов с характерным материалом айсбергового разноса (гравий, галька, щебень), холодноводных фораминифер, а также водно-ледниковых глин с ленточной слоистостью и кварцевых песков и гравелитов (до 3—6 м) с градиационной слоистостью; верх-

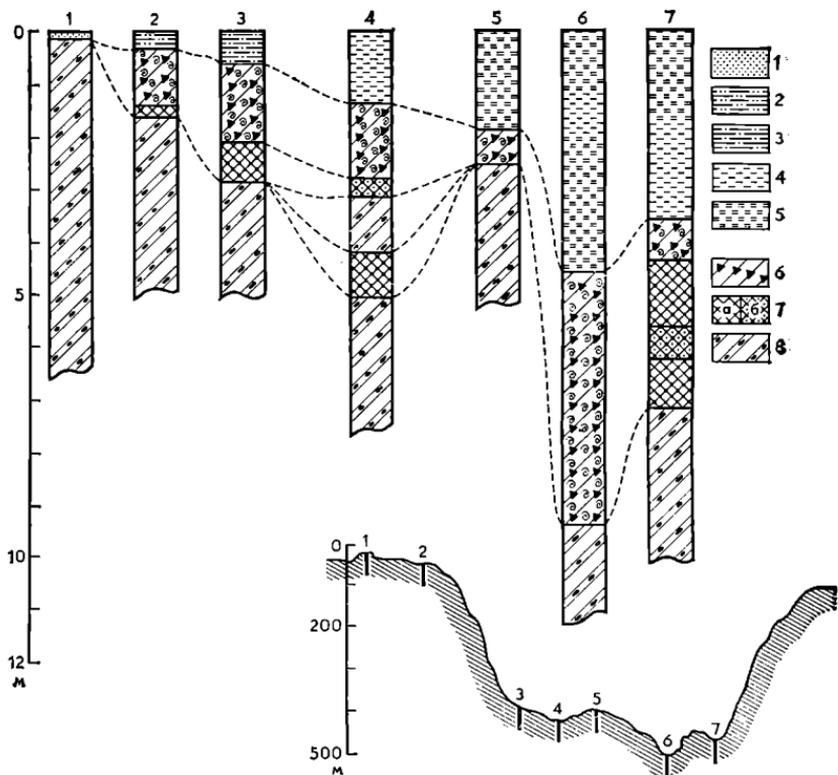


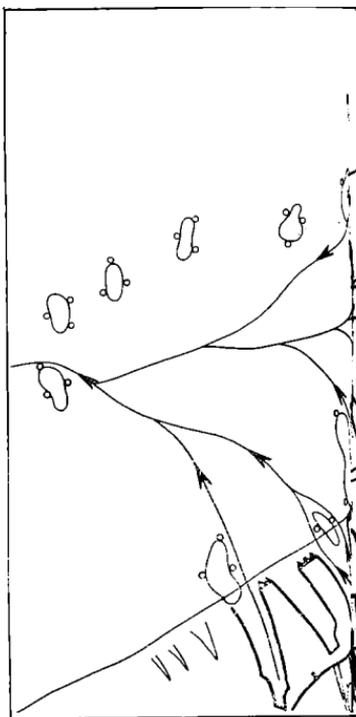
Рис. 22. Обзорные литологические разрезы, характерные для зоны ледниковой аккумуляции гляциальных шельфов. Различия в строении верхнечетвертичного чехла на банке и в желобах обусловлены динамикой выводных ледников, и особенностью их дегляциации.

Голоценовые отложения: 1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — мелкие алевриты; 4 — алеврит глинистый; 5 — ил; 6 — ледниково-морские (позднеледниковые); 7 — водно-ледниковые: а) ленточные глины, б) турбидиты; 8 — валунные глины и суглинки (морены)

нечетвертичных валунных глин, вскрытая мощность которых колеблется от 2 до 6—20 м. На банках под сравнительно тонким слоем (0,05—1,0 м) послеледниковых и современных кварцевых песков и алевритов с бореальными фораминиферами залегают ледниковые валунные глины и «комковатые» мореноподобные суглинки, почти не содержащие органического углерода (около 0,1%) и детрита. Вскрытые бурением на банках доголоценовые, или,

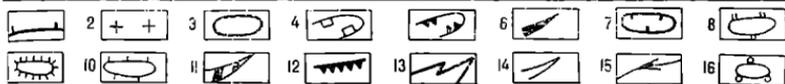
Рис. 23. Гляциальный и перигляциальный рельеф дна в районе Северо-Западной Норвегии. На рисунке четко видно, как русла подводных каньонов переходят на равнинах подножия в абиссальные каналы.

1 — край шельфа; 2 — экзарационные равнины; 3 — структурные плато; 4 — подводные фьорды и поперечные желоба; 5 — краевые желоба; 6 — ложбины выпахивания; 7 — впадины выпахивания; 8 — приустьевые пороги; 9 — краевые морены напора; 10 — подводные моренные гряды; 11 — каналы стока талых вод; 12 — подошва сбросовых уступов; 13 — подводные каньоны; 14 — подводные овраги; 15 — абиссальные каналы; 16 — крупные естественные дамбы



как их называют часто, древние, глины достигают 10—90 м.

Ледниково-аккумулятивные элементы рельефа дна, возникшие в широкой краевой зоне активного и пассивного ледника, обычно называют краевыми ледниковыми образованиями. Скульптурные формы, возникшие непосредственно у бровки ледника, называют фронтальными; образования, сформировавшиеся на занятой краем ледника полосе, — подледниковыми или зафронтальными, а формы, образованные перед краем ледника, — приледниковыми или предфронтальными. На гляциальных шельфах в зависимости от их ширины и геоморфологической позиции удается проследить от двух до пяти крупных последовательно расположенных зон краевых ледниковых образований. Они закономерно прилегают к периферии древних ледниковых покровов на шельфе. При геоморфологическом картировании дна среди подводных краевых образований выделяются подводные моренные гряды, подводные зандры, каналы стока талых ледниковых вод, холмистый камовый рельеф. В общем можно сказать, что



столь крупные формы, как желоба или конечные морены, распознать не трудно, а более мелкие, подобные руслам стока талых вод, требуют тщательного анализа. Но зато такой анализ служит источником богатой информации о ледниковых покровах и ледниках, создавших соответствующие формы рельефа дна (рис. 23).

Крайевые ледниковые образования в современной ситуации на шельфе наиболее полно развиты и морфологически выражены на его внешней части. Здесь они прослеживаются как на плато и возвышенностях, так и в поперечных желобах на глубинах от 50 до 400 м и представляют собой в плане сочленяющиеся друг с другом серповидные и дугообразные пояса. Такие ледниково-аккумулятивные формы могли создаваться при продолжительных задержках и значительных осцилляциях края ледниковых покровов. Фрагменты молодых краевых образований наблюдаются на скалистом прибрежном шель-

На вершинах всех подводных гряд, обследованных драгированием и фотографированием, выявлены мощные валунные и гравийно-галечные плащи. В тралы попадают полуокатанные и окатанные эрратические валуны, достигающие 1—3 м в диаметре. Судя по данным грунтовых колонок, моренные гряды обычно сложены серыми плотными валунистыми глинами и суглинками, которые перекрываются поздние- и послеледниковыми осадками. В пределах гряд общая мощность четвертичных отложений достигает 100—250 м и более, что резко отличает их от прилегающих пространств шельфа с относительно маломощным чехлом осадков (рис. 24).

Подводные моренные гряды, по всей вероятности, в основном являются образованиями краевой фронтальной аккумуляции. Несмотря на то что они создавались как в субаэральной, так и в субаквальной обстановках, среди них выделяются краевые морены напора, фронтальные насыпные морены и моренные гряды.

Подводные краевые морены напора представлены крупнейшими сложными моренными грядами. Их формирование и строение предопределены в основном уступами Главной внутришельфовой куэсты, а также крупными выступами коренных пород в желобах и на возвышенностях, ориентированных перпендикулярно направлению движения материкового льда. Краевые морены напора подразделяются нами на две основные разновидности — краевые моренные гряды и приустьевые пороги. По данным сейсмопрофилирования в пределах этих образований отмечается аномально большая (соответственно 100—200 и 150—300 м) мощность четвертичных, в основном неоднородных, деформированных ледниковых отложений. К примеру, в зоне конечных морен на дне Балтийского моря мощность верхнечетвертичных отложений составляет 80—160 м (Свиридов, Гайгалас, 1974).

Краевые моренные гряды приурочены преимущественно к прибрежному краю моноклиналиных возвышенностей, структурных и базальтовых плато. Так, на лабрадорском шельфе вдоль западного края банок Саглик, Хиброн, Нэйн, Гамильтон на глубинах от 85 до 140 м прослеживаются широкие (2—5 км) дуги сплоченных гряд, имеющих длину 40—300 км и высоту 25—50 м. Проксимальный склон гряд обычно более крутой (1—3°), чем дистальный. По краям небольших банок Окэк, Макковик, Гаррисон располагаются асимметричные гряды, имеющие своеобразную полукольцевую в плане форму. В конце ба-

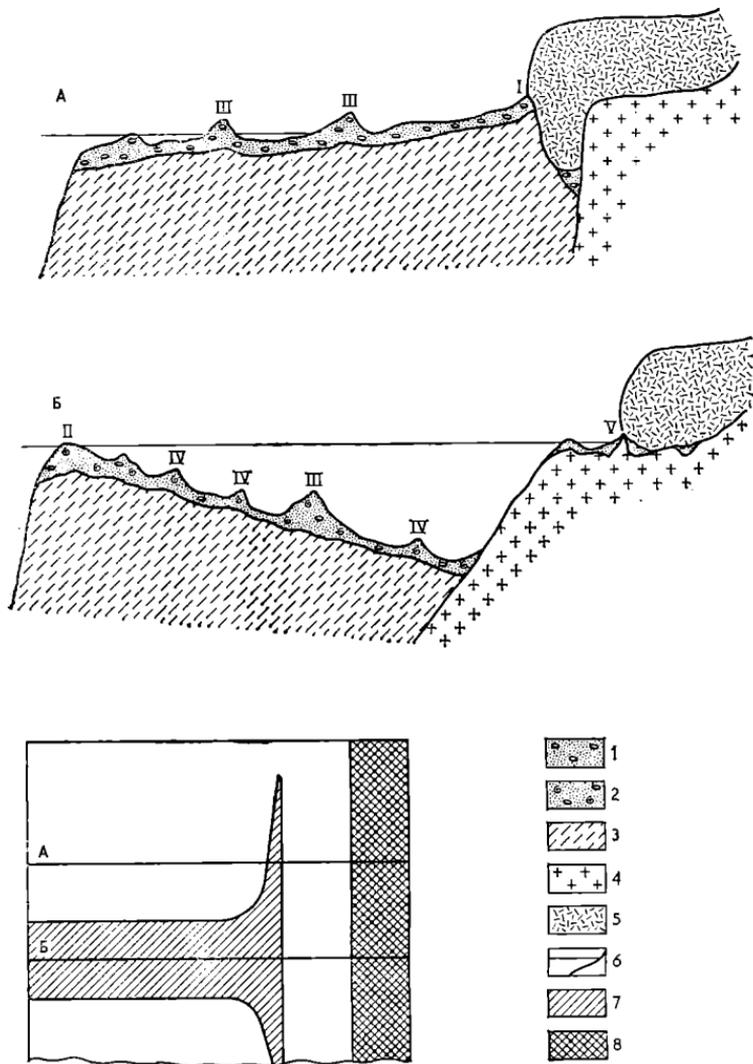


Рис. 24. Принципиальная схема строения и происхождения подводных моренных гряд гляциальных шельфов.

I — краевые моренные гряды; II — приустьевые пороги; III — конечные морены; IV — стадияльные моренные гряды; V — прибрежные друмелиноподобные гряды; 1 — ледниковые отложения; 2 — ледниковые отложения с остатками скелетов морских организмов; 3 — дочетвертичные осадочные породы; 4 — породы фундамента; 5 — гипотетический ледник; 6 — уровень моря в ледниковые эпохи; 7 — желоб; 8 — материк

нок отмечен мелкохолмистый рельеф (видимо, камы). Все краевые моренные гряды, изгибаясь, соединяются с крупными приустьевыми порогами в поперечных желобах. В результате грунтовых съемок и морского бурения канадскими геологами было установлено, что краевые морены напора в основном сложены валунными глинами и суглинками (рис. 25, 26). В смятых четвертичных отложениях встречается хорошо сохранившаяся фауна. В минеральном составе морен лабрадорского шельфа преобладают роговая обманка (среднее содержание в тяжелой фракции — 30—40%) и кварц (в легкой фракции — 50—70%). В тяжелой фракции содержатся также рудные минералы (20—30%), гранат (10—15%), моноклинные и ромбические пироксены, в песках — большое количество полевых шпатов и амфиболов. По мере приближения к берегам в каменном материале морены возрастает содержание угловатых обломков таких пород, как гнейсы, граниты, сиениты и т. п. Состав минералов и пород указывает на их привнос материковыми льдами с прилегающих берегов и прибрежного шельфа, сложенных кварцево-полевошпатовыми гнейсами и гранитами. Аномально высокая концентрация пироксена в песчано-гравийной фракции валунных глин, слагающих морены на банке Нэйн, очевидно, связана с транспортом минеральных частиц из геологической провинции Нэйн, для которой специфичны апортозиты, а также основные и ультраосновные породы (Slatt, Lew, 1973). По мере продвижения от куэстовых уступов в сторону края шельфа в морене преобладают обломки карбонатных пород, в частности выветрелых известняков. Вероятно, это породы местного происхождения, выпавшие ледниками из мезо-кайнозойского осадочного чехла пластовых равнин шельфа (McMillan, 1973).

На гренландском внешнем шельфе краевые морены представлены в одних случаях невысокими (20—40 м) пологими грядами, как это наблюдается на прибрежной стороне структурных плато Дапас, Фюллас, Фискенес, Дезоляцион в пределах глубин 30—70 м, на плато Местинг, Улак, Фюлкир, Билле, Торденшельд, Дискорд, Валле на глубинах 135—200 м, в других случаях узкими (0,4—1,0 км) асимметричными грядами с высотой до 50 м, выстроенными в 4—8 субпараллельных рядов на прибреж-

Рис. 26. Фотографии дна свидетельствуют о каменистом характере дна на поверхности гряд

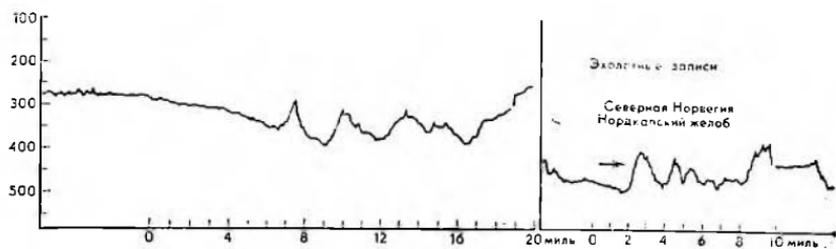
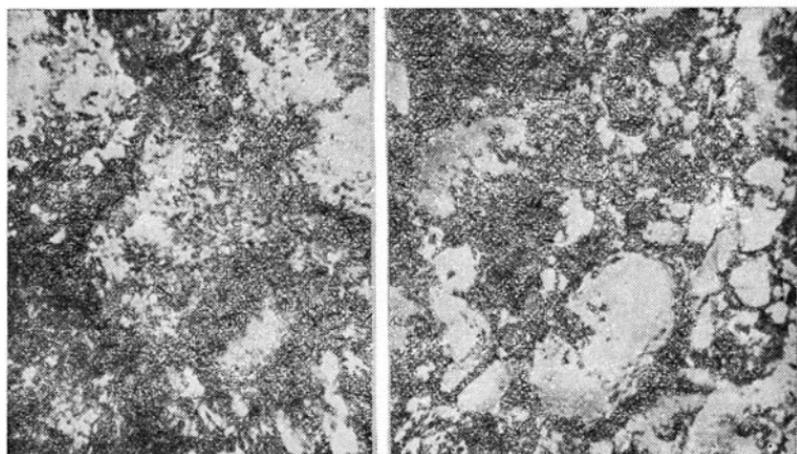
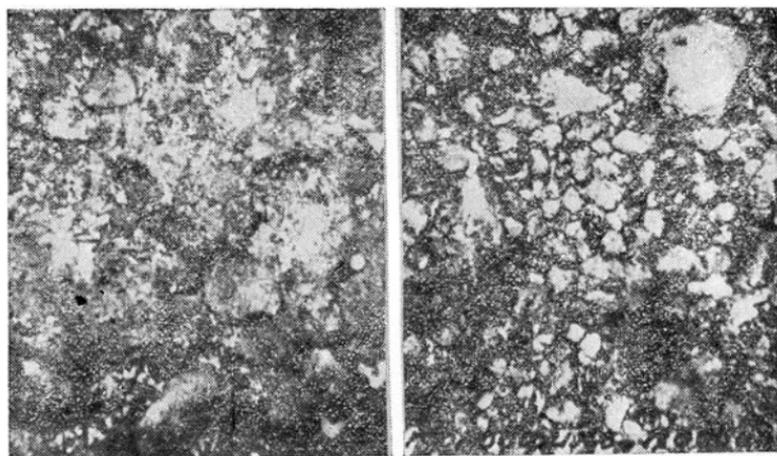


Рис. 25. Типичные крупномасштабные эхолотные записи моренных гряд



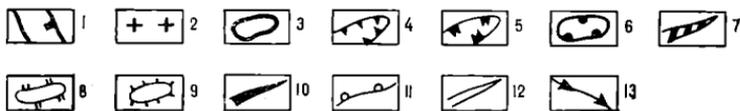
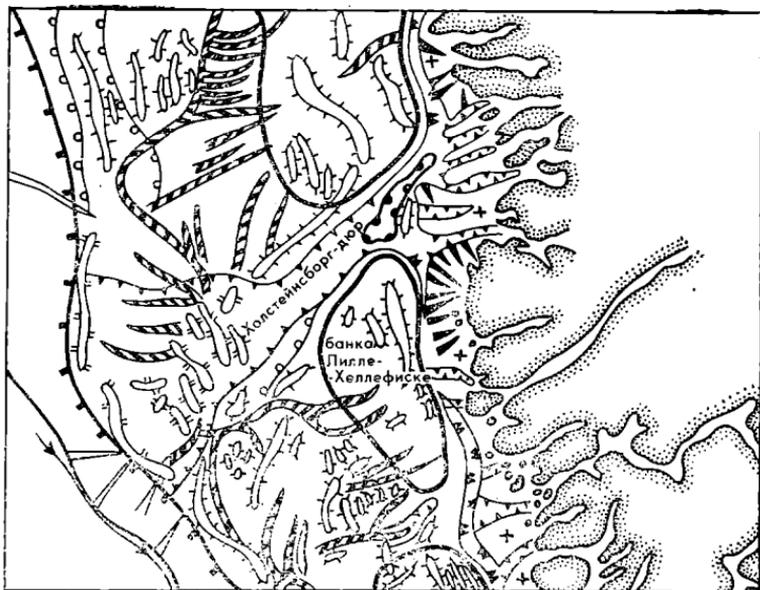


Рис. 27. Краевые ледниковые образования на шельфе в районе банок Лилле-Хеллефиске и Сторре-Хеллефиске. В желобе Хольстенсборг обращают на себя внимание стадпальные моренные гряды.

1 — границы материкового склона; 2 — экзарапционные равнины; 3 — моноклиальные возвышенности; 4 — поперечные желоба; 5 — красные желоба; 6 — впадины выпаживания; 7 — каналы стока талых вод; 8 — стадпальные моренные гряды в желобах; 9 — подводные моренные гряды; 10 — подводные фьорды; 11 — клифы; 12 — подводные овраги; 13 — абиссальные каналы

ном крае банок Сторре-Хеллефиске, Суккертоп и др. (рис. 27). Многие из этих гряд, судя по характеру их дугообразных изгибов, формировались песколькими осциллирующими ледниковыми языками. На крутых прибрежных склонах гряд отмечаются выходы серых валунных глин, а на вершинах обычно залегают несортированные гравелистые пески аркозового и полевошпатокарцевого состава (Авилов, 1965; Sommerhoff, 1975). Каменный материал в основном представлен обломками биотитовых гнейсов (до 62%), гранитов, графитогнейсов, глинистых

сланцев и т. п. Сравнение петрографического и минерального составов морены и коренных пород, в том числе тяжелой фракции минералов, позволяет предполагать, что морена образовалась главным образом за счет разрушения кристаллических и метаморфических пород прибрежного шельфа. В районах развития на побережье и морском дне плагиобазальтов отмечается значительное (до 17%) обогащение каменного материала базальтовыми обломками.

На островном шельфе Исландии узкие морены напора выделяются на прибрежном крае базальтовых плато Эрайвагрунн, Брейдалсгрунн, Папагрунн и других на глубинах 60—160 м. Длина этих каменистых гряд не превышает 10—20 км, высота — 25—50 м. Подводные моренные равнины, в частности в районе хребта Рейкьянес, сложены серыми валунистыми глинами и суглинками с прослоями флювиогляциальных осадков. В минеральном составе «древних глин» преобладают вулканический пепел (до 60—80%) и стекло. Эратические валуны представлены в основном вулканическими породами — обломками базальта, реже пемзы, вулканического шлака и туфа. Иногда встречаются обломки кислых пород. Многие краевые моренные гряды имеют непосредственную связь с боковыми моренами на склонах поперечных желобов, по которым выводные ледники распространялись до края шельфа.

На северноморском шельфе краевые морены — это пологие каменистые гряды Скали, Белл-Рок, Марр, Уи-банка, Смит, Абердин, Ньютен-шир, находящиеся восточнее Шотландии, с внешней стороны краевых желобов, а также массивные гряды Грейт-Фишер, Клондайк, Патч, Берген, Викинг, вытянутые вдоль Норвежского желоба на глубинах 50—90 м. Крупные гряды, такие, как Вествоге, Свейн, Эстре-Госесе и другие, имеются на прибрежной стороне всех банок, обрамляющих норвежский шельф.

В строении перечисленных краевых гряд участвуют плохо сортированные, неслоистые валунистые глины (тилл) и отчасти песчано-гравелистые толщи (Хольтедаль, 1957; Høltedahl et al., 1974; Høltvorsen, 1974; Keinhard, 1974; Høltedahl, Vjerkli, 1975). Эратические валуны и галька, залегающие на вершинах гряд в пределах банок Трэн, Хальтен, Фрейя, Викинг, состоят из метаморфических (гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды) и магматических (граниты) пород. Такой петрографический состав указывает на снос каменного материала с при-

брежного шельфа и берегов Норвегии. Отметим, что от куэстовых уступов, на которых обпадают известняки, глинистые сланцы и песчаники, на расстоянии 10—20 км среди грубообломочных отложений преобладает осадочная составляющая. По мере удаления от куэст в сторону моря содержание в морене обломков осадочных и изверженно-метаморфических пород выравнивается.

На баренцовоморском шельфе вблизи куэстовых уступов краевые моренные гряды Нордкинская, Мурманская, Новоземельская, Рыбачья выделяются на глубинах 100—200 м. Гряды сложены несортированными серыми валунными глинами, которые часто называют «древними глинами». На Мурманской возвышенности вскрытий (6 м) разрез «древних глин» в основном представлен темно-серыми мореподобными суглинками и алевроитовыми глинами с относительно высокой (1,7—2,2 г/куб. см) плотностью. Глины содержат полуокатанные обломки песчаников, известняков, доломитов, алевролитов, а также кристаллических пород скандинавского происхождения. На Рыбачьей банке, расположенной ближе к побережью, грубообломочный материал состоит из полуокатанных обломков осадочных пород (известняки, кварциты), а также обломков розовых и серых гранитов, биотитовых и полевошпатовых гнейсов, принесенных ледниками с Балтийского щита.

В отличие от описанных выше краевых моренных гряд приустьевые пороги являются специфическими образованиями поперечных желобов. Асимметричные пороги, имеющие размеры в среднем 20×30 км, возвышаются на 100—400 м. От фьордового побережья они удалены на 100 км и более. Пологий (15—30°) широкий склон порогов обращен к фронту ледниковой лопасти. Судя по материалам сейсмопрофилирования, мощность четвертичных отложений в пределах порогов достигает 100—300 м.

Во многих случаях на поверхности приустьевых порогов выделяются узкие (1—3 км) стадияльные морены. У берегов Восточной Канады, в желобе Хок, такие гряды на глубинах 390—420 м переходят на склоны банок Гамильтон и Белл-Айл и образуют полукруг длиной 140 км. Сходную морфологию имеет порог в устье желоба Риту. Здесь гряды высотой 20—70 м сгруппированы в шесть дугообразных рядов. Своеобразно строение порогов в крупных лабдорских желобах Макковик и Картрайт. На их поверхности на глубинах 250—330 м наблюдаются только боковые моренные гряды высотой 30—

50 м. Отсутствие на порогах центральной части краевых образований свидетельствует, видимо, о том, что фронт активных ледниковых лопастей сплывал в зоне материкового склона.

К особой группе нами отнесены подводные конечные морены, местоположение которых, как показывают геофизические работы, предопределено соляными куполами и штоками. Морены выражаются в рельефе дна массивными грядами и крупными холмами высотой 80—140 м, как, например, известные Финмаркенские и Демидовские банки в Баренцевом море. Распространены такие морены на локальных участках суббатальных и неритических равнин, в отдельных поперечных желобах (Галли, Кабота). Не исключено, что соляная тектоника могла быть активизирована под влиянием ледниковой нагрузки.

Все отмеченные факты дают основание сделать вывод, что подводные краевые морены напора, образующие многие краевые моренные гряды и приустьевые пороги, образовались при натекании края ледниковых покровов на лежавшие на их пути внутришельфовые куэсты, обрывистые склоны структурных плато, выступы дочетвертичного рельефа шельфа. В результате сильного давления ледников на орографические преграды происходила деформация как самих преград, так и подстилающей подледниковой поверхности (ложка), сложенной на внешнем шельфе мезозойскими и третичными осадочными породами. Можно предположить, что сложный механизм формирования морен напора в каждом конкретном случае складывался из процессов срыва, сдавливания, перемещения, выдавливания четвертичных и коренных пород. Особенности планового положения морен, их конфигурация, множество субпараллельных гребней указывают на неоднократные осцилляции ледникового края при деградации последнего оледенения.

Наряду с типичными морепами напора имеются переходные напорно-насыпные формы. К ним в основном следует относить мощные приустьевые пороги в поперечных желобах. Как уже отмечалось выше, такие пороги создавались в субаквальной среде над пологими выступами третичных пород у края шельфа. Образование порогов в устьях поперечных желобов, вероятно, связано с неоднократным выжиманием и нагромождением ледниками эродированного и перемещенного материала в полосе скальных выступов. Процессу аккумуляции, естественно, способствовали дивергенция и резкое всплывание ледников в

зоне материкового склона. При этом происходило вытягивание донной морены из основания всплывавших шельфовых ледников. При каждой последующей фазе наступания льда осадки предыдущего интергляциала смешивались с более древним материалом, уплотнялись до состояния твердых пород и насыщались органогенными остатками.

Особое место в ряду подводных морен занимают подводные фронтальные насыпные морены. Это наиболее распространенные конечно-моренные формы на поверхности шельфа. В рельефе дна они выражаются цепями высоких (30—100 м) дугообразных гряд, подразделяемых нами на конечные моренные гряды и стадияльные морены. Слагающие их ледниковые отложения обычно имеют беспорядочную текстуру. Конечно-моренные насыпные гряды, вероятно, развивались при свободном растекании активного ледникового покрова на поверхности банок, главным образом в субаэральных условиях. Самые древние из этих конечных морен вытянуты вдоль внешнего края лабрадорского, гренландского, исландского, порвежского шельфов.

Исходя из данных морского бурения и сейсмопрофилирования, подводные фронтальные насыпные морены сложены разнородными ледниковыми отложениями мощностью от 80 до 300 м. В отличие от краевых моренных гряд строение и местоположение фронтальных насыпных морен не контролируется рельефом дочетвертичной поверхности шельфа, а отражает особенности динамики покровного оледенения. Мы уже говорили о том, что среди насыпных морен характерны такие разновидности, как конечные моренные гряды и стадияльные моренные гряды. Рассмотрим ниже некоторые интересные детали их строения.

Конечные моренные гряды образуют внешний относительно древний по возрасту пояс ледниково-аккумулятивных форм, протянувшихся вдоль края шельфа на глубинах в среднем 120—270 м.

В рельефе дна они выражаются в одних случаях несколькими цепями крупных (высота — 40—80 м, ширина — 1,5—4,0 км) асимметричных гряд, а в других случаях — серией из 4—8 узких субпараллельных гряд высотой 20—40 м. Длина гряд по дуге изменяется от 20 до 60 км. Такое расположение и строение конечных морен свидетельствуют о неоднократных осцилляциях края ледникового покрова по всему фронту. Конечно-моренные

гряды обычно сосредоточены как на внешней стороне возвышенностей и плато (Лилле-Хеллефиске, Хеймланд), так и вдоль их середины (банки Белл-Айл, Гамильтон, Нэйп и др.). Например, вдоль края шельфа к северо-западу от Британских островов находятся моренные гряды Оттор, Солан, Сула-Стерь и другие абрадированные каменные гряды на глубинах 90—140 м. Вдоль середины плато Нэйп узкие гряды на глубинах 90—150 м имеют видимую связь с широкими дугами гряд на глубинах 260—330 м, расположенных на приустьевом пороге желоба Макковик. На дофотенском внешнем шельфе выделяются несколько цепей конечных моренных гряд. Две цепи самых крупных (до 4×60 км) монолитных гряд (Серскален, Нурскален) на глубинах 70—180 м называются норвежцами моренами эгга-I и эгга-II (Andersen, 1975; Elverhi, 1979). В полосе этих высоких (40—70 м) каменных гряд мощность ледниковых отложений составляет соответственно 140—220 и 100—170 м.

На всхолмленной поверхности банок внешнего шельфа Антарктиды гряды конечных морен прослеживаются на глубинах от 40—160 до 200—400 м (Vanney, Johnson, 1979; Vanney et al., 1981). Несколько полос моренных гряд, разделенных холмистой донной мореной, выделяются на банках Пеннел, Росс, Айзелин и других в море Росса. В североамериканском заливе Аляска конечные морены в виде дуг протягиваются параллельно береговой линии. В частности, крупные морены отмечаются к югу от ледника Беринга, а также в устье залива Якутак.

На баренцовоморском шельфе к фронтальным мореным образованиям относятся цепи гряд высотой 25—100 м и зоны холмистогрядового рельефа на внешней стороне банок Копытова (глубины 270—370 м), Нордкинской, Мурманской, Новоземельской, на склонах Медвежинско-Надеждинской банки (Матишов, 1977, 1980). Гряды сложены в основном плотными «древними глинами», содержащими незначительное количество органического углерода (около 0,1%), детрита и много переотложенной мезозойской пыли. Для вершин гряд характерны валунно-галечные покровы, состоящие из обломков известняков, кварцитов, аргиллитов и реже изверженно-метаморфических пород. Состав окатанных и полуокатанных галек (песчаники — 56%, глинистые сланцы — 17, алевролиты — 9%) и глинистых минералов в валунных глинах, залегающих на склонах Медвежинско-Надеждинской возвышенности, указывает, что ледниковые отложения обра-

зовались за счет экзарации местных коренных (мезозойских) пород (Edwards, 1975).

Не менее широко конечные морены распространены с морской стороны суббатиальных и перитических равнин на глубинах 200—400 м. Длинные дугообразные гряды прослеживаются, в частности, вдоль внешнего края суббатиальных равнин Диско, Авалон, Хельгеланской и др. Примером крупных конечно-моренных гряд может быть каменная банка Шольсрюгген (6×160 км), протянувшаяся на внешней стороне Хельгеланской равнины и банка Хальтен и Треш. Крутой восточный склон этой гряды достигает высоты 150 м. Гряда Шольсрюгген соединяется посредством моренного массива на банке Треш и приустьевом пороге в Трешдьюпет с мореной эгга-I на краю лофотенского шельфа.

На востоке Центральной равнины Баренцева моря самым рельефным является новоземельский комплекс фронтальных ледниковых образований на глубинах 200—300 м, вытянувшийся на многие сотни километров. Здесь выделяются несколько субпараллельных цепей, узких гряд высотой 30—70 м и крупных моренных массивов, многочисленные эрозионные каналы стока талых вод. Каменные вершины асимметричных гряд, прилегающих к Новоземельской возвышенности, находятся на глубинах 100—180 м, а западнее Гусиного плато — на глубинах 220—250 м. В последнем районе сейсмическими исследованиями установлена большая (до 390 м) мощность четвертичных отложений (скорость — 1,7 км/с), что, вероятно, следует считать результатом деятельности новоземельского ледникового потока.

В районах дна Северного моря, прилегающих к заливам Фертоф-Форт и Мори-Фёрт, многочисленны каменные банки (Литл-Халибет, Вест-банк, Халибет, Тербот) на глубинах 70—100 м, по всей видимости, являются фронтальными конечно-моренными грядами. На востоке североморского шельфа сходными ледниковыми образованиями могут быть пологосклонные банки Фортмайл, Фладен-Граунд, Уолкер, Брессей, Коралл, Линг, выстроенные в несколько извилистых цепей на глубинах 50—150 м. Большинство гряд сверху сложено плотными гравелистыми глинами и супесями (Lken, 1976). На северноморском шельфе покров слоистых плейстоценовых папосов закономерно увеличивается от нескольких метров в краевых желобах до 150—400 м в центральных районах морского дна. Вскрытый бурением четвертичный разрез на межлобаст-

пой Доггер-банке представлен (снизу вверх): древними флювиогляциальными песками и алевритами (10—30 м), голоценовыми песками и глинами до 1—5 м.

О затоплении на шельфе моренных гряд, у которых глубины над вершинами составляют 50—150 м, свидетельствуют следы абразии их поверхности. Очевидно, благодаря прохождению над грядами зоны активного волнового воздействия образовались «бронированные» гравийно-галечные и валунные отмостки. Закономерно, что, чем меньше глубины над вершинами, тем сильнее размыты и спивелированы гряды морен. На североморском шельфе, например, конечные морены часто фиксируются вытянутыми пологими каменными валами и полосами остаточных валуно-галечных накоплений на глубинах 40—80 м. Склоны таких моренных гряд в значительной мере погребены под покровом позднеледниковых и голоценовых осадков (Шепард, 1976; Reinhard, 1974; Jansen, 1976).

Теперь познакомимся со стадийными моренными грядами, являющимися типичными аккумулятивными образованиями краевых и поперечных желобов, а также понижений на поверхности крупных возвышенностей. В североатлантических поперечных желобах (Исдьюпет, Трэн-дьюпет, Хальтен, Склиппа-дьюпет, Колдуаудль, Иекуль-дьюп, Диско, Хольстенборг, Камберленд, Саглик, Эрмитаж, Розбланш) преобладают характерные перегораживающие моренные дуги, расположенные рядами, количество которых колеблется от 3 до 15. В случаях, если желоба связаны с крупными фьордами (зал. Варангер-фьорд, Диско, Ис-фьорд, Св. Лаврентия), на дне последних можно проследить еще несколько более молодых стадийных гряд, иногда сгруппированных парами. Между грядами обычно располагаются поля холмистой донной морены и камовых холмов, пологие впадины выпахивания.

Как уже отмечалось, в отличие от приустьевых порогов стадийные моренные гряды в желобах имеют на порядок меньшие размеры. Их высота — 30—80 м, а ширина — 1—4 км. У всех гряд крутым (2—5°) является проксимальный склон. Глубины над их вершинами колеблются от 100 до 300 м. Сложены такие гряды валунными глинами, характеристику которых можно представить на основе детальных грунтовых съемок и сейсмопрофилирования в ряде желобов (рис. 28). Так, в верховье желоба Хальтен залегает плохо сортированный валунный суглинок (тилл), включающий в себя песок (40%), алев-

представлены обломками аргиллита, песчаников, известняков среднеюрского и раннепалеогенового возрастов. В составе гравия валунных глин морены Малангдьюпета преобладают темные глинистые породы нижнемелового возраста. На дне желоба Кабота моренные отложения мощностью 75—150 м представлены темно-коричневыми глинами с гравием, галькой и прослоями песка. Минералогические и химические исследования канадских ученых показали, что ледниковые отложения произошли из подстилающих осадочных и метаморфических пород шельфа, а также за счет привноса обломков с Канадского щита.

Большое количество стадияльных морен выявлено на дне внутришельфовых краевых желобов на глубинах 120—350 м. Обычно они сгруппированы в несколько рядов узких гряд высотой 40—100 м. Для гряд характерны следующие морфологические признаки: асимметрия поперечного профиля, прерывистый характер распределения, дугообразный плановый контур и длина порядка 20—80 км. Гряды с таким строением можно проследить, например, в антарктических краевых желобах, на баренцевоморском шельфе в краевых впадинах Северо- и Южно-Новоземельской, Дьюпренна и Норвежской, на Мурманской равнине.

Совершенно очевидно, что Фипмаркенской ледниковой лопастью были последовательно созданы стомильная дуга банки Сёла на глубинах 200—250 м и гряда Норд-банка на глубинах 240—280 м. В желобе Тромсё морены на глубинах 270—370 м выстроены в систему из 3—4 гряд длиной до 80 км. В генетически связанную цепь гряд можно объединить крупную (8×60 км) Окуневую банку, расположенную напротив Порсангер-фьорда на глубинах 210—300 м, высокие (60 м) каменистые гряды к северу от полуострова Варангер на глубинах 230—260 м, гряду вдоль бапки Рыбачей на глубинах 115—130 м, а также пологую каменистую гряду на глубинах 125—140 м, протянувшуюся в 20 км от териберского берега. Эта почти непрерывная цепь гряд, без сомнения, была сформирована ледниковыми лопастями, двигавшимися со стороны фьордов Порсангер, Варангер, Мотовский, губ Териберка, Воронья.

Благодаря специальному грунтовому опробованию, морскому бурению и сейсмопрофилированию в новошотландском краевом желобе можно поближе познакомиться со строением нескольких поясов моренных гряд на глубинах 150—250 м (King, 1969; Pratt, Schlee, 1969; King,

MacLean, 1976). Самый молодой пояс в 30 км от берегов включает гряды Контри-Харбор, Галифакс, Пеннент и др. Дальше в сторону моря располагается полоса гряд Сембро, Саунт-Шор и другие, а затем гряды Ла-Хейв и другие западнее и восточнее банки Самбро. Большинство гряд высотой 40—70 м изогнуто дугами длиной 30—100 км. Сложены гряды в основном валунной глиной, которая характеризуется плохой сортировкой материала (спектр Md^1 от 0,05 до 1,0 мм) и отсутствием стратификации. Песчаная фракция, преобладающая в валунной глине, состоит на 50—60% из кварца, слюды (40%), полевого шпата и других силикатов (около 40%), кальцита (до 1—2%), органических остатков (менее 0,8—1,5%). В гравийной фракции морены преобладают кварциты, сланцы, граниты, единично базальты, снесенные с прилегающего побережья. В промежутках между крупными грядами располагаются мелкие гряды, почти скрытые послеледниковыми осадками. Кроме моренных гряд сейсмопрофилированием прослежена основная морена мощностью 10—20 м, а в местах, где она заполняет неровности коренных пород, — до 100 м.

Итак, систематическое описание стадияльных морен, которые в общем представляют собой узкие концентрически расположенные насыпные гряды, позволяет связать их происхождение с крупными подвижками достаточно мощных ледников в эпоху деградации оледенения. Развитие стадияльных моренных гряд, очевидно, происходило перед осциллирующим ледниковым краем в субаквальной обстановке, поэтому вполне закономерно присутствие в слагающих гряды валунных глинах отдельных горизонтов слоистых песков и глин с остатками морских организмов. Морские раковины также встречаются в молодых моренных грядах на дне норвежских фьордов (Holtedah et al., 1974; Andersen, 1975; Anundsen, 1977). Эти факты свидетельствуют о резких осцилляциях выводных ледников, которые захватывали и перемещали ранее отложенные перигляциально-морские осадки. Сложный комплекс стадияльных морен в целом дает возможность по относительному возрасту гряд судить о стадиях развития покровного оледенения на шельфе. Морские отложения краевой зоны ледника часто представлены деформированными стратифицированными песками и гравием, содержащими большое количество микрофоссилий. Смятие

¹ Md — медианный диаметр.

осадков и образование мелких складок происходило одновременно с накоплением морен.

Как уже говорилось, субаквальные моренные гряды выражаются наиболее рельефно на морском дне, так как развивались главным образом в поперечных и краевых желобах, во фьордах, на суббатиальных равнинах и в интервале глубин 150—400 м. Вероятно, такие гряды были сформированы перед краем ледниковых лопастей и потоков ниже регрессивного уровня океана, т. е. под водой. Во время резких осцилляций ледники двигались по поверхности дна, вытесняя воду. Поэтому не случайно, что именно в валунных глинах, слагающих субаквальные морены, в основном встречаются смятые слои ледниково-морских и морских осадков с морской фауной. Валунные глины обычно без видимого размыва перекрываются на склонах поздние- и послеледниковыми осадками. Несмотря на то что на вершинах многих гряд (современные глубины, над которыми составляют 150—250 м) выделяются валунно-галечные плащи, субаквальные морены находились в целом не долгое время под влиянием волновой абразии. Захоронение гряд позднеледниковыми и современными осадками представляется маловероятным; известная мощность этих отложений меньше высоты моренных гряд.

В особый тип ледниково-аккумулятивных форм выделяются прибрежные моренные гряды. Они созданы в пределах прибрежного шельфа в условиях определенного влияния на их местоположение и строение скального рельефа поверхности фундамента. Эти гряды, распространенные на дне подводных фьордов, реже на цокольных и неритических аккумулятивных равнинах, расположены как вдоль, так и поперек течения ледников. Несмотря на фрагментарный характер распределения морен, в целом можно проследить несколько прерывистых цепей поперечных моренных гряд высотой 40—120 м, а также отдельные крупные друмлиноподобные формы.

В строении большинства прибрежных моренных гряд и друмлиноподобных форм характерно, что они насажены на выступы скальных пород. Эти выступы в той или иной мере облекаются и скрыты моренными отложениями мощностью 20—80 м. На каменистых вершинах гряд на глубинах 10—60 м, судя по материалам детальных грунтовых съемок и сейсмопрофилирования, часто выступают скалы. Гряды с таким строением были хорошо изучены в ряде районов прибрежного шельфа: северо-восточнее

Ньюфаундленда (гряды Тукер и др.), к северу от Шотландии (гряды Мак-Осса, Фаула-Шол, Стормы), к югу от Норвегии, в заливе Бохус (цепи гряд Хьёме-Валер и Хьёллинг-Сланген — Онсё — Боре), к западу от Норвегии (гряды Лундбуэн), к северу от Кольского полуострова (Айновская, Ярнышная гряды), а также вблизи устья крупных заливов Западного Шпицбергена (Ис-фьорд, Хорнсу), Новой Земли (Рогачева, Норденшельда, Иностранцева), на севере Скандинавии (Порсангер-фьорд, Варангер-фьорд, Мотовский) на глубинах 120—250 м (Матишов, 1980). Многие гряды находятся в 4—10 км от современных выводных ледников Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли и взаимосвязаны с позднеледниковыми конечными моренами на побережье.

Прибрежные морены, такие, как Айновская банка, гряды на дне пролива Скагеррак и Кандалакшского залива, сложены в основном валунными суглинками и глинами, насыщенными песком, гравием, щебнем кристаллических и метаморфических пород (Рыбалко, 1977; Спиридонов и др., 1979; Holtedahl, Bjerkli, 1975). На вершинах гряд валунные глины часто обнажаются из-под песчано-галечного плаща, тогда как на склонах они обычно перекрывают послеледниковыми слегка песчаными глинами серого цвета. В результате сейсмопрофилирования дна и опорного бурения в проливе Литл-Минч у берегов Шотландии было изучено несколько конечных и боковых моренных гряд, а также весь разрез (25—70 м) четвертичных отложений (Binns et al., 1974). В проливе на коренных породах дна залегают моренные отложения (валунные глины) мощностью 5—20 м. Выше находятся плохо сортированные крупные алевриты с включением гравия и гальки (флювиогляциальные осадки с цистами дипофлагеллят). На дне трогов отмечен слой в 15—40 м несортированных голубовато-серых мягких алевритов с зернами кварцевого песка и гальки (ледниково-морские осадки). Самый верхний маломощный слой крупноалевритовых осадков является голоценовым.

Ледниковые отложения на дне Ирландского моря, судя по данным бурения и сейсмопрофилирования, представлены несколькими слоями позднеледниковой «красной» морены мощностью от 10 до 120 м. Эта сильно известковистая морена содержит эрратические обломки палеозойских и мезозойских пород, принесенных ледниками с побережья Шотландии. На юге моря, на глубинах 50—80 м, выделяется крупная конечно-моренная гряда Нимф, сло-

женная красной валунной глиной. Верхняя морена на ирландскоморском шельфе повсеместно перекрывается песчаным и галечным покровом, вероятно, водно-ледникового происхождения.

Развитие прибрежных поперечных морен и друмлино-подобных форм, контролируемых скальными выступами дна, не исключает существования в прибрежной зоне шельфа типично фронтальных насыпных морен, как, например, у берегов Ютландии и Новой Англии. Обычно такие моренные гряды находятся как в подводном, так и в надводном положении, что делает их весьма важными отправными рубежами для палеогеографических реконструкций. Новоанглийские гряды, как известно (Шефер, Хартсхорп, 1968; King, 1969), сгруппированы в две протяженные надводно-подводные полосы. Возраст этих конечных морен, согласно многочисленным радиоуглеродным определениям, составляет соответственно 18—21 и 13—15 тыс. лет.

3.5. Следы талых вод по краю ледников

Лед сам по себе способен к эрозии, транспортировке и аккумуляции наносов. Но не менее важным геоморфологическим агентом являются образующиеся при таянии льда талые воды. Растекаясь от древних ледниковых покровов, талые воды переносили и откладывали большое количество рыхлого материала. По всей видимости, расход этих потоков очень изменчив. В отличие от моренных отложений наносы талых вод содержат окатанные водой частицы и имеют следы сортировки и слоистости. Комплекс водно-ледниковых форм рельефа гляциальных шельфов, как было отмечено ранее, включает в себя морфологически четко выраженные подводные зандры, системы каналов стока, камовые холмы и т. п. Среди них по особенностям происхождения довольно четко обособляются приледниковые и подледниковые образования на морском дне.

Распространенные на подводных плато и возвышенностях перед моренными грядами каналы стока и песчаные зандры могли создаваться в наземных условиях приледниковыми потоками талых вод. Подводные зандры представляют собой поля слившихся пологих конусов выноса, созданные субаэральными водно-ледниковыми пото-

ками непосредственно перед цепями конечно-моренных гряд на поверхности плато и возвышенностей внешнего шельфа Лабрадора, Гренландии, Исландии, Шотландии, Норвегии, а также Антарктиды. В пределах задров, расположенных на глубинах от 50 до 150—250 м, сохранились веерообразные сети узких (0,4—2,5 км) ложбин приледникового стока талых вод. Пологие ложбины тянутся в сторону края шельфа или обращены к поперечным желобам. На поверхности банок Данас, Маланг, Свейн, Андей выделяются короткие (20 км) осевые каналы с глубиной вреза около 20 м, впадающие в каньоны материкового склона.

На всех банках внешнего шельфа задры сложены мелкозернистыми песками с примесью алевритовой фракции, разнозернистыми песками с гравием, галечниками и другими разновидностями флювиогляциальных отложений общей мощностью от 5—10 до 50 м. По данным К. Эмери и Э. Учупи (Эмери, 1971; Emery, 1965), на банке Джорджес-Банк 200-метровый покров рыхлых осадков представлен главным образом грубозернистыми, сравнительно хорошо сортированными флювиогляциальными наносами. На вершине банки Сейбл выделяется крупный (5×100 км) островной бар Сейбл, сложенный переработанными флювиогляциальными кварцевыми песками. Пески с гравием и галькой, покрывающие восточноренландские банки, содержат в легкой фракции до 75% кварца, в тяжелой — 35—50% роговой обманки, 20—40% моноклиналиного пироксена (Емельянов и др., 1975; Sommerhoff, 1975). Источником тяжелых минералов в флювиогляциальных осадках служат породы прибрежного шельфа. На западноренландских банках Лилле-Хеллефиске, Сторре-Хеллефиске, Суккертоп, Товкусаск мелкозернистые пески с более или менее хорошей сортировкой (среднее $S_0 = 1,4$) занимают полосу на глубинах 100—160 м. Вообще задры на банках по особенностям местоположения и строения близки к так называемым водораздельным задрам.

Совершенно очевидно, что условия формирования приледниковых краевых образований зависели от близости края ледников и режима таяния льда. В пределах плато и возвышенностей внешнего шельфа на глубинах 50—200 м непосредственно перед моренными грядами получили развитие слившиеся пологие конусы выноса — задры, сложенные гравелистыми и разнозернистыми песками. На расстоянии до 5 км от моренных гряд выделяются узкие

каналы и ложбины стока, обычно устремленные в соответствии с уклоном поверхности банок в сторону края шельфа. Некоторые каналы направлены к поперечным и краевым желобам. Вероятно, задрры и каналы стока на банках создавались в наземных условиях вырывавшимися из-под ледников потоками талых ледниковых вод, насыщенных терригенными наносами. Морфология поверхности банок показывает, что талые воды, удаляясь от края ледников, концентрировались в более или менее значительные водно-ледниковые потоки, влияние которых распространялось ниже регрессивного уровня океана до бровки материкового склона. На осушенных участках банок такие потоки формировали долинные задрры, сложенные песчаными наносами с гравием и галькой. Долинные задрры на затопленных участках банок переходили во флювиогляциальные дельты.

Во время дегляциации за полосой моренных гряд рельефообразование было связано преимущественно с пассивным льдом и деятельностью талых ледниковых вод. В краевых и поперечных желобах морфологическим выражением деятельности концентрированного подледникового стока талых вод являются сети эрозионных каналов стока. Чаще всего каналы подледникового стока талых вод в морфологии морского дна выражены узкими V-образными рывтинами и ложбинами с относительной глубиной 10—50 м. Плавно изгибаясь, они врезаются в покров четвертичных отложений и прослеживаются на расстоянии 10—40 км. Нередко мелкие рывтины сливаются в крупные магистральные каналы длиной во многие десятки километров. Такие каналы, как правило, пересекают полосы холмисто-западинного рельефа дна, а также цепи моренных гряд. Дно каналов устлано песчаными и гравелисто-песчаными отложениями, а в замкнутых понижениях — алевритовыми и глинистыми наносами.

Разветвленные системы водно-ледниковых ложбин получили развитие на глубоких участках норвежского шельфа. Каждая система включает в себя радиальную сеть узких (1—2 км) неглубоких (15—40 м) каналов стока талых вод с поверхности ледораздельных возвышенностей Трэн, Хальтен, Фрейя, Будгруннен. Располагаясь на глубинах 150—350 м, они устремлены к магистральным каналам, врезанным в дно поперечных и краевых желобов. В желобах Склинна и Трэндыюпет закартированы самые крупные магистральные каналы стока, достигающие длины 100—200 км, глубины вреза 40—90 м

при ширине 2—5 км. Один из крупнейших магистральных каналов стока талых вод, находящийся за моренной грядой Шольсрюгген, видимо, образовался в результате затрудненного дренажа при интенсивном фронтальном таянии ледниковой лопасти в желобе Склиппа.

К особой группе следует отнести ложбины стока талых вод в пределах поперечных и краевых желобов, а также на суббатальных равнинах Медвежинской, Эюйдкапской, Финмаркенской, Икерссуак и др. Эти эрозионные ложбины выделяются сложной морфологией и необычайно низким батиметрическим положением (глубины 300—800 м). Плановый рисунок сети ложбин в основном имеет два вида: центростремительный (в желобах с приустьевыми порогами и переуглубленными впадинами) и древовидный. Одним из самых протяженных является магистральный водно-ледниковый канал с глубиной вреза 10—25 м вдоль оси Медвежинской равнины. Начинается он в районе между островами Эдж и Надежды и вбирает в себя многочисленные каналы — притоки с прилегающих возвышенностей и плато баренцевоморского шельфа.

Разновидностью подледниковых флювиогляциальных потоков следует считать так называемые йекудльхлейпы, эпизодически возникавшие на исландском шельфе в моменты подледниковых вулканических извержений. Роль такого рода талых вод в рельефообразовании на островной окраине Исландии, Ял-Майена и в других подобных вулканических областях была чрезвычайно велика в ледниковые эпохи и сохраняется поныне.

С иным более сложным холмисто-западинным и холмистым ледниковым ландшафтом мы встречаемся в полосе морского дна, находившейся за цепями подводных моренных гряд в пределах крупных возвышенностей, плато, а также за приустьевыми порогами и стадияльными моренными грядами в поперечных и краевых желобах. Так, зоны в 20—50 км мелкохолмистого и холмисто-западинного рельефов наблюдаются на плато Копытова, Южно- и Северо-Канинском, Гамильтон, на западношпицбергенском внешнем шельфе. Высота холмов, сложенных перемытой донной мореной, составляет 8—20 м, ширина — 0,2—2,0 км. На банках Трэн, Хальтен, Фрейя между крупными грядами обычно распространена моренная равнина, местами отмечаются узкие (до 1 км) озоподобные гряды, с плоскими вершинами и крутыми (10—20-метровыми) склонами. На этих банках выделяются, кроме того, локальные песчаные поля — зандры. Слагающие их пески

состоят в основном из кварца, а также из полевого шпата, слюды, аксессуарных минералов.

Довольно часты на поверхности банок и желобов поля относительно высоких (15—40 м) и крутосклонных холмов, сложенных полустратифицированными отложениями, включающими прослойки из песчано-гравелистого и суглинистого материала. Такие холмы, вероятно, являются камами, которые составной частью входят в комплекс форм рельефа мертвого льда. По мнению канадских исследователей (Fillon, 1975), подводные камы сформировались в трещинах и пещерах мертвых материковых ледников, лежавших на грунте.

ШЕЛЬФЫ ЗА ГРАНИЦЕЙ
ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ4.1. Ландшафт приледниковых
шельфов

Разрастание и таяние ледниковых покровов является существенной особенностью древних оледенений. Когда материковые льды тают, неизбежно образуется талая вода. Объем талых вод, текущих по дрепажной системе ледников, сильно колеблется в зависимости от типа ледника, сезона года и других факторов. Регулярный вынос большого количества подледниковых вод и вод из ледниково-подпрудных озер стимулирует выработку в осадочных породах ложбин стока талых вод. Во многих районах суши и шельфа большая масса отложенных ледниковых эпох связана с транспортировкой и осажждением терригенного материала талыми водами, особенно во время отступления ледников. Если потоки талых вод впадают в море, их скорость уменьшается и материал выпадает в осадок. Естественно, что это общая схема — в природе все было гораздо сложнее.

В течение ледниковых эпох Североамериканский и Европейский ледниковые покровы распространялись до средних широт и были тесно связаны с океаническими областями Северной Атлантики, Мексиканского залива, Средиземного моря, северо-восточной части Тихого океана, для которых был характерен влажный климат. Мы уже говорили о низком уровне океана в период оледенений, в частности в вюрмское время. В целом уровень океана изменялся на 120 м, т. е. он опускался от современного положения до отметки средней глубины края шельфов во внеледниковых областях. В результате регрессии большие шельфовые пространства в умеренных и тропических широтах вышли на поверхность, т. е. осушились. Реки текли по бывшему морскому дну и впадали в океан у края шельфа. Впереди материковых ледников на обнаженном шельфе возникали задровые равнины. Чтобы достовернее понять происходившие на шельфах явления, обуслов-

ленные тальми ледниковыми водами и айсбергами в шельфовых морях, нам предстоит проанализировать формы рельефа и отложения, образованные за счет их деятельности.

На морском дне водно-ледниковые, или флювиогляциальные, формы распространены на территории как покрывавшейся материковым льдом, так и в обширной приледниковой полосе, прилегающей к фронту ледникового покрова непосредственно или находившейся от него на определенном расстоянии. Во время максимального развития оледенения такие приледниковые, или перигляциальные, области шельфа приобрели определенное сходство с современными полярными пустынями. В обширной перигляциальной зоне атлантических и других шельфов, в пределах которой в той или иной степени сказывалось геоморфологическое влияние покровного материкового оледенения, сформировались огромные покровные зандры, крупные долины талых ледниковых вод. Шельфы с таким реликтовым рельефом морского дна следует называть перигляциальными (см. рис. 23, 27).

4.2. Подводные песчаные равнины

Подводные покровные зандры и крупные долины стока талых ледниковых вод охватывают огромные площади морского дна. Они начинаются в приледниковой полосе и занимают всю перигляциальную зону шельфа на глубинах 50—200 м (рис. 29). Типичные покровные зандры сформировались на шельфах Новой Англии, восточного и южного секторов Большой Ньюфаундлендской банки, южной части Северного моря, на Армориканской и Кельтской неритических равнинах, а также на Мурманской равнине. По данным буровых скважин, на североморском шельфе, Большой Ньюфаундлендской банке и в других районах дна покровные зандры сложены песками, гравелистыми песками, галечниками, мощность которых составляет 10—30, местами 60 м и более.

Согласно данным по четвертичной геологии дна, текстура флювиогляциальных отложений представляет собой сочетание косой, горизонтальной, волнистой и других типов слоистости. На поверхности подводных покровных зандров наиболее рельефно выделяются крупные долины стока талых ледниковых вод. В большей своей части долины заложены по дочетвертичной гидрографической сети. Такие образования рельефа дна в литературе назы-

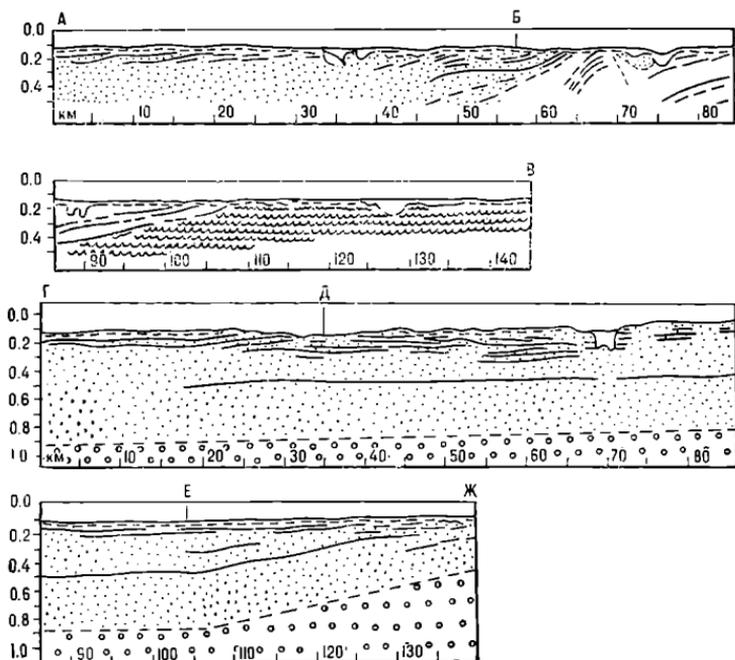
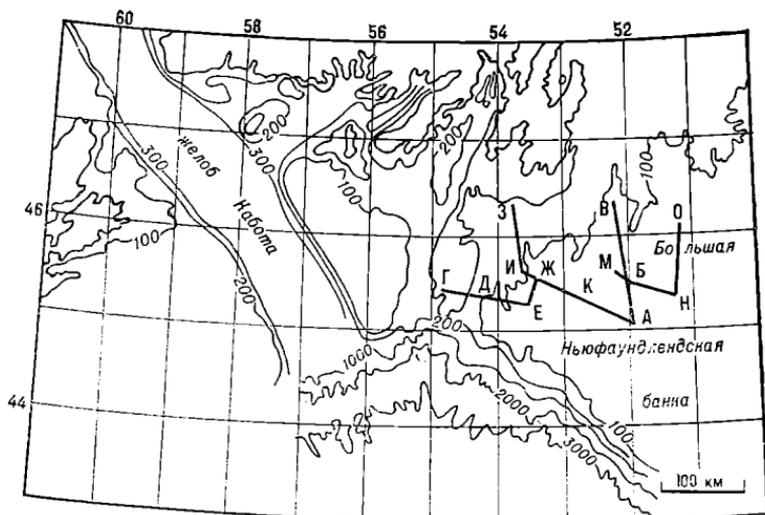
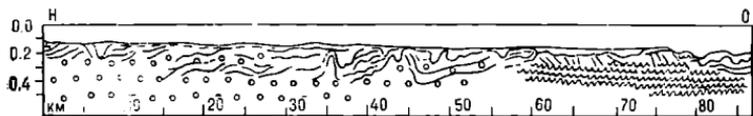
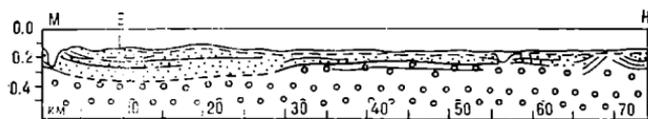
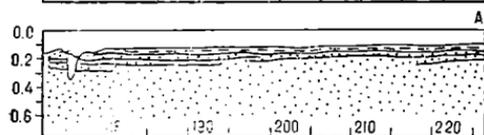
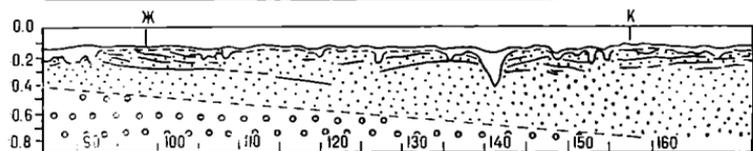
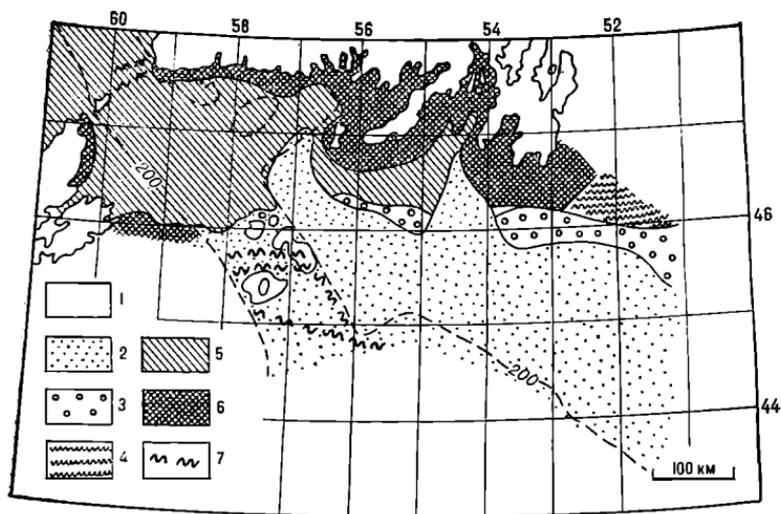


Рис. 29. На шельфе к югу от Ньюфаундленда характерны погребенные осадочные породы. Многие долины стока талых вод заполнены осадками. Породы: 1 — четвертичные; 2 — палеоген-неогеновые; 3 — меловые; 7 — разломы



бенные речные долины, врезанные в поверхность меловых и неогены четвертичными осадками (McMaster, 1973).

4 — мезозойские; 5 — верхнепалеозойские; 6 — складчатого осно-

вают флювиогляциальными долинами. Они служили трассами стока как талых, так и речных вод, подпруженных ледником.

На большой Ньюфаундлендской банке обширные покровные зандры на глубинах 40—100 м сложены в основном сравнительно хорошо сортированными кварцевыми песками. На значительном удалении от берегов (до 150 км) можно проследить полосы флювиогляциальных гравелистых песков (до 10—50%) и гравийно-галечных отложений, в составе которых преобладают обломки докембрийских и палеозойских пород, характерных для полуострова Авалон. Эти терригенные осадки местами перекрываются биогенными карбонатными песками, возраст которых датирован радиоуглеродным методом около 17 тыс. лет (Slatt, 1974). Поверхность песчаной равнины прорезается субпараллельными эрозионными долинами стока талых вод с широким плоским дном. Судя по данным сейсмопрофилирования, многие долины заложены вдоль до- и раннечетвертичных русел рек. Каналы с глубиной вреза 20—40 м начинаются в районе денудационных массивов Верджин и Истерн-Шол. Они сливаются на глубинах около 100 м в несколько магистральных узких, относительно глубоких (до 80 м) долин, устья которых располагаются у края шельфа. Система извилистых плоскостонных узких (0,4—1,5 км) ложбин простирается западнее банок Касон, Тэйл, Юго-Восточного мелководья.

Покровные зандры широко представлены на Атлантической прибрежной равнине и шельфе США. Они прилегают к висконсинскому поясу конечных морен. Согласно материалам опорного бурения, крупные реки Гудзон, Делавэр, Саскуэханна и другие, имеющие аномально широкие долины, формировались в плейстоцене мощными флювиогляциальными потоками, поступающими от Лаврентьевского ледникового покрова (White, 1978). Судя по данным сейсмопрофилирования, эти потоки достигали внешнего края шельфа, так как густая сеть каналов стока талых вод погребена под чехлом верхнечетвертичных осадков. Преобладающими отложениями затопленных зандров являются кварцевые мелко- и среднезернистые пески и гравий общей мощностью до 10—40 м. Песчаные зерна отличаются сравнительно хорошо окатанной формой и хорошей сортированностью (S_0 —2). Примесь глинистых осадков в зандрах не превышает 7%.

В пределах Кельтской равнины покров песчаных зандр

ровых отложений (в среднем 30—40 м) залегают на дочет-вертичной эрозионной поверхности (Bouysse et al., 1976). Создавались эти зандры, вероятно, за счет поступления флювиогляциальных наносов со стороны Ирландского моря и Ла-Манша. Согласно материалам сейсмопрофилирования и данным грунтовых разрезов, можно заключить, что накопление кварцевых песков происходило в плейстоцене неоднократно, в том числе и в вюрмское время, когда базис эрозии был ниже современного на 250 и 120 м. Большие песчаные гряды северо-восточной ориентации, типичные для дна Кельтского моря, сформировались приливно-отливными течениями, видимо, в позднеледниковье.

Западнофранцузский шельф на глубинах до 190—230 м представляет собой зандровую и алювиально-зандровую пологоволнистую равнину. Реликтовые осадки армориканского шельфа включают флювиогляциальные и алювиальные сортированные кварцевые пески ($Md = 0,2—0,49$), гравелистые пески и галечники, а местами слои алевритов, обогащенных литоральными песками и детритом (Barousseau, 1974; Pinot, 1976). Так, банка Рошбон на глубинах 10—50 м сложена средне- и крупнозернистыми песками и гравием, возраст которых, по радиоуглеродным датировкам, составляет 19—6 тыс. лет. Вскрытая на банке мощность вюрмских осадков достигает 5—15 м, голоценовых — 1—2 м. Детальным картированием, сейсмопрофилированием и грунтовыми съемками на армориканском и аквитанском шельфах прослежены полупогребенные речные долины Луары, Адур, Жиронды, Шаранты. Они развивались в субаэральные эпохи оледенений, пропуская через себя часть водно-ледникового стока европейских ледниковых покровов.

В Северном море, за пределами южной границы распространения Скандинавского и Британского ледниковых покровов, залегают мощные толщи гравелисто-песчаных, песчаных и местами глинистых осадков (Шепард, 1976). В южной части североморского шельфа и далее в пределах Ла-Манша и Кельтского моря покров грубозернистых отложений достигает мощности 10—50 м, в погребенных долинах — 100 м. Материалы эхолотирования и сейсмопрофилирования позволили не только закартировать выраженные в топографии шельфа фрагменты древних долин, но и восстановить их погребенные притоки. В результате была выявлена сложно разветвленная система крупных долин стока талых ледниковых вод.

Покровные зандры встречаются не только во внеледниковой зоне морского дна. Сравнительно небольшие по площади подводные покровные зандры отмечаются в ряде областей шельфа, недавно освободившихся от ледниковых покровов. Так, на Мурманской равнине, простирающейся вблизи берегов Кольского полуострова на глубинах 60—200 м, закартирован песчаный покров мощностью 3—6 м. На его поверхности выделяется полупогребенный магистральный канал стока талых вод, устремленный к впадине Дьюпренна.

Южноисландская прибрежная зандровая равнина простирается узкой (7—15 км) полосой на глубинах до 100 м. Ее слагают темноцветные пески, гравийно-галечные и алевроито-песчаные отложения мощностью от 2 до 30 м. Она является продолжением полосы (4—30 км) приморских зандров, примыкающих к современным ледниковым покровам Ватнайёкюдль, Мирдальсйёкюдль и др. Вдоль края этих ледников находится несколько рядов конечных морен и флювиогляциальных конусов исторического (XVIII—XX вв.) времени. Активное таяние современных ледников в летний сезон вызывает развитие мощных водно-ледниковых потоков, обладающих большой скоростью (до 12—15 км/ч), насыщенных взвешенными наносами (до 5,1 г/л) и способных прорываться через береговые косы и бары в океан.

Для приморских зандровых равнин Южной Исландии характерны обширные конусы выноса, сложенные несортированными и неокатанными песчано-галечными отложениями с валунами и глыбами до 10 м. Они связаны с катастрофическими разливами приледниковых озер и талых вод во время периодических извержений подледниковых вулканов Гекла, Гримсвётн и др. Расход воды в таких потоках, называемых йёкюдльхлейпами, достигает 200 тыс. куб. м/с, что превышает в несколько раз ежесекундный расход реки Амазонки. Как нам представляется, во время плейстоценовых оледенений шельфа, в частности в районах хребтов Кольбенсейн, Рейкьяпес и Вестманнаэйяр, подобные подледниковые вулканические извержения создавали мощные водно-ледово-грязекаменные потоки.

Таким образом, во время оледенений на огромных площадях перигляциальной зоны североатлантического (между 45—55° с. ш. на европейском и 30—46° с. ш. на североамериканском) и других внеледниковых шельфов возникли характерные покровные зандры. Как уже отмечалось выше, покровные зандры выражаются плоскими

равнинами, такими, как Североморская, Кельтская, Армориканская, Большая Ньюфаундлендская, Новоанглийская. Эти равнины сложены отложениями талых ледниковых вод, преимущественно сортированными косослоистыми песками с линзами гравия и гальки. Их общая мощность изменяется от 10 до 80 м. В минералогическом составе флювиогляциальных отложений морского дна паряду с преобладающим кварцем иногда присутствует роговая обманка. Зерна задровых песков полуокатанные и угловатые. Покровные задры североатлантического шельфа испытали несколько циклов субаэрального развития, о чем свидетельствуют несколько стратиграфических несогласий в четвертичном осадочном чехле. Несогласия (3—5) были установлены бурением шельфа, а также прослежены на большом расстоянии сейсмопрофилированием (Каррей, 1968; Эмери, 1969; Ильин, 1976; Шепард, 1976; Нейлор и др., 1978). Резкие границы несогласий обусловлены наличием гравелистых песков и галечниковых отложений. Все циклы эрозии, вероятно, были сопряжены с гляциоэвстатическими регрессиями. Перигляциальные явления могли происходить, видимо, при среднегодовых температурах от -2 до $+5$ °C.

Явным признаком субаэрального развития перигляциальных равнин следует считать террасированность их поверхности. Большой спектр террас, например, наблюдается на востоке Большой Ньюфаундлендской равнины. Здесь выделяются 10—25-метровые клифы на глубинах в среднем 65—80, 110—130, 160—180, 220—240 и 280—300 м. У края новоанглийского шельфа, в районе палеодельты реки Гудзон, прослеживаются две молодые (висконсинские) береговые линии: Николса — на глубине 130 м и Франклина — на глубине 112 м. Абсолютный возраст верхней береговой линии датируется 18 тыс. лет (Каррей, 1968). На западнофранцузском шельфе на глубинах 160, 140, 90, 30—40 м имеются фрагменты верхнечетвертичных береговых линий. Видимо, во время существования береговой линии на глубинах 30—40 м (абсолютный возраст — 6 тыс. лет) в центральной части этого шельфа возникли молодые конусы выноса рек Адур и Жиронда.

Итак, имеющийся геолого-геоморфологический материал позволяет полагать, что рельефообразование на перигляциальных равнинах континентального шельфа было связано главным образом с деятельностью мощных водно-ледниковых потоков. Их свободному стоку благоприят-

ствовал уклон поверхности пластовых и аккумулятивных равнин от ледниковых покровов в направлении океана. По мере удаления от ледника в сторону бровки шельфа талые воды концентрировались в более или менее значительные потоки, которые обычно использовали дочетвертичную гидрографическую сеть.

4.3. Долины стока талых ледниковых вод

В ледниковые эпохи вдоль южной окраины материковых ледниковых покровов Евразии и Северной Америки, очевидно, существовала громадная приледниковая система стока, которая объединяла приледниковые и внутриледниковые бассейны. Крупные потоки талых вод, вытекавших из-под края ледников, отмеченных конечными моренами, отлагали в своих долинах слои песка и гальки, сортируя их как настоящие речные отложения. Мы уже говорили, что в результате деятельности мощных водноледниковых потоков в условиях гляциоэвстатического понижения уровня океана сформировались песчаные покровные заандры шельфа, пересеченные крупными долинами стока талых ледниковых вод.

Наглядным примером крупных долин стока талых ледниковых вод на западноевропейском шельфе, по мнению многих исследователей, служат две системы относительно глубоких флювиогляциальных долин: Аутер-Сильвер-Пит и Девилс-Холл, Па-де-Кале и Ла-Манш.

Прежде всего обратим внимание на то, что в юго-западной части Северного моря, на песчаной равнине, прослеживаются неглубокие (15—30 м) русла рек Темзы и Рейна, а также ложбины Марк-хемс-Холл, Уэлл-Холл и другие с глубиной вреза 40—70 м, не связанные с реками побережья. На дне Гельголандского залива сохранилась густая речная сеть Эльбы. Вероятно, по отмеченным долинам происходил сток талых ледниковых вод в приледниковое озеро Хофден, на дне которого отложились толщи глинистых осадков ледниково-озерного типа (Reinhard, 1974; Jansen, 1976). Это большое озеро дренировали две крупные флювиогляциальные речные системы. На север текли Аутер-Силвер-Пит и Девилс-Холл, а на запад — Па-де-Кале и Ла-Манш. Крупная долина Аутер-Силвер-Пит (длина — 200 км, ширина — 10—15 км), огибающая с юга банку Доггер, имеет относительную глубину 50—80 м, в котловинах — до 100 м. Далее к северу на сотни

километров простираются субпараллельные эрозионные долины с относительно высокими (50—100 м) обрывистыми склонами. Это подледниковые каналы стока или так называемые туннельные долины. Самая широкая (4—8 км) из них — долина Девлис-Холл, связанная с Аутер-Сильвер-Пит, — выделяется переуглублениями дна (до 200—700 м), похожими на эвразионные котловины. С английской стороны в Девлис-Холл впадают пологие каналы (Силвер-Пит, Бейманс-Холл и др.), связанные с эстуариями. Многие из каналов на 10—20 м заполнены голоценовыми алевритами с песками. Последние по составу — кварцевые с примесью полевых шпатов и слюды.

Для рельефа дна проливов Па-де-Кале и Ла-Манш, вытянувшихся более чем на 600 км в юго-западном направлении, характерны осевые эрозионные каналы. Извилистый узкий (4—5 км) Дуврский канал в проливе Па-де-Кале представляет собой цепь вытянутых замкнутых впадин на глубинах 50—65 м. Он начинается в североморском районе Хофден и наследует полупогребенные долины, дно которых находится на 170 м ниже современного базиса эрозии. В Ла-Манше на глубинах 100—150 м находится крупная трогообразная впадина Хард-дип. На ее дне залегает покров (50—90 м) слоистых осадков, в основании которых находятся пески и гравийно-галечники. По мнению многих европейских геологов, система врезов, затопленная или погребенная в указанных проливах, в ледниковые эпохи служила трассой водно-ледникового стока из Северного моря на запад. Дельта этой огромной флювиогляциальной системы располагалась у края армориканского шельфа.

Даже краткое рассмотрение особенностей рельефа и новейших отложений покровных зандров убедительно свидетельствует, что сложные системы долин, протянувшиеся на многие сотни километров, могли развиваться при условии интенсивного стока вод, поступавших в результате таяния Скандинавского и Британского ледниковых покровов. Особенно огромный объем талых вод могли пропускать через себя долины во время деградации ледников, когда вдоль их края вследствие слабого дренажа шельфа возникали большие подпрудные приледниковые водоемы. В частности, к югу и западу от Доггер-банка существовали приледниковые озера Хофден и Нордшиль-Пит, на дне которых накопились толщи алевритовых и глинистых флювиогляциальных наносов (Rainhard, 1974).

Во время дегляциации по системе долин Аутер-Силь-

вер-Пит и Девилс-Холл, по всей вероятности, осуществлялся сток талых ледниковых вод в северном направлении в Норвежском море. Не исключено, однако, что в стадии смыкания скандинавских и британских льдов эти долины могли разрабатываться под воздействием напорных под- и внутриледниковых вод.

Основной объем талых вод, поступавших с юго-западной стороны Скандинавского ледникового покрова, очевидно, последовательно перебрасывался по долинам Па-де-Кале и Ла-Манш на внешний шельф и далее в Северную Атлантику. Подобная физико-географическая обстановка могла создаваться в четвертичный период неоднократно. Как полагают многие геологи, в эпоху максимального покровного оледенения (варга, зааль) талые воды поступали прямо в канал Ла-Манш, а из него на Кельтскую заливную равнину. Сюда же выносились флювиогляциальные осадки, которые скапливались на поверхности дна Ирландского моря. В ходе голоценовой трансгрессии заливные кварцевые пески и гравелиты по трассе каналов были сосредоточены приливно-отливными течениями в песчаные гряды.

Геоморфологический анализ позволяет предложить общую схему развития покровных заливов и долин на морском дне в течение холодных ледниковых эпох. Крупные водно-ледниковые потоки, возникавшие на осушенном шельфе в процессе концентрации талых вод, переносили на расстояние в сотни километров огромное количество продуктов гляциальной денудации. Влекомые наносы отлагались в долинах, а также выносились по ним к внешнему краю шельфа. Во время дегляциации при резком увеличении стока талых ледниковых вод и спуске подпружных приледниковых водоемов флювиогляциальные потоки, не помещаясь в долинах, образовывали, видимо, обширные разливы. В результате происходило затопление «водораздельных» поверхностей, на которых откладывался значительный объем взвешенных, главным образом песчаных, наносов и формировались покровные заливные.

По мере удаления от края древних Скандинавского, Британского и Лаврентьевского ледниковых покровов в строении четвертичного чехла заметно возрастает участие флювиальных (аллювиальных и озерно-аллювиальных) осадков. Вопрос о границе между флювиогляциальными и флювиальными отложениями перигляциальных шельфов весьма сложен. Вероятно, талые ледниковые воды, пройдя определенный путь по приледниковым равнинам и отло-

жив задровые пески, постепенно собирались в постоянные русла и двигались дальше в виде потоков речного типа.

С удалением от фронта покровного оледенения в пределах покровных задров повсеместно уменьшается густота и относительная глубина водно-ледниковых долин, однако долинные расчленение за пределами перигляциальных шельфов не исчезает. В последнее десятилетие детальным сейсмопрофилеированием и грунтовыми работами на атлантических шельфах в тропических и субтропических широтах выявлено много неглубоких (50—150 м) погребенных врезов. Степень разработанности и разветвленности этих долин не отличается от речных долин равнин суши. Видимо, погребенная гидрографическая сеть формировалась в условиях обильного обводнения и дренажа внеледниковых шельфов. Такие геоморфологические ситуации, как полагает ряд исследователей (Эмери, 1971; Ильин, 1976; Марков, 1977), могли возникать в так называемые пловальные эпохи, которые в той или иной мере были сопряжены с периодами деградации оледенений.

Итак, в эпохи оледенений на перигляциальных шельфах, прилегавших к покровным ледникам, были сформированы песчаные покровные задровы. По площади проявления и сохранности в рельефе дна они не имеют себе равных образований в перигляциальных областях материков, в частности среди перигляциальных (пустынных) ландшафтов с характерными лёссовыми покровами Европы и Северной Африки. При сравнении морфологии крупных долин стока, а также речных долин шельфов тропических широт с краевыми и поперечными желобами гляциальных шельфов следует вывод, что ледниковое выплывание (экзарация), несомненно, было более значительным рельефообразующим фактором, чем эрозия флювиогляциальных и флювиальных потоков.

4.4. Материковое оледенение и морской перигляциал

Древнее оледенение — это многофакторное явление, которое отразилось в толще осадков океана и поверхности дна в различных формах. В последнее время все больше обращают внимание на значительную роль приледниковых (перигляциальных) процессов в развитии реликтового рельефа и отложений морского дна. Именно с морской перигляциальной обстановкой следует связывать первую

стадию переработки ледникового рельефа. Разнообразием перигляциальных зон гляциальных шельфов является древняя перигляциально-морская, или субаквальная, приледниковая зона. В стадии максимального развития покровного оледенения такого рода зона морских бассейнов могла возникать в ограниченных размерах перед краями ледников, располагавшихся в суббатиальных впадинах и поперечных желобах. Масштабы перигляциально-морской зоны, видимо, резко возрастали во времена деградации. По мере деградации ледниковых покровов перигляциально-морские условия устанавливались почти на всем гляциальном шельфе. Как это следует из литолого-геоморфологических данных, рельефо- и осадкообразование в перигляциально-морской зоне протекало под влиянием аккумуляции донной морены из нижнего горизонта шельфовых ледников и айсбергов, а также под действием ледниково-мутевых потоков. В какой-то мере сходная обстановка существует в настоящее время на континентальной окраине Антарктиды. Таким образом, в целом явления и процессы, протекавшие на шельфе за пределами покровных оледенений, но под их прямым влиянием, автор предлагает называть морским перигляциалом.

В областях современного материкового оледенения Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена можно наблюдать несколько разновидностей морских перигляциальных обстановок. Среди них характерны такие ситуации, когда ледниковые покровы спускаются непосредственно на шельф, когда всплывают материковые льды, покрывающие материковый шельф, например шельфовые ледники морей Росса и Уэдделла, или когда долинные ледники выходят прямо в море и продуцируют айсберги. Совершенно очевидно, что такие ситуации были типичны во время наступания ледниковых покровов, а также при их деградации, когда осциллировали выводные ледники. Концентрированные потоки талых ледниковых вод вытекали из-под материкового льда непосредственно в опресненные морские водоемы, создавая плоские наносные песчано-гравийные равнины. Подобные формы рельефа обычно называются флювиогляциальными дельтами. Самые крупные флювиогляциальные дельты выявлены вблизи внешнего края шельфа на суббатиальных равнинах Зюйдкапской, Медвежинской, Гудзона, Диско и др. Как правило, стратифицированная толща флювиогляциальных дельт увеличивается по мощности в сторону бровки шельфа от 200 до 400 м.

В ходе дегляциации шельфовые желоба и фьорды превращались в морские заливы с дрейфующими айсбергами. В такой обстановке на дне подводных желобов с относительно большой скоростью накапливались перигляциально-морские, т. е. ледниково-морские, ледниково-мутьевые и водно-ледниковые осадки. Они залегают на размытой молодой донной морене. Мощность перигляциально-морских отложений в восточноканадских заливах Мэн, Сент-Мартгаретс, Св. Лаврентия, Макковик, желобах Кабота и Скагеррак, Белом и Балтийском морях, норвежских фьордах достигает 5—20 м, а в отдельных переуглублениях дна — 60—100 м. В самом конце дегляциации в береговой полосе североатлантического шельфа и залива Аляска, во фьордах финмаркенского и мурманского побережий, а также Норвегии, Гренландии, Восточной Канады, Шпицбергена мощные потоки талых ледниковых вод сформировали молодые позднеледниковые флювиогляциальные дельты, конусные зандры и другие водно-ледниковые образования. Так, в эстуарии Саганей, у побережья провинции Квебек, образовался флювиогляциальный конус, возраст которого по радиоуглеродным датировкам определен в 10,0—10,5 тыс. лет. Площадное бурение в устьях фьордов на северо-западе Кольского полуострова выявило локальные покровы (до 8—40 м), состоящие из позднеледниковых флювиогляциальных, ледниково-морских и голоценовых морских осадков. Они залегают на поверхности кристаллического щита, иногда на грубообломочных и песчаных отложениях размытой основной морены. Сейчас известно более 30 радиоуглеродных определений возраста перигляциально-морских осадков со дна желобов ряда районов шельфа. Эти осадки датируются от 13 до 7 тыс. лет, т. е. относятся ко времени поздне- и послеледниковья.

Таким образом, в начале межледниковья за пределами материкового льда в морской среде накапливались специфические перигляциально-морские осадки. За относительно длительное время субаквальной аккумуляции обломочного материала, поставлявшегося водно-ледниковыми потоками, шельфовыми ледниками и айсбергами, сформировалась довольно однородная серия осадков на очень больших площадях морского дна. Такие донные отложения характеризуются некоторым разнообразием фациального состава — от мореноподобных глин до отдельных эрратических валунов.

Айсберги играли, а в областях современного материкового оледенения и сейчас играют важную роль в осад-

копакплинии материала ледникового происхождения. Поэтому вполне закономерно, что для перигляциально-морской зоны шельфа типичны так называемые ледниково-морские осадки. В литературе они еще определяются такими терминами, как «айсберговые осадки» (А. П. Лисцын), «подводная морена» (Ю. А. Лаврушин), «шельфово-айсберговая формация» (В. А. Зубаков). Ледниково-морские толщи обычно занимают основную часть поздней и послеледникового осадочного разреза и распространены, как правило, в желобах и на суббатиальных равнинах. Эти отложения представлены преимущественно горизонтально-слоистыми, относительно плохо сортированными ($S_0 = 2-3$) алевритами и глинами, содержащими значительное количество рассеянного грубообломочного эрратического материала (песка, дресвы, гравия, гальки), а также остатки высокоширотных морских организмов (раковин моллюсков, бентосных фораминифер и т. п.) (рис. 30). В ледниково-морских отложениях наблюдаются закономерно чередующиеся спорово-пыльцевые комплексы, отвечающие перигляциальным условиям прибрежной зоны океана. В этих осадках присутствуют диатомовые водоросли. Современные ледниково-морские осадки характерны лишь для фьордов и желобов лабладорского, гренландского, шпицбергенского и новоземельского шельфов. В донных осадках содержится до 5—18% гравия и грубозернистого песка.

Рассмотрим для примера литологические особенности верхнечетвертичных ледниково-морских осадков в желобах моря Росса. Здесь они представлены зеленовато-серыми и оливково-серыми алевритами с рассеянными угловатыми и полуокатанными обломками гранитов, гнейсов, сланцев и осадочных пород (Anderson et al., 1979; Lipps, DeLasa, 1979). Материал осадков состоит из силикатов глины (от 6 до 21%). В качестве примеси присутствуют вулканическое стекло, цеолит, спикулы губок, остатки синликофлагеллят и бентосных фораминифер, радиолярии. В составе глинистой фракции установлены иллит, хлорит, смектит, вермикулит. Наличие зерен кварца с расщепленной и трещиноватой поверхностью свидетельствует о ледниковом происхождении осадков.

Ледниково-морские осадки, в частности каменистые глинистые отложения, могут быть приняты — и некоторыми исследователями принимаются — за моренные отложения ввиду их внешнего сходства. Основное отличие от исходных моренных отложений заключается в снижении со-

держания песчаных и повышении количества пелитовых частиц. Одним из важных источников пелита здесь служит, очевидно, тонкий взмученный материал талых ледниковых вод. Кроме того, от основных морен ледниково-морские осадки отличаются отсутствием гляциодинамических структур, меньшей уплотненностью, высокой остаточной соленостью, присутствием остатков типичных морских микроорганизмов, которые свидетельствуют о соответствующих обстановках во время осадконакопления. Во всех случаях ледниково-морские осадки занимают промежуточное стратиграфическое положение, залегая на моренах и перекрываясь морскими современными осадками. Ледниково-морские осадки, видимо, образовались в основном в процессе вытаивания и осаднения морского матерпала из шельфовых ледников и айсбергов в океанической обстановке. Обычно, когда происходит откол края материкового льда, образуются огромные айсберги. Они переносятся океаническими течениями на сотни километров. Попадая в более теплые воды, айсберги постепенно тают, и минеральные частицы осаждаются на морское дно. Изредка встречающиеся в морских осадках уплотненные с одной или нескольких сторон или штрихованные валуны могут быть показателями ледниково-морской транспортировки.

В последние годы на дне шельфовых желобов и фьордов были вскрыты довольно своеобразные по текстуре молодые осадки — ленточноподобные глины и турбидиты, т. е. отложения с градационной слоистостью. Формировавшиеся в перигляциально-морской зоне ледниково-морские осадки и турбидиты, парагенетически связанные с мореными и флювиогляциальными отложениями шельфа, как уже отмечалось, можно называть перигляциально-морскими отложениями. Ленточные глины и их разновидность «ледниковое молоко» описаны, в частности, во впадинах Балтийского моря и на континентальной окраине Берингова моря и залива Аляска (Гершанович, 1974; Свиридов, Гайгалас, 1974). Осадки с ленточной слоистостью отличаются серым цветом, преобладанием глинистых частиц (пелитовая фракция — 60—80%), малым содержанием грубообломочного и органического (1%) материала, однообразным химическим и минералогическим составом. Это позволяет считать, что они образовались за счет накопления большого количества тонкоизмельченных продуктов эрозии материковых ледников.

Среди перигляциально-морских осадков своеобразной текстурой обладают толщи ледниково-мутьевых отложе-

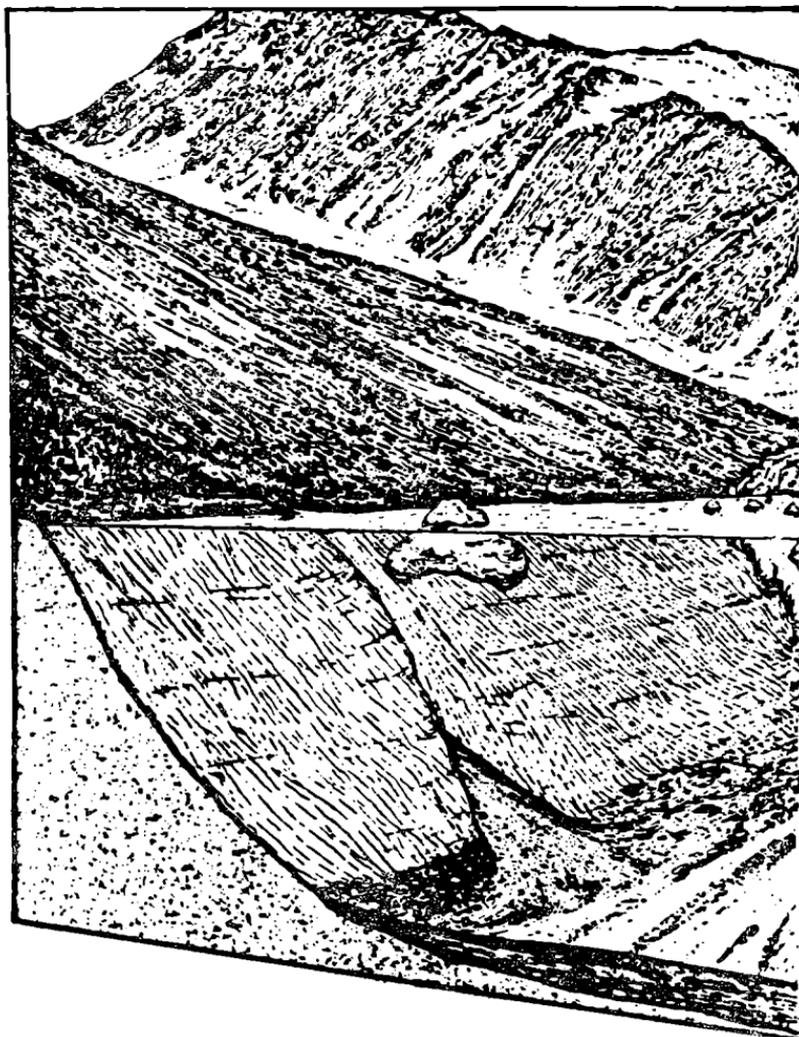


Рис. 30. Схематический рисунок морского перигляциала в одном из арктических фьордов, заполненных выводным ледником. Наглядно виден процесс айсберговой седиментации, на дне выделяются моренные валы (Rowel, 1980).

ний, изученные в южногренландском желобе Юлианехоб ($60^{\circ}43'$ с. ш. и $45^{\circ}54'$ з. д.), в норвежских фьордах Согне-фьорд, Хардангер-фьорд, Корс, Тронхейм-фьорд, а также в других ледниковых долинах гляциальных шельфов



(Хейзен, Холлистер, 1968; Хольтедаль, 1969; Høltedahl, 1976). В рыхлых осадках, заполняющих переуглубленные котловины, ледниково-мутевые отложения представлены прослоями (0,1—0,5 м) сортированных средне- и мелкозернистых песков с включением галек. Одна из особенностей этих осадков — градационная слоистость. Сверху вниз по разрезу происходит заметное уменьшение размера

зерен, а также улучшается сортированность материала от плохой ($S_o = 3-9$) в базальной части турбидитного пласта до нормальной ($S_o = 1,5-2,0$) у его кровли. Косая слоистость в основании пластов свидетельствует о формировании турбидитов в результате перемещения водно-ледниковых наносов по морскому дну.

Итак, мы видим, что толщи турбидитов, характерные для впадин шельфовых желобов, состоят преимущественно из гравия, песка и алевритов с градационной слоистостью. Эти отложения по своей природе, вероятно, близки к водно-ледниковым отложениям суши. Как нам представляется, турбидиты — это отложения субаквальных ледниково-мутьевых потоков, происхождение которых обусловлено тальми ледниковыми водами. Мутьевые потоки, видимо, напоминали суспензионные потоки, которые благодаря их насыщенности взвесью отличались гораздо большей плотностью, чем окружающие морские воды.

Сейчас совершенно ясно, что в течение ряда ледниковых эпох нормой для шельфов умеренных и высоких широт океанов был морской перигляциал. Это явление, которое в чем-то сродни природе тундровой зоны материков, обусловило интенсивное развитие подводных и субаэральных геоморфологических и экологических процессов на шельфах.

ВЛИЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ НА ОКЕАН ЗА ПРЕДЕЛАМИ ШЕЛЬФА

5.1. Океанический перигляциал

Позднекайнозойское глобальное похолодание, повлекшее за собой древнее оледенение, оказало глубокое воздействие на природную обстановку поверхности Земли и на глобальную зональность. Огромные ледниковые покровы Антарктиды, Северной Америки, севера Евразии растекались далеко на равнины умеренных широт. Вместе с ними на высокогорьях тропической зоны развивались ледники предгорий и долинные ледники. В ледниковые эпохи около половины площади открытых океанов занималось плавучими льдами, включая айсберги, шельфовые, паковые и припайные льды. Сейчас всеми учеными принимается то, что поверхность океана была в целом холоднее, чем сегодня. Сильнее также были поверхностные течения, изменялась их циркуляция. Вследствие всего этого были интенсивнее экваториальный и прибрежный авеллинги. В конечном счете в глобальном масштабе изменялась климатическая зональность на суше и в открытых океанах. Таким образом, влияние материкового оледенения распространялось в той или иной форме на все области земной поверхности.

Во время оледенений поставка терригенного материала с континентов, окружающих все океаны, значительно возрастает. Ледниковая деятельность в высоких широтах перемалывает огромные массы горных пород. В субтропиках широко развиты пустыни, поставляющие пыль. Катастрофические наводнения в семиаридных районах являются эффективным средством транспортировки огромных количеств материала. Площадь тропических влажных лесов сокращается, семиаридные районы расширяются. Все шельфы находятся выше уровня моря и интенсивно размываются. Перечисленные факторы способствуют возрастанию скоростей накопления в океанах терригенного материала в эпохи оледенений.

В такие периоды процессы осадконакопления в откры-

той части Южного, Северного Ледовитого, северной части Тихого и Атлантического океанов формировали главным образом терригенные осадки, а также в меньшем объеме биогенные и хемогенные отложения. Седиментогенез контролировался целым рядом факторов, среди которых важнейшими следует считать: 1) океаническую циркуляцию поверхностных и глубинных вод, определяющую величину биологической продуктивности и распределение донных осадков; 2) климатические изменения и связанные с ними события ледниковых эпох, например гляциоэвстатические колебания уровня моря, влиявшие на характер поступления терригенного материала в глубоководную зону океана. Как полагают многие исследователи (Лисицын, 1974; Емельянов и др., 1975; Каррей, 1978; Davies, Laughton, 1972), океаническая четвертичная седиментация должна включать в себя два принципиально различных экзогенных процесса. С первым связана транспортировка осадков от источников сноса, в частности с континентальной окраины, в глубоководную часть океана, а также начальные формы накопления там осадков. Среди процессов, осуществляющих перенос вещества с суши на шельф и далее в океан, определяющими являются штормовые волны, придонные противотечения, мутьевые потоки, подводные оползни, гравитационное осаждение рыхлого материала. Со вторым процессом связано последующее (вторичное) перераспределение и отложение терригенных и прочих рыхлых осадков и появление в результате этого новообразованных форм рельефа поверхности дна. Здесь главным фактором выступают постоянные придонные течения. Следовательно, ключом к пониманию процессов рельефообразования является анализ строения толщи новейших отложений.

Океаны в отличие от континентов представляют собой области аккумуляции, поэтому денудация играет здесь гораздо меньшую роль. Однако и в океане можно выделить районы дна, где склоновые процессы выступают как фактор денудации. Такими участками являются прежде всего осевые рифтовые зоны срединных хребтов с их горным рельефом, крутые уступы вдоль зон трансформных разломов, склоны глубоководных желобов и некоторые другие места. Скальные породы, разрушающиеся в результате выветривания подводного — гальмиролиза, подвергаются действию обвально-осыпных процессов, в результате чего образуются эдафогенные отложения (Леонтьев, 1968; Лисицын, 1978). Разрушению коренных пород,

обычно глубинного происхождения, способствуют тектоническая раздробленность, брекчирование, милонитизация, а отрыву и смещению обломков — высокая сейсмичность, обычно присущая таким зонам.

В течение последнего десятилетия благодаря детальному эхолотированию и сейсмопрофилированию, глубоководному бурению дна и отбору грунтовых колонок большой мощности значительно расширились и во многом существенно изменились прежние взгляды на строение морфоскульптуры и четвертичного осадочного чехла открытой глубоководной части дна океана в полярных и умеренных широтах. Особенно заметно изменение представлений о роли экзогенного рельефообразования в формировании рельефа материкового склона, материкового подножия и абиссальных равнин.

Благодаря морским буровым работам на судне «Гломар Челленджер» появилась возможность детально изучить строение и мощность специфических глубоководных ледниково-морских осадков, по литологическим признакам ограничить области их распространения на океаническом дне. Стало ясно, что мощность таких отложений изменяется от 20 до 70 м. Осадки состоят из слабо сортированных бескарбонатных алевритов и глин с примесью крупных песков, гравия, щебня, принесенных материковыми льдами.

В ряде скважин, пробуренных на абиссальных равнинах Северной Атлантики, залива Аляска, Южного океана, обнаружены толщи турбидитов — отложений мутьевых потоков. Аналогичные отложения вскрыты грунтовыми трубками в руслах более чем ста подводных долин материкового склона, подножия и абиссали. Турбидиты представлены умеренно и хорошо сортированными песками и алевритами с градационной слоистостью, отчетливым нижним контактом ритма. В песках содержится некоторое количество мелководных бентосных организмов, гравия и тяжелых минералов. Горизонты турбидитов по ряду отличительных признаков на записях сейсмопрофилирования (высокая отражающая способность в отличие от акустически «прозрачных» пелагических осадков, отчетливая слоистость — стратифицированность, субгоризонтальное залегание пластов) прослежены на очень больших площадях океанического дна. Установленные ареалы турбидитов, закономерно прилегающие к подножию континентальных окраин, занимают более значительные пространства дна, чем это предполагалось ранее.

К немаловажным геоморфологическим достижениям последних лет можно отнести детальное эхолотирование и крупномасштабное картирование рельефа дна открытой глубоководной части Норвежско-Гренландского бассейна и Северной Атлантики (Матишов, 1975, 1979, 1980). Были исследованы недостаточно освещенные и не получившие систематического описания многочисленные системы подводных долин материкового склона, ряд систем абиссальных каналов материкового подножия и абиссальных равнин. Выявлено необычайное морфологическое разнообразие подводных долин и каньонов — от небольших оврагов шириной и глубиной в десятки метров и длиной в первые километры до гигантских каньонов глубиной в несколько километров и длиной в десятки и первые сотни километров. В целом системы абиссальных каналов, распространяясь на огромные площади океанического дна, в поверхность которого они врезаются на относительно большую глубину, по своим размерам и значимости не уступают крупнейшим речным артериям материков (рис. 31).

Итак, исходя из сделанных выше предварительных замечаний и сформулированного в предыдущих главах вывода о роли материкового оледенения в развитии морфологии гляциальных и перигляциальных шельфов, можно выдвинуть новую проблему — проблему «океанического перигляциала». В геоморфологическом понимании «океанический перигляциал» — это причинно обусловленные покровными оледенениями и синхронные основным этапам их развития и деградации явления и процессы, определенный ими своеобразный комплекс перигляциально-морских форм рельефа дна и слагающих эти формы отложений, распространенных на прилегающих к областям древних материковых оледенений шельфа глубоководных пространствах океанического дна (Матишов, 1980).

Важное теоретическое значение имеет вопрос о происхождении перигляциально-морских образований дна океана. Совершенно очевидно, что их возникновение и развитие предопределялись в основном двумя рельефообразующими факторами, которые были порождены материковыми оледенениями. Первый фактор — айсберговая аккумуляция, неоднократно возникавшая в периоды оледенений в открытой части океанического бассейна в процессе громадного стока материкового льда в виде шельфовых ледников и айсбергов, несущих в основании донную морену. В Северо-Западной Атлантике и Южном океане айсберговая аккумуляция происходит и в современную эпоху.

В результате площадной аккумуляции льдами морены на поверхности дна океана возникли мощные покровы ледниково-морских отложений.

Не менее важным фактором был огромный водно-ледниковый сток, который направлялся от периферии древних ледниковых покровов на шельфе в абиссальные области дна океана. Как это можно представить по литолого-геоморфологическим данным, твердый сток талых ледниковых вод осуществлялся в основном по поверхности материкового склона и материкового подножия в виде концентрированных линейных потоков. Такого рода потоки были способны эродировать дно, транспортировать большой объем минеральных наносов и отлагать его на значительном удалении от источников споса. Отсюда можно сделать важный вывод о существовании прямой (парагенетической) связи между флювиогляциальными отложениями на гляциальных и перигляциальных шельфах, с одной стороны, и турбидитами материкового подножия и абиссальных равнин — с другой. Естественно также предположить наличие парагенетической связи между потоками, сформировавшими эти два родственных типа перекрывающих дно отложений.

До сих пор турбидиты, обнаруженные на дне Южного океана, Алеутского залива, Северной Атлантики, связывались с деятельностью мутьевых потоков вообще без указания их природы. Опираясь на изложенную в данной работе информацию, автор предлагает специальное название для турбидитов исследуемого региона дна океана — «ледниково-мутьевые отложения», тем самым подчеркивая их парагенетическую связь с водно-ледниковыми отложениями гляциальных и перигляциальных шельфов. Ледниково-мутьевые отложения абиссали во многом сходны с уже охарактеризованными в предыдущей главе ледниково-мутьевыми отложениями на дне желобов шельфа. В этой связи потоки, создавшие ледниково-мутьевые отложения (турбидиты), следует именовать ледниково-мутьевыми потоками. Ледниково-мутьевые и ледниково-морские осадки материкового склона, материкового подножия и абиссальных равнин, имеющие в принципе единую природу, обусловленную покровным оледенением, можно объединить одним понятием — «перигляциально-морские отложения».

В отличие от морского перигляциала, наблюдающегося на гляциальных шельфах в конце дегляциации, океанический перигляциал был характерен для поверхности

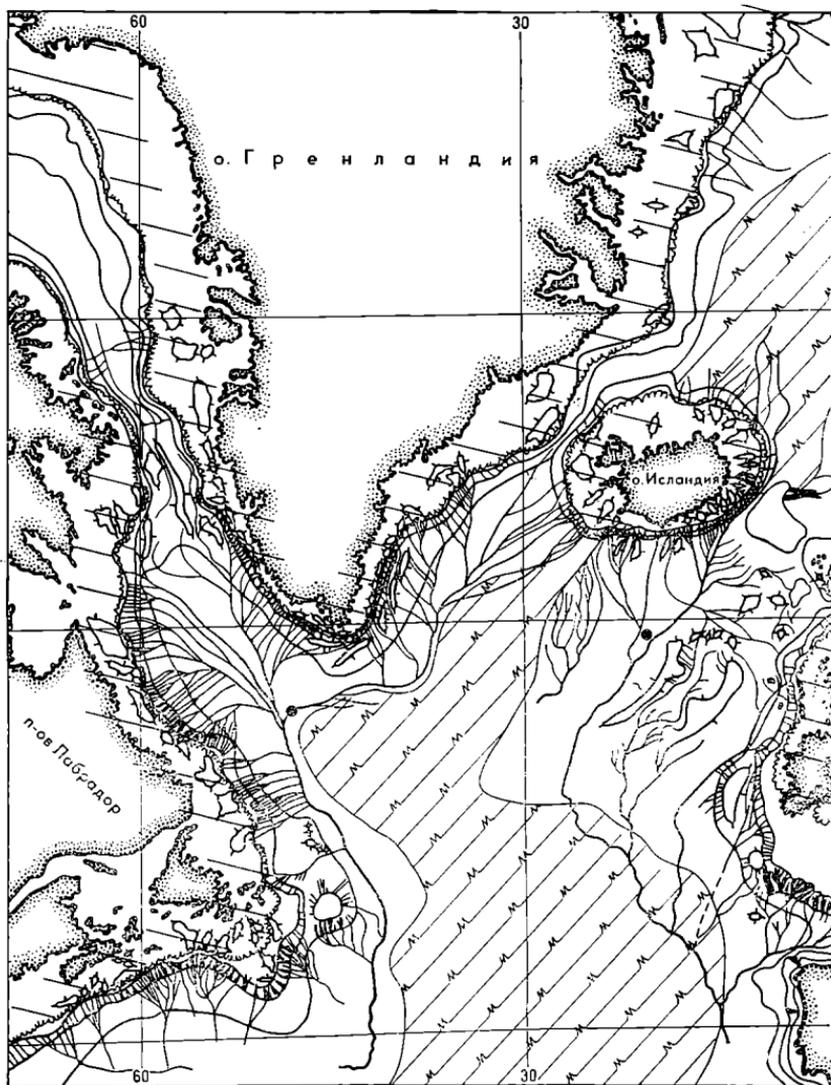
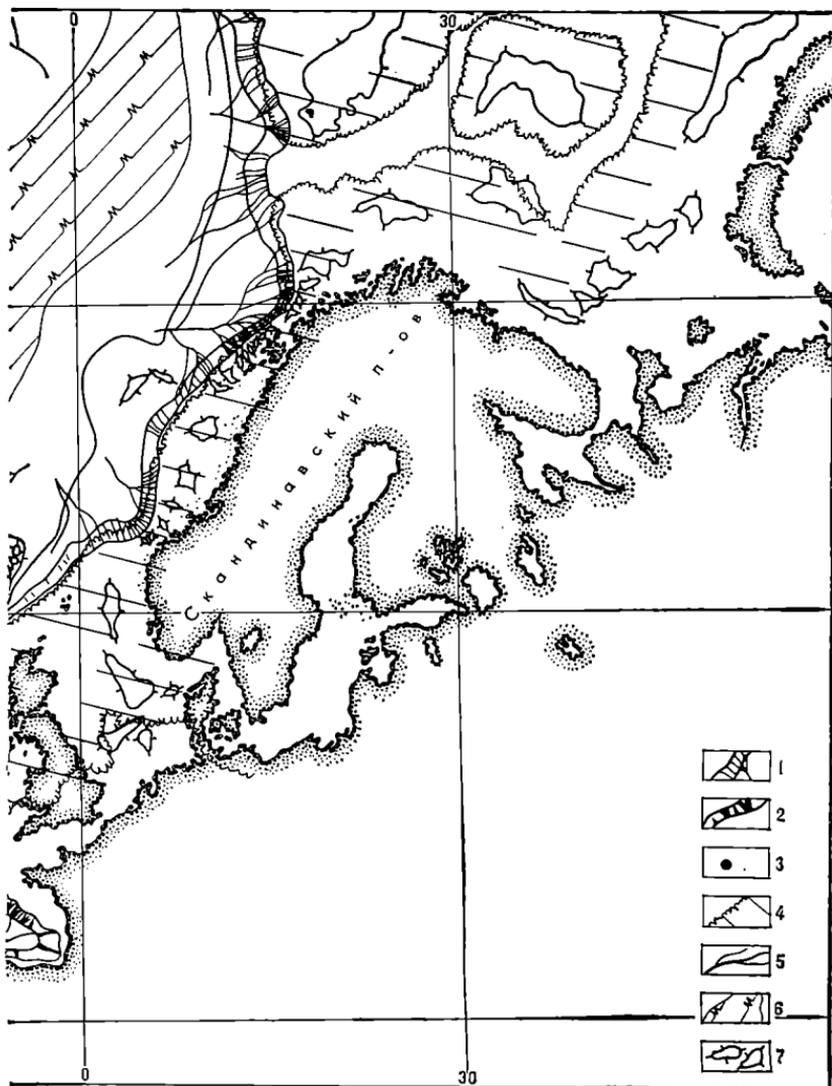


Рис. 31. Распространение подводных долин в перигляциально-океаническом поясе.

1 — подводные ущелья и подводные овраги; 2 — подводные каньоны; 3 — станция бурения дна океана; 4 — древние ледниковые покровы; 5 — абиссальные каналы; 6 — зона срединно-океанического хребта; 7 — крупные возвышенности и плато



океана за пределами шельфа. Он возник во время максимального развития покровного оледенения и начала дегляциации, когда мощные водно-ледниковые потоки порождали в верхней части материкового склона ледниковомутьевые потоки.

Под океаническим перигляциалом в широком смысле автор подразумевает все многообразие физико-географи-

ческих явлений и процессов, развивающихся в полярных и умеренных широтах океана под влиянием древних ледниковых покровов шельфа. Образно говоря, перед нами предстают своеобразные аналоги природы тундры материков. Для перигляциальных условий в океане в стадии развития материкового оледенения характерно разное охлаждение поверхностного слоя, в стадии дегляциации — опреснение этого слоя. Следы таяния Лаврентьевского ледникового покрова запечатлены в глубоководных грунтовых разрезах Мексиканского залива. Интенсивное поступление пресных талых вод в Мексиканский залив привело к обогащению позднеледниковых (15—12 тыс. лет назад) осадков легким изотопом кислорода. Все эти явления сейчас можно наблюдать в Южном океане за пределами границ шельфа Антарктиды.

Следует еще раз подчеркнуть, что изучение многогранной проблемы «океанический перигляциал» заключается в исследовании явлений и процессов, протекающих в водной толще и на поверхности дна океана за пределами ледниковых покровов и связанных с последними причинами, пространственными и временными связями. Такая постановка проблемы позволяет по-новому подойти к систематизации и обобщению геологических и экологических материалов. В целом открываются новые возможности для более полной и всеобъемлющей реконструкции ледников и палеогеографии плейстоцена, восстановления среды обитания и биологической продуктивности Мирового океана в условиях «зим» нашей планеты.

5.2. «Речные» долины под водами океана

Подводные долины открытого океана привлекают, пожалуй, особое внимание всех исследователей океанических глубин. Им посвящена обширная литература. Сейчас выясняется, что подводные долины на материковом склоне и материковом подножии оказываются не столь редкими образованиями океанического дна, как это обычно считали. До недавнего времени вообще господствовало представление о решающей роли эндогенных факторов в происхождении подводных долин. Одной из причин этого являлась, конечно, недостаточная изученность подводных долин, но, с другой стороны, этому способствовала и неопределенность термина «подводный каньон», который применялся для обозначения всех долинообразных форм

рельефа за пределами шельфов. Накопившийся к настоящему моменту значительный фактический материал по геоморфологическому строению дна дал возможность провести классификацию подводных долин и существенно уточнить, насколько велика роль экзогенных факторов в их развитии (Шепард, Дилл, 1972; Леонтьев, Сафьянов, 1973; Леонтьев, 1979).

Как уже было сказано, многие важные вопросы строения, распространения и происхождения подводных долин стали проявляться в 70—80-х годах. В частности, были изучены связи глубоководных долин в пределах континентальной окраины с абиссалью, время заложения и степень обусловленности долинного расчленения геологическим строением дна, природа экзогенных факторов формирования долин, причина хорошей сохранности отрицательных форм в топографии дна океана. Однако изученность подводных долин различного типа в Мировом океане остается еще крайне неравномерной.

За последнее время исключительно густое долинное расчленение было выявлено в перигляциально-океаническом поясе, охватывающем в Северной Атлантике, Норвежско-Гренландском бассейне, Южном океане поверхность дна вне шельфов (Матишов, 1975, 1980, 1981; Волокитина, 1977; Vanney, Johnson, 1979). Изучение глубоководного долинного рельефа, включавшее детальное картирование дна, анализ геологического строения подводных долин, их поперечного и продольного профиля, соотношения глубин вреза долин, рисунка их сети в плане позволили нам разработать классификацию подводных долин материкового склона, материкового подножия и абиссальных равнин (рис. 32). Приведем ниже подробную характеристику основных типов океанических подводных долин.

Имеющийся в нашем распоряжении большой фактический материал позволил провести классификацию всех подводных долин на континентальной окраине, подразделив их на три основных типа: подводные каньоны, подводные ущелья и подводные овраги (Матишов, 1975, 1979, 1980, 1982). Каждый тип подводных долин, как правило, образует густые системы из 10—50 однородных врезов, повторяющихся на поверхности материкового склона. На материковом подножии и абиссальных равнинах, примыкающих к антарктической, североамериканской и европейской континентальным окраинам, получил развитие только один тип подводных долин, именуемый автором

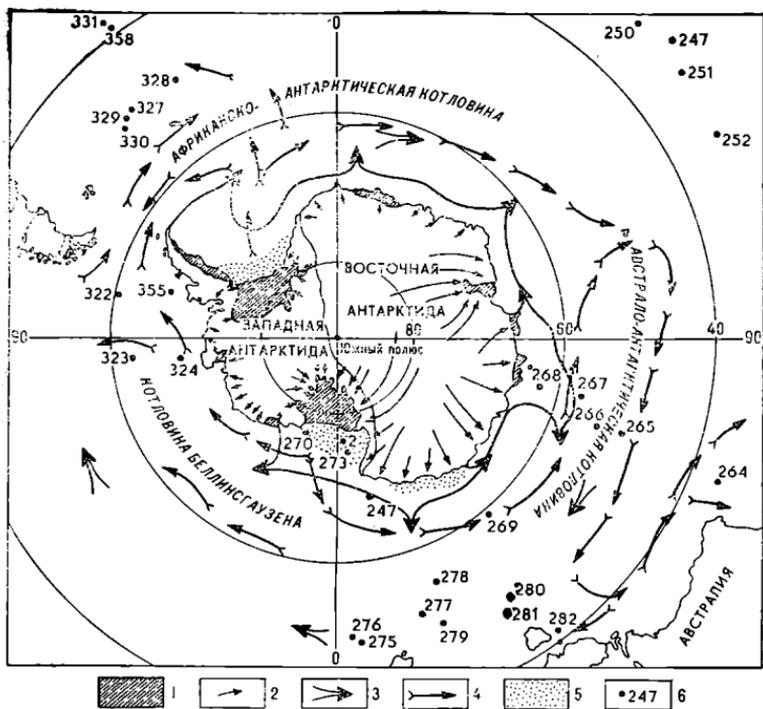


Рис. 32. Схема направлений ледового стока с материка и основных направлений Антарктических течений (Волокитина и др.). 1 — шельфовые ледники; 2 — основные направления движения льда; 3 — направление дрейфа айсбергов; 4 — направление течений; 5 — основные области формирования Антарктических течений; 6 — скважины и их номера б/с «Гломар Челленджер»

абиссальными каналами. Все каналы расположены на продолжении подводных каньонов и ущелий материкового склона. Подобные долинные образования дна Мирового океана О. К. Леонтьев (1979) называет более общим термином — «абиссальные долины». В литературе иногда долины абиссальных равнин трактуются как срединно-океанические каньоны, но в данном случае применение термина «каньон» с геоморфологической точки зрения необоснованно.

Подводные каньоны — самые крупные подводные долины, расчленивающие материковый склон (рис. 33). В пределах континентальной окраины только они сравнимы с горным типом долин материков. Подводные каньоны отличаются в первую очередь очень большой относительной

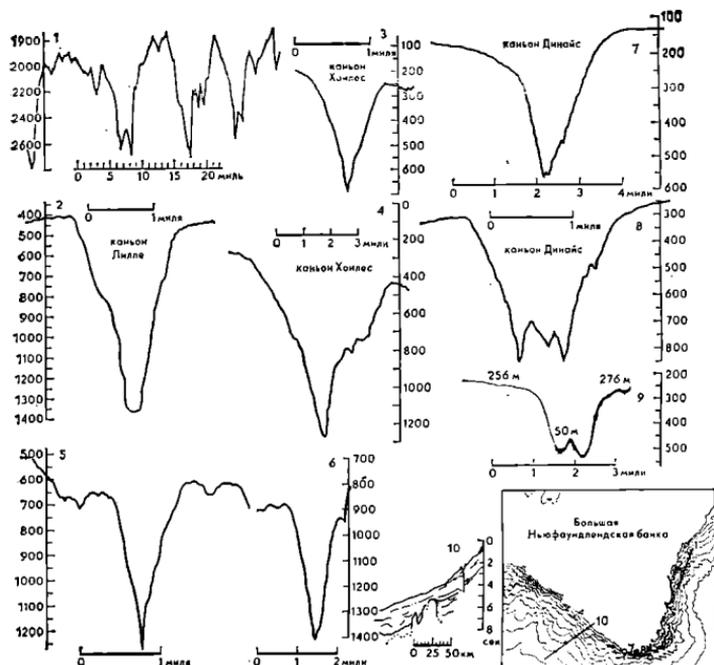


Рис. 33. Подводные каньоны, пересекающие материковый склон в районе Большой Ньюфаундлендской банки

глубиной, равной 0,7—2,5 км, при ширине 2—10 км и длине 40—80 км. Склоны таких долин обычно достигают крутизны 10—40°, довольно часто наблюдаются почти отвесные и нависающие борта. В верхней части материкового склона подводные каньоны, как правило, резко углубляются и приобретают в поперечном сечении форму теснин, ущелий. Дно подводных каньонов в основном относительно узкое (0,4—4,0 км). Географическое положение морских каньонов установлено вполне определенно. Они распространены на уступах материкового склона Антарктиды в районах Земли Уилкса, морей Беллинсгаузена, Амундсена, Дейвиса, в Северной Атлантике в районах Северо-Западной Норвегии, Западной Франции, Южной Гренландии, Новой Шотландии, Большой Ньюфаундлендской банки, северо-восточных берегов США. В настоящее время больше всего подводных каньонов закартировано на материковом склоне вдоль Южной Гренландии. Их здесь около 100 (Матишов, 1975).

Североатлантические и антарктические подводные каньоны начинаются в виде узких ложбин и рытвин на краю внешнего шельфа на глубинах 60—400 м и реже в самой верхней части материкового склона, где они иногда имеют несколько вершин. Очень часто верховья подводных каньонов протяженностью 40—50 км врезаются в поверхность структурных плато и моноклиналиных возвышенностей, многие из них имеют прямую связь с поперечными желобами и каналами стока на шельфе. В пределах крутой верхней части материкового склона отмечается несколько разновидностей подводных каньонов. Среди них различаются теснины с отвесными склонами, каньоны с узкими (0,5 км) ступенями на бортах километровой высоты, отдельные долины-грабены с относительно широким дном. В сторону устья все подводные каньоны постепенно приобретают форму широких (15—30 км) корытообразных и ящикообразных долин, заполненных 100—300-метровой толщиной четвертичных отложений. На плоской поверхности дна долин резко выделяются узкие, глубокие (100—200 м) врезы типа русловых каналов. Собственно, эти врезы и являются началом абиссальных каналов, прорезающих конусы выноса подводных каньонов на материковом подножии.

Анализ материалов геоморфологических исследований позволяет сделать вывод о закономерной приуроченности подводных каньонов к крутым сбросовым и структурным уступам материкового склона. Вполне очевидна предопределенность крупных черт строения и местоположения каньонов структурно-тектоническими факторами. Все подводные каньоны по отношению к простиранию геологических элементов поверхности дна являются поперечными формами рельефа, приспособившимися к древним синклиналильным и грабенообразным структурам, трещинам, расколам, сбросам и другим тектоническим нарушениям материкового склона. Для примера приведем морфоструктурный план нескольких подводных каньонов. Так, каньон Капбретон наследует раннепалеогеновую синклиналильную структуру на континентальной окраине Бискайского залива, каньоны Байрон и Геррисон обусловлены тектоническими депрессиями в зоне так называемого Гренвиллского фронта на окраине Канадского щита. Самые крупные в мире каньоны Берингова моря представляют собой крупные тектонические депрессии, заложившиеся еще в мезозое и испытавшие затем сложное развитие, включавшее опускания, заполнение мелководными отложениями

и их размыв. Современный извилистый облик, многочисленные притоки каньоны приобрели в результате моделировки эрозионными подводными процессами. В наибольшей степени разломная тектоника проявила себя на самых крутых южногренландских сбросовых уступах, о чем свидетельствуют выходы кристаллических и метаморфических пород фундамента в бортах глубоких (2,0—2,5 км) подводных каньонов Юлианехоб, Тигссалик, Саркамиут. Как правило, североатлантические подводные каньоны прорезают моноклинально и субгоризонтально залегающие палеогеновые и неогеновые осадочные пласты, а в ряде случаев они врезаются в более древние меловые и юрские породы. Например, в обрывистых бортах каньона Галли (Новая Шотландия) на глубинах 900—2300 м обнажаются пласты аргиллитов, алевролитов, песчаников и других осадочных пород третичного и мелового возрастов (Marlowe, 1969).

Особую группу образуют отдельные широкие (20—60 км) ящикообразные и асимметричные долины с относительной глубиной 200—400 м на материковом склоне. Такие долины, судя по геолого-геофизическим данным, тектонически predeterminedены. Типично ящикообразной следует считать крупную долину Персея в Норвежском море, вдающуюся на 40 км в баренцевоморский шельф. Она, вероятно, представляет собой грабенообразную структуру, ограниченную разломами северо-восточного простирания и заполненную рыхлыми осадками.

Необычна форма каньона не эрозионного происхождения у одного из наиболее глубоких в мире (глубже 4 км) — Большого Багамского каньона в районе Багамской банки. В верховьях этого каньона отсутствует достаточно мощный для образования формы такого размера источник твердого материала. По данным подводных исследований, борта каньона высотой более 3 км сложены мелководными карбонатными породами. Предполагается, что образование каньона происходило в процессе медленного опускания дна и постепенного надстраивания его стенок в результате рифообразования, накопления мелководных осадков и их литификации. Мутьевые потоки и подводные течения периодически «прочищали» ложе углубляющегося каньона и предотвращали аккумуляцию в нем (Шепард, 1976). Следует заметить, что подобное явление — углубление каньона не в результате эрозии, а за счет аккумулятивного надстраивания межканьонных пространств — достаточно распространено на наклонных рав-

нинах материкового склона. Впервые оно обнаружено еще в 1964 г. при исследовании каньонов Океанограф, Джилберт и Лидония в районе банки Джорджес-Банк, а позднее — в районе каньонов Норфолк и Уилмингтон.

Таким образом, бесспорно, что морфоструктурный контроль является важнейшим фактором заложения и развития подводных каньонов. Как справедливо отмечает А. В. Ильин, К. Эмери, Л. Кинг, Д. Каррей, А. Лаутон и другие, возникновение каньонов материкового склона было связано с общим процессом мезо-кайнозойского формирования фронтальной части осадочного чехла континентальной окраины. По всей видимости, заложение подводных каньонов Гудзон, Балтимор, Касон, Шемрок, Капбретон, Хестдьюпет произошло в самый интенсивный и продолжительный эрозионно-тектонический цикл в конце мела — начале палеогена. Этот цикл характеризовался, как было показано во 2-й главе, восходящими движениями континентальной окраины, субаэральной денудацией шельфа и сопряженной с ними линейной эрозией тектонических нарушений на материковом склоне. Не менее сильная эрозия поверхности осадочного чехла континентальной окраины протекала в плиоцене. Так, раннеплиоценовая эрозия в каньонах Океанограф, Гильберта, Лидония, врезанных в банку Джорджес-Банк, достигала верхнемеловых пород. Мутьевые потоки выступали главным фактором эрозии в каньонах. Однако вряд ли они коренным образом перестроили дочетвертичное расчленение материкового склона.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что подводные каньоны имеют эрозионно-тектоническое происхождение. К группе форм полностью или преимущественно подводно-эрозионного происхождения надо прежде всего отнести подводные овраги и ущелья, небольшие формы, врезанные обычно в рыхлые или слабоконсолидированные отложения. Переходя к рассмотрению строения подводных ущелий, необходимо отметить, что подводные ущелья следует считать наиболее характерными и широко распространенными формами расчленения материкового склона Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, Берингова моря и Южного океана. Как правило, они прорезают моноклинально-пластовые и пологие структурные склоны (рис. 34) в районах Лофотен, Медвежьего, Британских островов, Западной и Юго-Восточной Гренландии (например, между банками Мёстинг и Ангмагссалик), Северного и Южного Лабрадо-

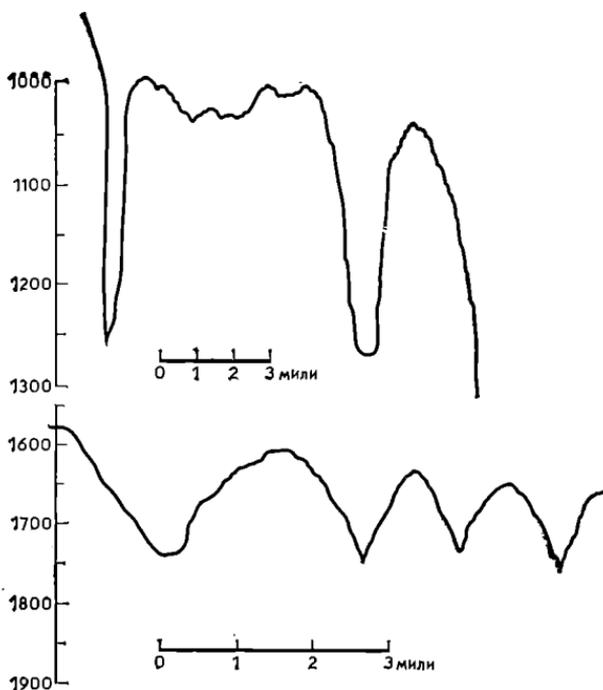


Рис. 34. Подводные ущелья на лабдорском материковом склоне

ра, Гудзонова пролива, Новой Шотландии (вдоль банок Эмеральд и Ла-Хав), на островном склоне Исландии, юго-западном и восточном склонах Большой Ньюфаундлендской банки. Ущелья прорезают также склоны Флеминг-Кап, плато Роколл и Хаттон.

Если посмотреть в целом на все океаны, то распространение подводных ущелий окажется по сравнению с подводными каньонами гораздо более впечатляющим и обширным. Подводные ущелья в отличие от подводных каньонов имеют на порядок меньшие размеры и иное геоморфологическое строение. Обычно развитые густой сетью (по 10—60 врезов) подводные ущелья представляют собой относительно неглубокие долины. Глубина вреза изменяется от 100 до 300 м (в среднем 150—200 м), ширина — от 0,5 до 2,5 км. По характеру поперечного профиля подводные ущелья подразделяются на щели, ущелья, ящикообразные, V- и U-образные долины. Они хоро-

шо изучены, например на материковом склоне в районах Гудзонова пролива, Юго-Восточной Исландии, Юго-Западной Ирландии. Верховья большинства подводных ущелий врезаются на 2—15 км в край шельфа на глубинах 150—500 м.

Вниз по уклону материкового склона крутизна бортов подводных ущелий уменьшается (от 7—15 до 2—3°). В заполненное четвертичными отложениями плоское дно долины врезаются узкие русловые каналы, прослеживающиеся в пределах конусов выноса на материковом подножии. На пологих междолиньных возвышенностях выделяются крупные прирусловые валы шириной 100—800 м и высотой 10—60 м. В целом для «водоразделов», судя по материалам сейсмопрофилирования и грунтовых колонок, типично чередование горизонтальных и косослоистых четвертичных толщ. Такое строение свидетельствует о сложном многократном надстраивании междолиньных возвышенностей во время разливов мутьевых потоков и в результате деятельности постоянных донных течений. Для позднего плейстоцена отмечается до 7—8 фаз врезания русла и формирования террас, обусловленных притоком с шельфа талых ледниковых вод.

Анализ новейших геологических данных позволяет сделать вывод о том, что подводные ущелья являются крупными долинами, которые врезаются в неогеновые и местами в палеогеновые осадочные пласты и вытянуты в соответствии с их наклоном. Лишь у основания материкового склона эти долины выработаны в четвертичных стратифицированных толщах. Рисунок и густота сети подводных ущелий во многих случаях, очевидно, контролируются структурно-литологическими особенностями морского дна. В этой связи следует указать на такие факторы, как трещиноватость неогеновых пород, чередование относительно твердых пластов известняков и песчаников и менее прочных глинистых сланцев. Такое строение, например, имеют подводные ущелья материкового склона в районах Британских островов и Ньюфаундленда (Stride et al., 1969). Междолиньные возвышенности сложены стратифицированной толщей осадков со многими несогласиями, которые напоминают эрозионные поверхности. Следовательно, подводные ущелья по своей природе являются структурно-эрозионными образованиями.

О существовании подводных оврагов на материковом склоне стало известно сравнительно недавно после того, как были применены прецезионные эхолоты и локаторы

бокового обзора для изучения морфологии дна. К подводным оврагам относятся мелкие ложбинообразные и корытообразные формы, расчленяющие пологие аккумулятивные материковые склоны на глубинах от 250—500 до 1200—2500 м. В отличие от других типов подводных долин подводные овраги имеют очень малую глубину вреза (15—80 м), небольшую ширину (от 0,2 до 3,0 км) и незначительную протяженность. Отдельные корытообразные долины, достигающие глубин вреза 90—130 м, обвалованы естественными дамбами высотой 5—15 м. Подводные овраги обычно образуют густую сеть (из 20—80) врезов с веерообразным плановым рисунком, как, например, на баренцегоморском материковом склоне, западногренландском склоне, вдоль банки Товкуссак и желоба Суккертоп, в районе Юго-Западной Норвегии (см. рис. 16, 23, 27).

Самое важное, пожалуй, то, что все подводные овраги выработаны в покрове рыхлых четвертичных отложений, который утолщается вниз по склону от 50 до 100—200 и 400 м. Сложены конусы выноса преимущественно плохо сортированными гравелстыми песками и гравелитами. В дистальном направлении эти грубообломочные отложения сменяются разнозернистыми кварцевыми песками, переходящими в пределах изобат 800—1100 м в алевритовые осадки. Все известные на материковом склоне крупные дельтоподобные образования закономерно прилегают к фронту ледниковых потоков, находившихся в крупных желобах Кабота, Авалонском, Гудзоновом, Диско, Кангердлугссуаке, Зюйдкапском, Медвежинском и др.

Все эти данные указывают на то, что мощные четвертичные покровы на материковом склоне представляют собой крупные флювиогляциальные дельты, а пересекающие их поверхность овраги и рытвины являются каналами стока ледниково-мутьевых потоков. Наряду с топографически выраженными подводными оврагами имеется много мелких погребенных врезов. В целом подводные овраги по строению сходны с оврагами на подводном откосе древних флювиальных дельт, таких, как Миссисипи, Амазонка, Конго (Шепард, Дилл, 1972; Шепард, 1976; Damuth, Kumar, 1975).

В океанах, как и на суше, существует тесная связь склоновых процессов с процессами линейной эрозии, но ее характер иной. Главное отличие, по-видимому, заключено в отсутствии четко выраженной обратной связи. При постоянстве внешних условий врезание эрозионной формы на суше вызывает увеличение длины склонов и ко-

личества обломочного материала, поступающего в русло, что приводит к замедлению эрозии (превращению оврага в балку). В подводных же каньонах, как правило, поступление сползшего, особенно крупнозернистого и грубого, материала лишь стимулирует развитие эрозии. Захоронение каньонов обычно связано с потерей источника обломочного материала и накоплением тонких осадков. Так, на расчлененном каньонами континентальном склоне Новой Шотландии эрозия происходит лишь в одном из них — Галли, в верховья которого постоянно поступают флювиогляциальные пески из района острова Сейбл. Другие каньоны неактивны и выстланы плащом молодых осадков.

Среди линейных элементов в рельефе ложа океана наиболее масштабными являются системы абиссальных каналов. В результате детального эхолотирования и сейсмопрофилирования дна такие глубоководные каналы обнаружены и обследованы практически на всех абиссальных равнинах и материковых подножиях Мирового океана. Вместе с тем наиболее густая и сложная их сеть характерна для ложа океана в полярных и умеренных широтах. В частности, в Северо-Западной и Северо-Восточной Атлантике, Норвежско-Гренландском бассейне, по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта, получили развитие несколько самостоятельных древовидных систем абиссальных каналов, в совокупности достигающих протяженности 240 тыс. км.

Детальный анализ морфологии дна показал, что абиссальные каналы — это часть разветвленной русловой системы глубоководного дна, состоящей по меньшей мере из трех звеньев (Матяшов, 1980а, 1982). Начальное звено — абиссальные каналы материкового подножия, служащие продолжением русел ледниково-мутьевых потоков каньонов и долин материкового склона. В Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне число этих каналов составляет несколько сот, длина достигает 250—300 км и более. Сливаясь, каналы образуют второе звено системы — магистральные каналы Имарссуак, Фюллас, Гудзон, Саглик, Рокколл и др. Число их значительно меньше — первые десятки, а длина иногда превышает 1,5—2,0 тыс. км. Лишь при слиянии магистральных каналов образуется третье звено системы — главные абиссальные каналы длиной в несколько тысяч километров.

Все эти формы обладают общими чертами морфологии и строения (рис. 35). Главные из них — корытообраз-

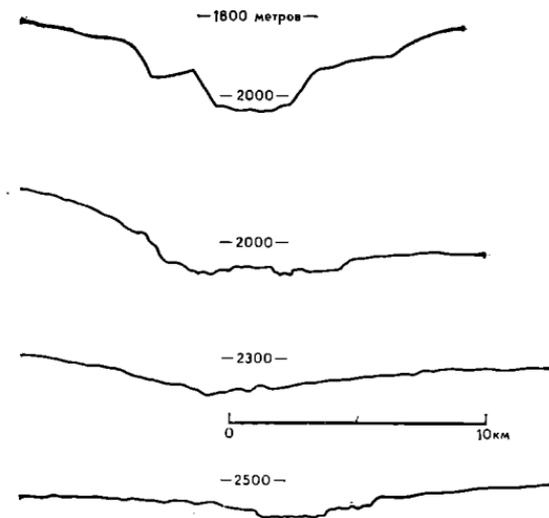


Рис. 35. Строение абиссальных каналов дна океана в районе Юго-Восточной Гренландии (Johnson et al., 1975)

ный профиль с крутыми (до 10°) бортами (иногда с террасами) со следами эрозии и плоским дном, наличие прирусловых валов высотой до 50 м, извилистое меандрирующее русло, которое при встрече с орографическими преградами (в виде выступов скального фундамента) обгибает их, образуя излучины — точно так же, как это свойственно рекам суши. Дно канала под покровом голоценовых илов мощностью до 1 м сложено песками, крупность которых убывает вниз по течению. Как показало глубокочувствительное бурение, вблизи каналов мощность плиоцен-четвертичных осадков достигает 300—500 м, т. е. скорости осадконакопления здесь были в 3—5 раз выше, чем на прилегающих абиссальных равнинах. Осадки эти отложены в основном ледниково-мутьевыми потоками, о чем свидетельствует характерная градационная слоистость.

Магистральные абиссальные каналы, несмотря на большую протяженность, характеризуются односторонним приемом притоков (от 3—6 до 40) со стороны континентальной окраины. Так, например, магистральный абиссальный канал Гаусс на протяжении 700 км принимает в себя в виде притоков несколько десятков узких абиссальных каналов, тянущихся со стороны южногренланд-

ской континентальной окраины. При слиянии примерно 40 абиссальных каналов на глубинах 2000—3000 м образуется крупный магистральный канал Дамшаф, который устремлен к Лофотенской абиссальной равнине Норвежского моря. В морфологическом отношении магистральные каналы представляют собой ящикообразные долины с относительно высокими (50—250 м), обрывистыми бортами. Среди особенностей строения этих долин необходимо отметить асимметричный поперечный профиль, крутизну правого (западного) склона, извилистость очертаний, очень малый уклон продольного профиля, уменьшающийся вниз по течению от 10 до 1. По широкому (2—10 км) плоскому дну каналов тянутся прирусловые вали, особенно массивные с западной стороны.

Достаточно детальное эхолотирование и сейсмопрофиллирование дна позволили проследить на равнинах ложа океана многочисленные абиссальные каналы, которые в литературе получили название срединно-океанических каналов (Хейзен и др., 1962; Матишов, 1975). Для примера отметим крупные абиссальные каналы Сервейер, Маклая, Хорайзм в северо-восточной части Тихого океана, глубоководный канал Неквы в северо-западной котловине Тихого океана, абиссальный канал Бенгальского конуса выноса. Однако самые известные — это срединно-океанические каналы Лабрадорский (Хейзена) и Мори, расположенные в северо-западной и северо-восточной частях Атлантического океана. Эти два канала являются главными звеньями древовидных систем, а их притоками второго и первого порядков служат описанные выше магистральные абиссальные и собственно абиссальные каналы.

Сложная система притоков срединно-океанического Лабрадорского канала, протянувшегося от материкового склона в районе Гудзонова пролива до абиссальной равнины Сом, включает в себя 20 крупных магистральных каналов и более 250 абиссальных каналов, связанных с подводными долинами материкового склона. По существу бассейном питания этой огромной долинной системы была континентальная окраина Восточной Канады, Южной Гренландии и Юго-Западной Исландии. Систему притоков канала Мори, берущего начало от подводных ущелий островного склона Юго-Восточной Исландии и простирающегося до 5400-метровой изобаты на Иберийской абиссальной равнине, образуют 15 магистральных каналов и более 100 абиссальных каналов материкового подножия Северо-Восточной Атлантики.

По масштабу проявления срединно-океанические каналы следует считать крупнейшими линейными экзогенными образованиями на поверхности океанического дна. Среди особенностей их строения необходимо отметить протяженность на несколько тысяч километров, четкую морфологическую выраженность (ящикообразные долины с прирусловыми валами), обрывистость бортов и в отдельных случаях их террасированность, наличие крупных меандр с радиусом порядка 50—200 км, асимметрию поперечного профиля — западный борт обычно круче и выше (на 20—90 м) восточного, очень малый уклон продольного профиля (от 1 : 800 до 1 : 2250), расширение (от 5 до 15 км) и уменьшение относительной глубины (от 250 до 30—50 м) вниз по течению, нахождение меандрирующего тальвега на 4—10 м глубже, чем остальная выровненная поверхность дна каналов. Мутьевые потоки образовали в нескольких местах промоины в бортах меандр.

При пересечении зон трансформных разломов, например Фарваль, Гибса, а также щелей подводных гор (Ньюфаундлендских, Роколлских) срединно-океанические каналы резко изгибаются. Самый крупный магистральный канал, Имарссуак, часто вынужденно меандрирует вдоль погребенных флангов хребтов Рейкьяпес и Рэн, в частности при огибании южногренландской континентальной окраины, когда канал использует для своего пути погребенную рифтовую долину хребта Рэн. Как правило, там, где сильно развиты излучины, например у Лабрадорского канала между 53—55° с. ш., отмечается уменьшение глубины вреза каналов до 25—60 м.

О развитии рельефа подводных долин материкового склона и абиссали под воздействием ледниково-мутьевых потоков наряду с вышеизложенной геоморфологической характеристикой свидетельствуют также литологические данные. В основном это данные о турбидитах или ледниково-мутьевых отложениях, полученные при глубоководном бурении дна и отборе грунтовых колонок длиной 5—15 м по трассам абиссальных каналов, а также со дна подводных каньонов и подводных ущелий, питающих указанные каналы. Градационная слоистость — характерная черта текстуры турбидитов, в которых выработаны каналы.

Среди многих литологических особенностей строения новейших отложений подводных долин, пожалуй, наиболее характерным является то, что песчаные осадки повсеместно выполняют их русла. В отложениях дна норвеж-

ского подводного каньона Хестдьюпет, в североатлантических подводных каньонах и связанных с ними абиссальных каналах Капферрет, Капбретон, Гасконь, Блекмад, Гудзон, Хаттерас, Балтимор, Вашингтон, Норфолк, Гидрограф, Галли, Юлианехоб и многих других были изучены терригенные пески с примесью гравия, гальки, глинистых частиц (до 3—8%), мелководных органических остатков. Во вскрытых плейстоценовых разрезах отмечено от 3 до 10 песчаных пластов, мощность которых колеблется от десятков сантиметров до десятков метров, составляя в среднем от 0,4 до 2—4 м. В колонках со дна абиссального канала Гудзон обнаружены 6-метровые прослой мелкого и среднего кварцевого песка, относящиеся к одному градационному циклу турбидитов (Ericson et al., 1961). Песчаные пласты чередуются с не менее мощными алевритоглинистыми слоями. Верхний, относительно молодой по возрасту пласт песков обычно перекрывается современными пелагическими илами мощностью 0,3—1,0 м.

Массивные междолинные возвышенности, намывные «водоразделы» и прирусловые валы абиссальных каналов сложены в основном переслаивающимися алевритовыми и глинистыми осадками ледниково-мутьевых потоков. Текстура этих отложений относится к параллельному, линзовидному, волнистому типам слоистости. Встречается также ленточная слоистость, выражающаяся в чередовании терригенных и органогенных глин или чередовании прослоев алевритового и глинистого состава. Среди алевритов и глин, слагающих естественные дамбы, часто встречаются тонкие прослой и гнезда крупнозернистого песка. Эти пески однородны с кварцевыми песками, покрывающими дно абиссальных каналов. Охарактеризованное строение осадочного разреза свидетельствует о периодическом изменении концентрации суспензии в мутевом потоке.

Итак, в морфологии материкового склона, материкового подножия, абиссальных равнин, входящих в перигляциально-океанический пояс, выявлено исключительно сложное долинное расчленение дна. Классификация подводных долин Северной Атлантики, Северного Ледовитого и Южного океанов, их строение и распространение, охарактеризованные в данном разделе, наглядно свидетельствуют о различной степени и форме проявления в топографии материкового склона и абиссальных равнин экзогенных факторов рельефообразования. Важнейшими из них представляются ледниково-мутьевые потоки.

Стекая в абиссаль по подводным долинам материкового склона, мутьевые потоки переместили с огромной территории Антарктиды, Северной Америки, Европы, Гренландии в океан громадное количество терригенных осадков. В результате в течение ледникового периода на материковом подножии и абиссальных равнинах возникли обширные аккумулятивные покровы, в основном в виде конусов выноса, пересеченные абиссальными каналами эрозионного происхождения. Близкие по масштабам формы обнаружены и в других районах океана, где на дно поступает много осадочного материала. Механизм образования этих форм в разных районах одинаков. Ледниково-мутьевые потоки обусловили унаследованную эволюцию подводных каньонов и подводных ущелий на месте дочетвертичного расчленения дна, а также создали новую эрозионную сеть в виде подводных оврагов. Совершенно очевидно, что развитие рельефа подводных долин было связано с мощными потоками, которые получали свое питание за счет талых ледниковых вод в эпохи оледенений и дегляциации.

5.3. Ледниково-мутьевые потоки

В общей проблеме эволюции природной среды во время древних оледенений весьма важным является вопрос о ледниковых процессах, преобразовавших облик земной поверхности. Если нетрудно представить ледниковые процессы, протекавшие на гляциальных и перигляциальных шельфах, то вообразить природу подводных разрушительных процессов, протекавших на больших глубинах дна океана, оказалось значительно сложнее. К числу самых загадочных явлений всегда относились суспензионные, или мутьевые, потоки, возникавшие в зоне материкового склона Мирового океана. Ведь по существу нужно было вообразить что-то похожее на подводную реку, текущую по дну океана.

Следует напомнить, что впервые мутьевые потоки как явления, формирующие глубоководные равнины, были обнаружены в европейских озерах и фьордах. Затем с ними стали сталкиваться при прокладке морских телеграфных кабелей. Хорошо известен, например, случай разрыва подводных кабелей при землетрясении на окраине Большой Ньюфаундлендской банки в 1929 г. (Хейзен и др., 1962). Но по мере накопления фактического материала стало очевидным, что современные мутьевые потоки — это эпи-

зодические и обычно случайные явления. Напротив, древние мутьевые потоки были следствием деятельности крупномасштабных экзогенных процессов. Как затем оказалось, циклы их развития были синхронны с эрозионными циклами эволюции континентальных шельфов, которые совпадали с эпохами крупных регрессий океана. Несмотря на эти обстоятельства, долгое время причины, возбуждавшие широкое развитие мутьевых потоков, оставались малоизвестными.

Идея о мутьевых потоках, возникавших в четвертичный период при таянии ледниковых покровов и воздействовавших на глубоководную поверхность дна океана, возникла сравнительно недавно. В той или иной мере она высказывалась в трудах М. Юинга, Д. Эриксона, Ф. Кюнепа, Б. Хейзена, Д. Мура, Ф. Шепарда, Р. Пратта, Д. Стенли, А. В. Ильина, Г. Г. Матишова. Согласно представлениям этих исследователей, мутьевой поток — это суспензионный, т. е. насыщенный взвесью, поток большой (1,5—2,2 г/куб. см) плотности, перемещающийся в виде линейного тела вниз по материковому склону под действием силы тяжести.

В предыдущих главах была показана важнейшая роль ледников и материкового оледенения в целом в рельефообразовании и литогенезе на шельфах умеренных и полярных областей океана. Кроме того, появились новые представления о глубоководном долинном расчленении дна океана. Основываясь на этом, нами была существенно дополнена гипотеза о ледниково-мутьевых потоках (Матишов, 1980). В основу гипотезы положена идея о маргетической связи ледниково-мутьевых потоков с мощным стоком талых ледниковых вод, выносивших с шельфа огромную массу взвешенного терригенного материала (рис. 36). Эти процессы, порожденные древним оледенением и проявлявшиеся практически синхронно на обширном пространстве от береговой линии до абиссальных равнин, вызвали в целом колоссальное перемещение обломочного материала с высоких гипсометрических уровней на низкие.

Можно предположить, что степень насыщенности взвесью, илтенсивность, частота и многие другие особенности ледниково-мутьевых потоков определялись прежде всего местоположением на шельфе края Антарктического, Лаврентьевского, Гренландского, Исландского, Британского, Скандинавского, Шпицбергенского, Алеутского ледниковых покровов, режимом их таяния и объемом водо-

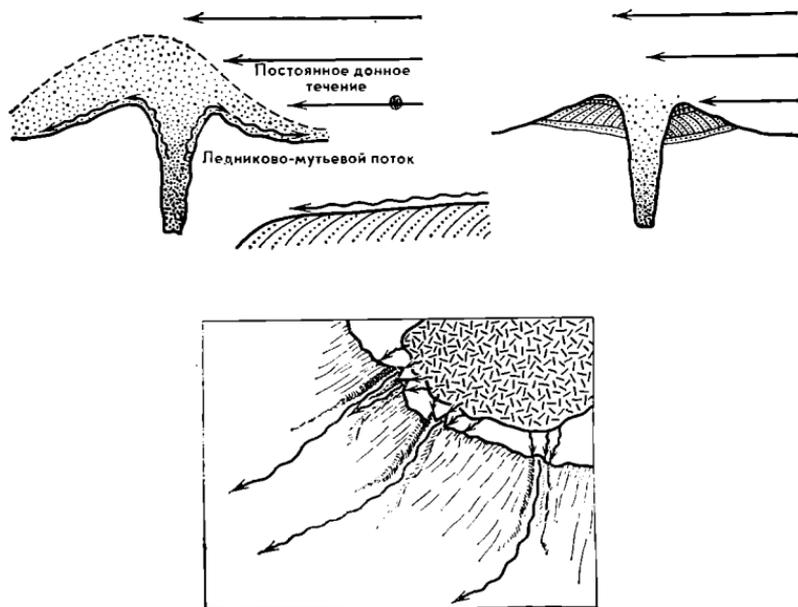


Рис. 36. Вероятный механизм развития ледниково-мутевых потоков в подводных каньонах материкового склона и абиссальных каналах ложа океана (Матишов, 1984)

ледникового стока. Как уже отмечалось, в максимальные стадии развития плейстоценового оледенения фронт европейских и североамериканских ледниковых покровов располагался в зоне материкового склона, вдоль края шельфа, или не доходил до него на несколько десятков километров. Кроме того, некоторые ледниковые покровы продвигались далеко на юг Северной Атлантики, в частности до широт мыса Код в Северной Америке и широт Ла-Манша в Западной Европе. На перигляциальных шельфах в условиях гляциоэвстатического понижения уровня океана на 120 м береговая линия проходила вблизи бровки материкового склона. Следовательно, в ледниковые эпохи зона, пограничная между гляциальными и перигляциальными шельфами, с одной стороны, и материковым склоном — с другой, имела с точки зрения перемещения и накопления обломочного материала такое же значение, как и современная береговая зона.

Рассмотрим теперь особенности питания подводных долин материкового склона за счет талых ледниковых вод. По аналогии с четвертичными речными системами

перигляциальных областей суши можно выделить долины с подледниковым, приледниковым и перигляциальным типами питания.

Подледниковый тип питания был характерен для подводных каньонов и подводных ущелий, расчленяющих узкие континентальные окраины в районах Южной Гренландии, Южной Исландии, Северо-Западной Норвегии, Баффиновой Земли, Центрального Лабрадора. Здесь фронт ледников, перекрывающих шельф, в основном располагался в верхней части материкового склона. Все каналы стока талых ледниковых вод, находящиеся на внешнем шельфе, соединяются с верховьями каньонов и ущелий, поэтому можно полагать, что из-под активных ледников прямо в подводные долины вырывались под большим гидростатическим напором подледниковые потоки талых вод. Не исключено, что во многих случаях верховья подводных долин до изобаты 500 м могли непосредственно подвергаться экзарации.

Приледниковый тип питания, вероятно, был характерен для подводных долин, верховья которых находились в 5—40 км от края ледниковых покровов, растекавшихся по сравнительно широким (150—300 км) гляциальным шельфам. Вблизи бровки таких шельфов обычно затоплены фрагменты древних береговых линий (клифы). К верховьям подводных долин, как правило, приурочиваются устья крупных приледниковых каналов стока талых ледниковых вод. Следовательно, питание осуществлялось в субаэральной обстановке за счет концентрированных водно-ледниковых потоков. Однако это не исключает того, что во многих случаях, например в Медвежьинской, Кабота и других суббатиальных впадинах, большой объем холодных талых вод мог стекать на материковый склон под всплывшими материковыми льдами, т. е. под шельфовыми ледниками.

Перигляциальный тип питания был характерен для большого количества подводных долин, верховья которых связаны с крупными долинами и каналами стока талых ледниковых вод на перигляциальных шельфах. Истоки указанных водно-ледниковых систем, дренировавших обширные песчаные задровые покровы (покровные задры) — Армориканский, Кельтский, Большой Ньюфаундлендский, Новошотландский, Новоанглийский, находились соответственно в Северном и Ирландском морях, на прибрежном шельфе у южного края Ньюфаундлендского и Лаврентьевского ледниковых покровов. Во многих случаях

каналы и долины стока являются погребенными и обнаруживаются по материалам сейсмопрофилирования и бурения дна. Например, погребенные каналы-притоки выявлены у подводных каньонов, врезанных в моноклиральную банку Джорджес-Банк, у каньона Гидрограф (канал стока Грейт-Саут-Чешнел), каньона Гильвинек, врезанного в край армориканского шельфа (Pratt, 1967; Schlee, 1973; Delanoe, Pinot, 1977).

По мере приближения к южным границам перигляциальных шельфов питание подводных долин, вероятно, приобретало смешанный характер за счет флювиогляциальных и флювиальных источников. В качестве примера можно привести те подводные каньоны и ущелья, которые питались за счет наносов таких четвертичных рек, как Гудзон, Лаура, Гаронна и др.

В эпохи древних покровных оледенений и в начале межледниковий твердый сток водно-ледниковых потоков и отчасти айсберговые осадки накапливались в верховьях подводных долин всех типов. По существу верховья подводных долин представляли собой воронки сбора осадков, в которых могли формироваться главным образом флювиогляциальные дельты. Сравнительно быстрое осадконакопление на крутых (до 5—40°) высоких уступах и откосах вызывало нестабильные условия залегания новейших отложений. В силу этого периодическое сезонное увеличение темпов поступления терригенных наносов было главной причиной нарушения равновесия перигляциальных морских осадков и зарождения и схода ледниково-мутевых потоков. Возникновение мутевых потоков на осушавшихся вершинах плато Роколл, Хаттон, Флемпш-Кап могло быть связано с перегрузкой островных склонов большим объемом айсберговых осадков.

Наиболее часто спуски ледниково-мутевых потоков отмечались, по всей вероятности, в самом начале дегляциации, когда сток талых ледниковых вод достигал максимальных объемов. Самый интенсивный их режим мог быть при подледниковом и приледниковом питании подводных долин. Относительно реже ледниково-мутевые потоки функционировали в условиях поступления питания с перигляциальных шельфов. Катастрофические спуски мощных потоков обычно возникали при прорывах многочисленных подпрудных ледниковых озер, а также во время вулканических извержений под древними ледниковыми покровами исландского и ян-майенского шельфов. Можно предположить, что деятельность ледниково-

мутевых потоков в Южном океане, Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне имела в большинстве случаев более или менее постоянный квазистационарный характер с определенным сезонным колебанием режима.

Анализ сейсмических профилей и материала бурения свидетельствует о возможности синхронного врезания подводных каньонов, ущелий и оврагов и проградации края шельфа, осадконакопления на водораздельных пространствах. О том, что по непрерывной системе «подводный каньон — абиссальный канал» происходила активная транспортировка терригенных осадков на большие (4—5 км) глубины дна океана именно с гляциальных шельфов, можно судить по особенностям гранулометрического и минерального составов песков. Вниз по течению системы «подводный каньон — абиссальный канал» преимущественно слабо сортированные крупнозернистые кварцевые пески с галькой и гравелистые пески постепенно сменяются более или менее хорошо сортированными и окатанными средне- и мелкозернистыми кварцевыми песками с меньшим количеством гравия. Сравнение минералогического состава песков (кварц, полевой шпат) со дна абиссальных каналов и подводных каньонов к востоку от берегов США и в районе Новой Шотландии показало их полное соответствие составу кристаллических пород Аппалачей, верхнечетвертичных песков в долинах рек Гудзон, Делавэр, Саскуэханна и задровым пескам шельфа. Река Гудзон имеет прямое соединение с одноименным подводным каньоном по полупогребенной на шельфе долине. Изучение глинистых минералов из 10-метрового разреза турбидитов на материковом подножии и абиссали к югу от Большой Ньюфаундлендской банки позволило установить три ассоциации глин (Piper, Slatt, 1977): красноцветные турбидиты, обогащенные каолинитом, перенесенные из залива Св. Лаврентия; песчанистые турбидиты с монтмориллонитом, образованные за счет размыва водно-ледниковых отложений шельфа; глинистые турбидиты окраины Большой Ньюфаундлендской банки.

Сравнительно хорошо сортированные средне- и грубозернистые кварцевые пески с прослоями гравия выстилают широкое дно Лабрадорского срединно-океанического канала. В песчаных слоях мощностью до 2—3 м иногда отмечается косая слоистость. Скважины, вскрывшие мощный (230—250 м) четвертичный разрез соответственно в устье канала Имарссуак и прирусловом валу канала Мори,

также свидетельствуют о выстилании дна абиссальных каналов песчаными отложениями (Joes et al., 1970; Davies, Laughton, 1972; Ruddiman, 1972; Cherkis et al., 1973). В каналах была пробурена серия сравнительно мощных (1—10 м) песчаных пластов, переслаивающихся с глинистыми толщами. Для кварцевых и реже тяжеломинеральных песков канала Имарссуак характерны прослой вулканического песка (стекло), видимо, исландского и восточно-гренландского происхождения. На дне канала Мори залегают в основном черные вулканические пески с базальтовым гравием, в отдельных колонках по трассе канала выделяются пылеватые кварцевые пески (фракции 0,06—0,12 более 50%). В составе вулканических песков преобладают вулканическое стекло, пепел и другие пирокластические обломки, питающей провинцией которых, вероятно, была Исландия. Объем огромного по площади и мощности (до 250 м) отложений конуса выноса Мори между 58—54° с. ш. по предварительным подсчетам составляет 18 тыс. куб. км, а вдоль остальной трассы канала (на 1,4 тыс. км южнее) объем слагающих его вулканогенных турбидитов составляет около 12 тыс. куб. км (Ruddiman, 1972).

Для понимания режима и продолжительности деятельности ледниково-мутевых потоков существенным является тот факт, что вдоль русел абиссальных каналов накопились песчаные пласты мощностью в 1—10 м и более. Каждый такой пласт песков, видимо, отражает один цикл деятельности потоков, включающий в себя большое количество квазистационарных спусков взвешенного терригенного материала. Продолжительность цикла может быть равна крупной стадии или эпохе.

В поздне- и послеледниковье, в частности в самом начале голоцена, в условиях трансгрессии океана объем взвешенного терригенного материала, поступающего в зону бровки материкового склона, резко сократился. В голоцене, как известно, большая часть минеральной взвеси осаждалась в поперечных и краевых желобах шельфа. В связи с этим размеры и частота развития ледниково-мутевых потоков резко уменьшились. Эти показатели были на порядок ниже, чем в ледниковые эпохи. Достаточно отметить, что мощность позднеледниковых песчаных прослоев не превышает 0,2—0,4 м. В течение последних 7—8 тыс. лет на дне подводных долин материкового склона и абиссальных каналов происходило пелагическое (в основном карбонатное) осадконакопление. При накоп-

лении современных осадков заметно влияние так называемых нефелоидных знакопеременных течений, выносивших с шельфа органическую и минеральную взвесь на большие глубины дна океана.

Важной особенностью абиссальных каналов является их обвалованность на всем протяжении естественными дамбами. Обычно на междолинных возвышенностях выделяется серия из двух—четырех прирусловых валов высотой 5—10 м. Для морфологии широких «водоразделов» характерны слегка еогнутая внутренняя часть и приподнятые в виде крупных намывных гряд краевые части. Такая форма рельефа могла возникнуть при выпадании большой массы взвешенного материала вдоль бортов абиссальных каналов и значительно меньшем выносе его к центру «водоразделов».

Характерно также, что в осадочном разрезе междолинных возвышенностей преобладают переслаивающиеся алевроиты и глины, отмечаются косая и горизонтальная слоистости, а также прослой, гнезда и зерна мелкого кварцевого и местами вулканического песка. Такое строение осадочного разреза, вероятно, следует считать следствием чередования фаз сильного течения, формировавшего косую слоистость с фазами, при которых отсутствовало придонное движение воды и из взвеси относительно спокойно отлагались горизонтальные слои осадков.

Все перечисленные факты свидетельствуют о том, что ледниково-мутевые потоки при движении по абиссальным каналам не только переполняли свои долины, но и широко распространялись в боковых направлениях. Вследствие взмучивания и разлива потоков вдоль их трасс возникало, вероятно, большое «облако взвеси», состоявшее из глинистых и алевроитовых частиц (см. рис. 36). На «облако взвеси», толщина которого составляла минимум несколько сот метров, заметное влияние должны оказывать постоянные донные течения. Они придают массе взвешенных осадков асимметричную форму и влекут за собой неравномерное надстраивание «водоразделов» сверху по обе стороны от русла каналов. В процессе переслаивания осадков, слагающих «водоразделы», определенную роль играла также айсберговая седиментация.

Судя по данным сейсмопрофилирования и бурения дна, начало осадконакопления вдоль трасс абиссальных каналов и зарождение последних коррелируется с первыми признаками материкового оледенения в середине и конце плиоцена. Вдоль каналов Мори, Сервейер и Имарссуак

бурением вскрыты самые мощные (300—500 м) разрезы перигляциально-морских отложений. Следовательно, вдоль трасс ледниково-мутевых потоков скорость накопления осадков была в несколько раз выше, чем на окружающих глубоководных пространствах океана. По приблизительным подсчетам, с учетом мощности турбидитов, равной в среднем 200—250 м, суммарной ширины каналов с прирусловыми валами в 15 км и общей протяженности всех каналов 200 тыс. км в ледниковый период вдоль системы абиссальных каналов Северной Атлантики и Норвежско-Грешландского бассейна было вынесено и отложено примерно 2×10^{15} т наносов. Такой объем осадков могли вынести в океан в течение плиоцен-плейстоцена две такие реки, как Амазонка с величиной современного твердого стока 5×10^8 т/год.

Таким образом, специфика ледниково-мутевых потоков заключалась в том, что масса перемещаемого ими взвешенного грубозернистого и глинистого материала достигала громадных размеров. Благодаря сильной насыщенности взвесью относительно холодные и, следовательно, тяжелые ледниково-мутевые потоки обладали достаточно большой плотностью. Поэтому они при своем зарождении в верхней части материкового склона спускались на поверхность и, очевидно, перемещались как гравитационные потоки по законам течения вязкой жидкости. В подводных долинах в зависимости от величины уклонов русла ($2-40^\circ$) ледниково-мутевые потоки, естественно, приобретали ускорение и четкую линейную направленность. Скорость мутевых потоков может достигать десятков километров в час. Например, скорость мутевого потока, катастрофически спустившегося в 1929 г. по материковому склону в районе желоба Кабота, была порядка 100 км/ч, а при выходе на абиссальные равнины уменьшалась до 20 км/ч. В этой обстановке формирование морфологии долин материкового склона происходило в результате воздействия подводных рельефообразующих процессов, подобных русловым в горных речных долинах.

Обладая большой эродирующей и транспортирующей способностью, ледниково-мутевые потоки выносили к подножию материкового склона громадную массу обломочного материала. В зоне материкового склона суспензионные потоки приобретали такие гидродинамические параметры, при которых были способны, выходя на субгоризонтальные равнины материкового подножия и абиссали, выполнять огромную эрозионно-аккумулятивную работу.

Эти потоки, в частности, поддерживали и переносили во взвешенном состоянии разнозернистые пески на расстояния в многие сотни и тысячи километров. Свидетельством подводных «русловых процессов» в абиссальных каналах являются прирусловые валы, террасированность обрывистых склонов на отдельных их участках. Воздействие мутьевых течений на выходы коренных пород в русле отмечается в виде их полировки, рифления, образования ямчатых углублений и ступеней. Крутые борта русел подвержены обрушению, особенно на участках выхода у их кровли литифицированных прослоев. На определенное контролирование движения ледниково-мутьевых потоков силами Кориолиса указывают асимметрия долин и меандрирование их русла. Все эти морфологические особенности в определенной мере рождают механизм развития ледниково-мутьевых потоков на абиссальных равнинах с речными потоками, имеющими предельно малый (0,000026—0,00005) уклон продольного профиля дна.

В свете изложенных данных можно сделать некоторые выводы в отношении описанных выше абиссальных каналов. Прежде всего представляется неудачным применяемый к ним иногда термин «долина». Это не долинные, а именно русловые формы, так как формирующий поток в большинстве случаев целиком заполняет их. На дне есть и настоящие долинные формы, где русловый процесс локализован в тальвеге. Далее, сравнение глубины русел и мощностей одновозрастных осадков на прилегающих участках дна показывает, что это не эрозионные формы, они образовались в результате аккумулятивного наращивания поверхности прилегающего дна. В ложе русел накопление материала также происходило, но гораздо медленнее (из-за высокой подвижности среды), и материал этот наиболее грубый — в основном пески флювиогляциального происхождения. Естественно, что при движении мутьевого потока происходил частичный размыв стенок и днища каналов, а при меандрировании проявлялась и боковая эрозия, но главный процесс в русле канала — транспорт осадков.

По-видимому, с этим обстоятельством связано одно существенное отличие системы абиссальных каналов от речных бассейнов суши — очень низкий порядок главных артерий — 4—5 против 8—12 на суше. Таким образом, несмотря на внешнее сходство речных систем и систем абиссальных каналов Северной Атлантики, их функции весьма различны: первые — фактор денудации и переноса

са осадочного материала, вторые — фактор его транспорта и аккумуляции. На поверхности глубоководных конусов, где абиссальные каналы разветвляются вниз по уклону, распределяя материал, это видно особенно наглядно.

Итак, существующий современный геоморфологический облик материкового склона, материкового подножия и равнин ложа океана следует считать реликтом позднекайнозойского материкового оледенения. Морфология глубоководного долинного расчленения дна отражает плейстоценовый цикл подводной эрозии, однако этот цикл был характерен не только для акваторий океана в высоких широтах, но и для континентальных окраин в целом. Доказательством служат абиссальные каналы конусов выноса рек Конго, Амазонки, Инда, экваториальный срединно-океанический канал вдоль границ континентальной окраины Бразилии и многие другие глубоководные каналы дна океана в экваториальной и субтропической зонах. Абиссальные каналы, и в частности срединно-океанические каналы Лабрадорский и Мори, а также абиссальные каналы Сервейер, Хорайзм, Маклая на дне северо-восточной части Тихого океана, глубоководные каналы на дне Южного океана вокруг Антарктиды и в других областях древнего покровного оледенения земной поверхности представляют собой феноменальные явления океанического перигляциала.

По всей вероятности, пльвиальные обстановки, возникшие в четвертичный период при смене ледниковых и межледниковых эпох, повлекли за собой обводнение суши и резкое увеличение деятельности флювиальных систем Амазонки, Конго, Нигера и др. В условиях гляциоэвстатических регрессий эти крупнейшие реки осаждали свой твердый сток непосредственно в верховья подводных долин материкового склона, в которых формировались мутьевые потоки.

Ледниково-мутьевые потоки, оставившие столь рельефный след на материковом склоне и абиссальных равнинах северной части Атлантического и Тихого океанов, Норвежско-Гренландского бассейна и Южного океана, парагенетически связаны с мощным водно-ледниковым стоком. Древние ледниковые покровы, таким образом, явились важнейшим фактором в образовании ледниково-мутьевых потоков. В целом же покровное оледенение земной поверхности, повлекшее за собой планетарное изменение морфоклиматической зональности и гляциоэвстатические колебания уровня океана, создало в плейсто-

цене на континентальной окраине Мирового океана главные предпосылки к формированию мутьевых потоков. Масштаб их рельефообразующей роли в развитии глубоководных равнин дна океана в определенной мере сопоставим с эндогенными факторами.

5.4. Дрейфующие айсберги ледниковых эпох

Во время материковых оледенений, как уже отмечалось, пояс плавучих льдов достигал в океане субтропических широт. В этой связи айсберги и шельфовые ледники играли очень большую роль в отложении обломочного материала ледникового происхождения. Ледниково-морские, или айсберговые, осадки, как это установлено глубоководным бурением дна и грунтовыми съемками, составляют значительную часть разреза четвертичных отложений на материковом подножии, абиссальных равнинах и срединно-океанических хребтах северной части Атлантического и Тихого, Северного Ледовитого и Южного океанов. Вскрытая мощность четвертичных ледниково-морских отложений изменяется от 20 до 100 м, в среднем — от 25 до 50 м, как, например, на Ян-Майенском плато. Оценить в той или иной мере значение айсберговой аккумуляции, и в частности айсбергового разноса, в рельефообразовании на океаническом дне можно путем анализа особенностей литологического состава, распределения и мощности ледниково-мутевых толщ, петрографического состава эрратического материала на краевых плато и подводных горах. В меньшей степени это возможно на материковом подножии, так как здесь очень велико значение ледниково-мутевых отложений.

Древние ледниково-мутевые отложения в литологическом и генетическом отношении принципиально не отличаются от современных айсберговых осадков. В этой связи большое значение для понимания айсбергового накопления обломочного материала в прошлом имеют представления А. П. Лисицына о роли айсбергового ледового материала в океанической седиментации (Лисицын, 1974, 1978). Установлено, что вокруг Антарктиды в Южном океане сплошным поясом шириной более 1 тыс. км распространены специфические айсберговые осадки. Это пояс крайне яркого проявления ледникового седиментогенеза, именно в его пределах осадочный материал ледников и айсбергов является единственным источником осадочного

вещества, что подтверждается изучением взвеси и осадков. Наиболее явные следы айсбергового разноса в виде галек, гравия, большого количества среднезернистых песков наблюдаются в отложениях от верхнего миоцена до голоцена.

По данным А. П. Лисицына, айсберговые осадки состоят почти исключительно из моренного материала. Как и в континентальных моренах, в айсберговых осадках самой характерной фракцией является алевритовая (25—50%). Наиболее распространенные глинистые минералы — гидрослюды и хлорит — принесены из Антарктиды. Концентрация грубых обломков достигает 38% объема (500 кг/куб. м). Коэффициент сортировки айсбергового грубобломочного материала изменяется в среднем от 3 до 4,5. С удалением от плавучего края антарктических ледников морские айсберговые осадки не являются господствующими. Они рассеяны среди донных осадков другого генезиса, в частности карбонатных илов, как, например, в море Скоша и Аргентинском бассейне. Граница распространения антарктических айсбергов меняется по сезонам, дальше всего к экватору (до 55—60° ю. ш.) льды продвигаются в конце зимы — начале весны (ноябрь — декабрь).

В северном полушарии айсберговая седиментация в самой характерной форме происходит в Северо-Западной Атлантике, в которую поступают айсберги с Гренландии. Субаквальная аккумуляция обломочного материала, включая эратические валуны, приводит к формированию довольно однородной серии айсберговых осадков на очень большой площади морского дна (рис. 37). В Лабрадорском море концентрация камешного материала в поверхностном слое (0,3—2,0 м) донных отложений возрастает в направлении Девисова пролива. На Гренландско-Канадском пороге крупные алевриты и слабоизвестковистые кварцевые пески содержат до 25% гравийно-галечной фракции. Поверхность валуниного материала вдоль трасс айсбергов имеет отчетливую линию раздела, свидетельствующую о погружении валунов в илистый грунт материкового склона и подножия.

Если в Северо-Западной Атлантике главным агентом транспортировки терригенного материала являются айсберги, то в Центральном Арктическом бассейне поступление обломочного материала осуществляется как за счет айсбергов, так и за счет дрейфующих морских льдов. Роль же каждого из этих факторов в процессах осадконакоп-

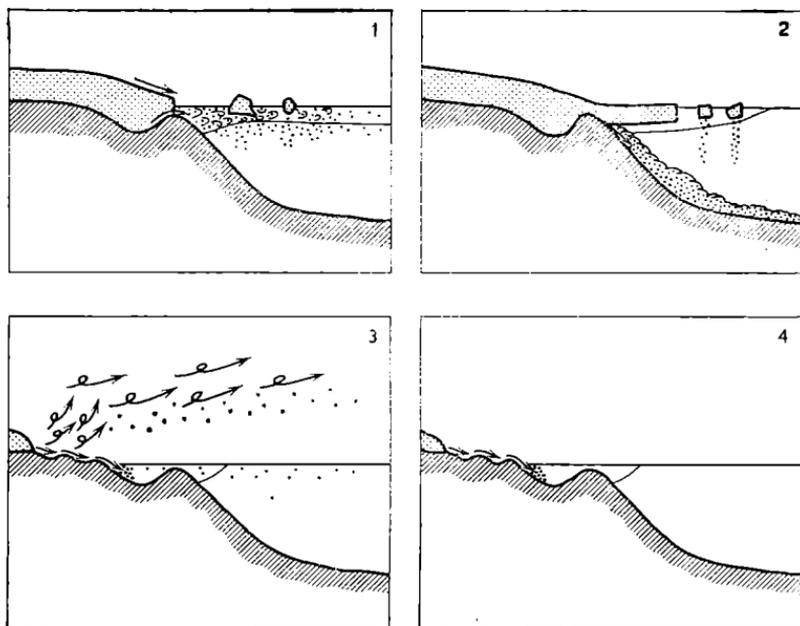


Рис. 37. Вероятные механизмы транспортировки в океан песков, связанных с древними ледниками. Тонкая линия указывает на гипотетическую границу между океаническими водами и распресненной морской водой (Fillon et al., 1980).

1 — песок, перенесенный ледниково-мутьевыми потоками и айсбергами; 2 — перенос песка айсбергами, шельфовыми ледниками и подледниковыми мутьевыми потоками; 3 — ветровое рассеивание песка; 4 — накопление песка в пресноводных водоемах флювиогляциальными потоками

ления остается неясной. Как уже было отмечено в 1-й главе, достаточно большой объем моренного, в том числе валунного, материала несут в океан дрейфующие материковые льды (Clark, Hanson, 1983). Обычно крупные айсберги нагружены различными ледниковыми осадками. Их количество таково, что в ходе абляции на поверхности айсбергов вытаивают сложенные мореной холмы высотой до 12 м, моренные покровы площадью в десятки квадратных километров, эрратические валуны длиной в несколько метров, а также формируются флювиогляциальные потоки, текущие в море, и конусы выноса. Все это свидетельствует, что айсберги вносят свой ощутимый вклад в баланс современного седиментогенеза Северного Ледовитого океана. Изучение его донных отложений подтверж-

дает вывод о том, что в ледниковые эпохи поступление грубого осадочного материала в бассейн было гораздо значительнее, чем сейчас. Количество осадков, переносимых морским льдом, в точности неизвестно, но может быть оценено от 1 до 10% общего поступления осадков в центральную часть Арктического бассейна. Таким образом, в нем происходит смешивание айсберговых и ледово-морских осадков, образующих в совокупности особый тип ледниково-морских отложений.

Рассмотрим характерные черты, присущие ледниково-морским отложениям позднекайнозойского времени. По гранулометрическому составу они представлены алевритами с примесью гравия, дресвы, валунов, которые по мере удаления от границ покровного оледенения шельфа постепенно сменяются глинами (пелитами) с включением крупных песков, дресвы, гравия. Местами в разрезах отмечаются грубые прослои, состоящие на 20—25% из дресвяно-щепнистых осадков. К отличительным особенностям ледниково-морских осадков следует отнести плохую полимодальную сортировку, преобладание неокатанного (остроугольного) и полуокатанного грубообломочного материала, отсутствие на поверхности большинства эрратических обломков каких-либо следов шлифовки, неоднородность вещественного состава во многих случаях, наличие слоистой текстуры, почти полное отсутствие карбонатов (до 0,25—1,5%). Кварцевые зерна турбидитов отличаются свежими сколами и угловатыми очертаниями. Сравнительно однородный вещественный и гранулометрический состав и более или менее четкую, видимо, сезонную слоистость имеют отложения, оседавшие вблизи мощных источников терригенных наносов и в районах разрушения айсбергов.

В минералогическом составе ледниково-морских отложений преобладает кварц (60—85%), в небольшом количестве отмечен полевои шпат. В составе глинистых минералов самый характерный компонент — гидрослюда (55—70%) в виде мусковитов и биотитов, а также хлорит (20—30%). Как известно, хлориты обычно присутствуют в породах низкой стадии метаморфизма, которые часто обнажаются на эродированных ледниками щитах и дают материал для гляциальных отложений. Чаще всего в кровле ледниково-морских слоев увеличивается содержание глинистых минералов (гидрослуд, хлорита, монтмориллонита, каолинита), что, очевидно, свидетельствует о наступлении послеледниковий.

Мы уже говорили о том, что айсберговые отложения, формирующиеся из каменного материала, содержащегося в айсбергах и оседающего на дно при их таянии, состоят из переотложенного моренного материала. Как правило, в «чистом» виде ледниково-морские осадки встречаются на краевых плато и подводных горах, куда в силу орографических особенностей не могут поступать наносы, влекомые ледниково-мутьевыми потоками. К таким плато относятся Воринг, Ян-Майенское, Розенгартен, Роколл, Хаттон, Орфан и многие другие. На их поверхности чехол терригенных ледниково-морских осадков изменяется от 10 до 70 м. На плато Ян-Майенском и Розенгартен покров плейстоценовых алеврито-глинистых осадков с включениями айсберговых гравия и гальки содержит прослой вулканического пепла и холодноводных фораминифер (Тальвани и др., 1975). Прослой фораминиферо-песка характерен также для серых ледниково-морских глин на плато Орфан. Отложение фораминиферо-песков могло происходить во время межледниковых эпох на акватории Северной Атлантики (Результаты глубоководного бурения, 1979; Davies, Laughton, 1972; Berggren, Hollister, 1977). В толще (30—50 м) плейстоценовых органогенных илов, заполняющих впадину Хаттон, также содержится много айсбергового грубообломочного материала.

Важную информацию о влиянии айсбергового разноса на формирование поверхности океанического дна дает изучение местоположения, количества и состава грубообломочного материала — песка, щебня, гальки, валунов. Как уже отмечалось, ледниково-морские осадки, в частности голубовато-серые алевриты и глины, содержат значительное количество обломочного кварцевого песка. Многочисленные зерна кварцевого песка содержат ледниково-морские осадки глубоководных Канадской и Чукотской котловин, а также котловин Беллинсгаузена и Африканско-Антарктической. Обычно вблизи источников сноса осадки содержат большое количество песчаных наносов. Например, в 300-метровом разрезе, вскрытом при глубоководном бурении во впадине плато Воринг, содержится до 10—15% кварцевого песка. Согласно подсчетам Руддимаана (Ruddiman, 1977), айсберги перенесли и отложили на дно Северной Атлантики (к югу от Исландии и до 28° с. ш.) за весь ледниковый период порядка 200 тыс. куб. км песчаных осадков, что примерно эквивалентно равномерному слою в 10—16 м. По составу тяжелых минералов в песчаной фракции ледниково-морских осадков

Северо-Восточной Атлантики установлено, что в районах Исландии и Фарер преобладают минералы, первично связанные с вулканическими породами (авгит, оливин), а на материковом склоне, в районе между Шетландскими и Оркнейскими островами, господствуют минералы метаморфических пород (амфибол, гранат, ставролит, циркон, эпидот).

Как известно, надежным средством выяснения источников и путей перемещения айсбергового материала служит их петрографический анализ. По петрографическому составу рассеянного грубообломочного материала в Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне выделяется несколько провинций (Емельянов и др., 1975; Шурко, 1975; Лисицын, 1978). Так, на акватории между Лабрадором, Гренландией и Норвегией господствуют обломки кристаллических и метаморфических пород, которые могли быть захвачены материковым льдом с поверхности докембрийских щитов и складчатых сооружений прибрежного шельфа и побережья. К югу от 50° с. ш. в ледниково-морских отложениях в значительном количестве содержатся обломки (известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты), вероятно захваченные ледниками на пластовых и аккумулятивных равнинах внешнего шельфа. Провинция вулканогенно-осадочных обломков прилегает к районам развития на шельфе платобазальтов (Исландия, Фареры, Западная Гренландия). Местоположение эрратического материала свидетельствует о том, что айсберговый разнос распространялся в очень широком перигляциально-океаническом поясе (до 28—40° с. ш.), охватывавшем различные глубины и крупные геоморфологические элементы океанического дна — абиссальные равнины, краевые плато, срединно-океанические хребты и др.

Значительное количество эрратического каменного материала выявлено при драгировании и бурении на подводных горах и плато в высоких широтах океана. К примеру, в Северной Атлантике, на вершинах гор Грейт-Метеор и Джозефани, в плейстоценовых биогенных песках содержится до 10—40% грубозернистого материала айсбергового происхождения. Гравийно-галечные осадки, образующие местами сплошные покровы, залегают на вершинах плато Поркьюпайн, подводных гор Аутер-Бейлис, Билл-Бейлис-Банк, Розмэри, Джордж-Блай и др. В составе эрратического материала преобладают угловатые обломки гнейса, гранита, кварцита, песчаника, сланцев, базальта, по всей вероятности принесенные айсбергами европей-

ского генезиса. Многие подводные горы сравнительно мелководны (50—250 м), поэтому в ледниковые эпохи не исключена посадка айсбергов на их вершины. Айсберговые осадки на подводных горах Средне-Атлантического хребта распространены вплоть до 35—45° ю. и с. ш.

Судя по текстурным особенностям и составу четвертичного чехла, накопление ледниково-морских осадков шло, очевидно, в тесной связи с отложением обломочного материала ледниково-мутевых потоков. На материковом подножии и абиссальных равнинах за пределами русел абиссальных каналов происходило определенное смешивание и переслаивание взмученной тонкодисперсной части турбидитов и айсберговых осадков. Этот сложный процесс происходил на фоне деятельности постоянных придонных течений, влиявших на перемешивание терригенного материала и формирование тонкослойных хорошо сортированных глинистых и алевроито-глинистых осадков. Под влиянием постоянных придонных течений наряду с выравниванием материкового подножия на отдельных его участках (при огибании дочетвертичных поднятий дна) образовались серповидные гряды Саквилл, Картрайт и другие, сложенные осадками с косой и перекрестной слоистостью. Микрослоистость, подобная лепточной или параллельной, наблюдается в тонкодисперсных ледниково-морских осадках, вскрытых грунтовыми трубами в глубоководной части Норвежско-Гренландского бассейна. Переслаивание в разрезе тонких (1—5 мм) слоев глин и алевроитов, содержащих гравий, зерна и присыпки кварцевого песка, вероятно, происходило в результате изменения ледовитости бассейна и влияния донных течений.

Вопрос о происхождении ледниково-морских осадков ложа океана достаточно сложен. У нас складывается представление, что формирование ледниково-морских толщ было обусловлено и сопряжено с развитием и деградацией ледниковых покровов на континентальных шельфах. Как уже показано в предыдущих главах, с движением краевой части ледниковых покровов по поверхности морского дна было связано формирование на внешнем шельфе ледниково-аккумулятивной зоны, в пределах которой отложилось огромное количество морского материала, образовались характерные моренные гряды, мелкохолмистые моренные равнины. Не менее значительный объем моренного материала, в первую очередь донной морены, был рассеян всплывавшими материковыми льдами за пределами питающих провинций на поверхности океаническо-

го дна, где, собственно, и накопились бескарбонатные ледниково-морские осадки.

Нет сомнения в том, что в максимум ледниковых эпох системы поперечных желобов внешнего шельфа являлись главными путями стока материкового льда в океан. Количество крупных поперечных желобов свидетельствует, что на шельфе европейского сектора Северного Ледовитого океана, Исландии, Гренландии, Восточной Канады развивалось около 200 древних выводных ледников. По крайней мере 150 из них переходили в шельфовые ледники, которые продуцировали айсберги. Часть выводных ледников могла всплывать в устье поперечных желобов, в полосе древних береговых линий у края шельфа. Но в большинстве районов бровка материкового склона, видимо, являлась границей всплытия материкового льда мощностью 200—600 м. В последней ситуации ледники сгружали часть осадочного материала прямо в зону материкового склона. В этой зоне начиналось дробление шельфовых ледников и откалывание айсбергов.

Разумеется, что 150 древних выводных ледников, продуцировавших айсберги, были исключительно мощным агентом транспортировки и рассеивания осадочного материала в северной части Атлантического океана. Еще раз следует сказать о том, что формирование четвертичных толщ ледниково-морских осадков связано с процессами вытаивания моренного материала, главным образом донной морены, из шельфовых ледников и айсбергов и гравитационного осаднения морены в океанической среде. Дальнейшее распределение выпадавшего из айсбергов осадочного материала происходило по законам механической дифференциации. Несортированные грубые обломки обычно осаждались в районах таяния дрейфующих материковых льдов. Глинистые частицы, представляющие наиболее тонкий материал морены, могли разноситься течением от мест таяния айсбергов на большое расстояние.

Для сравнения отметим, что вдоль ледникового побережья Антарктиды располагается 117 выводных ледников и 73 шельфовых ледника мощностью от 100 до 500 м, которые ежегодно продуцируют около 220 тыс. айсбергов и содержат большое количество моренного материала — от тончайшей «ледниковой муки» до глыб в десятки тонн. Современные выводные ледники Гренландии, Баффиновой Земли, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа заполняют верховья почти 50 древних торговых долин прибрежного шельфа. По многочислен-

ным наблюдениям Ледового патруля и данным спутников, ледники Гренландии продуцируют ежегодно 10—15 тыс. айсбергов, которые, циркулируя в Северо-Западной Атлантике, за 2—3 года проходят на юг расстояние в 3—5 тыс. км, достигая 30—40° с.ш. По расчетам канадских ученых (McMillan, 1973), принявших среднюю массу айсберга равной 140 тыс. т и объем мореного материала в нем равный 2%, при таянии в течение последних 10 тыс. лет всех айсбергов на лабрадорской континентальной окраине отложился слой айсберговых осадков в 10 см. Подсчеты, основанные на анализе материалов глубоководного бурения и морских геофизических работ, позволили заключить, что за ледниковый период с шельфа Гренландии и Восточной Канады в Северо-Западную Атлантику снесено более 1 млн. куб. км осадочного вещества, что соответствует сносу 100-метрового слоя пород с прилегающих континентов.

Итак, вещественный состав ледниково-морских осадков открытой части Мирового океана свидетельствует о том, что по своей природе эти новейшие отложения представляют продукт перетолжения континентальных морен гляциальных шельфов. На явную парагенетическую связь континентальных морен и ледниково-морских осадков указывают многие факты, в частности сходство петрографического состава грубообломочного материала, идентичность ассоциаций глинистых минералов (гидрослюды, хлорит).

Вполне очевидно, что в ледниковые эпохи айсберговый разнос мореного материала оказывал влияние на формирование аккумулятивных равнин океанического дна. В Северной Атлантике, например, по южной границе (28—40° с.ш.) айсбергового разноса ограничивается перигляциально-океанический пояс. Наибольшая скорость осадконакопления коррелируется со стадиями деградации оледенения, в частности с последним послеледниковьем (13—9,8 тыс. лет назад). Если принять среднюю мощность ледниково-морских осадков равной 50 м, то видно, что их роль в общем балансе плейстоценового осадконакопления несколько ниже, чем турбидитов. В целом площадную аккумуляцию морены, возникшую в эпохи оледенений и выражавшуюся в пивелировке поверхности дна, следует считать типичным явлением океанического перигляциала.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВОВ ОКЕАНА6.1. Работа ледников
от разрушения к созиданию

Итак, мы познакомились с различными отложениями и формами рельефа, связанными с ледниками, океаническим перигляциалом и другими природными явлениями, реагировавшими на глобальные климатические изменения в ледниковый период. Как уже было доказано, все крупнейшие структуры океанического дна, сформированные эндогенными процессами, несут на себе отпечаток работы ледниковых и перигляциальных сил. Естественно, такая морфологическая картина наблюдается на дне океанов в высоких и умеренных широтах. Однако явления океанического перигляциала прослеживаются до субтропиков. В целом из анализа новейших данных по морской геоморфологии и четвертичной геологии вытекает важный вывод о пространственном зональном характере экзогенных (эрозионных и аккумулятивных) процессов, протекавших на океаническом дне в ледниковые эпохи. Ледниковые и перигляциальные формы рельефа и отложения распространены в определенной последовательности и взаимосвязи, начиная от областей зарождения материкового оледенения до абиссальных равнин, на которых сказывалось влияние ледников. Рассмотрим теперь обусловленные оледенением общие закономерности морфоскульптурной зональности на морском дне.

Для ледниковой морфоскульптуры шельфа, включающей в себя подводные гляциальные и перигляциальные формы рельефа, как показывает проведенный в предыдущих главах анализ, характерна четко выраженная зональность (рис. 38). Она заключается в последовательной смене таких основных зон, как зона преобладающей экзарации дна, зона неравномерной ледниковой эрозии и аккумуляции, зона преобладающей ледниковой аккумуляции, перигляциальная и перигляциально-морская зоны. Эта

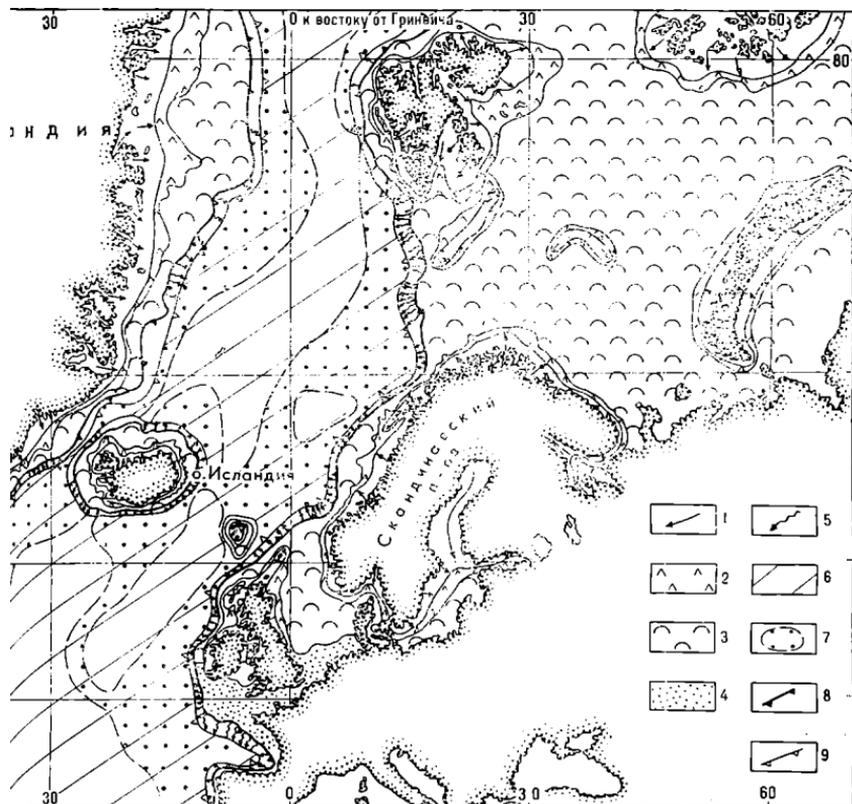
Рис. 38. Рельефообразующая деятельность древнего покровного оледенения имела зональный характер. Зональность геоморфологических процессов, связанных с покровным оледенением европейских и североамериканских шельфов, показана на приводимой карте:

1 — зона преобладающей экзарации; 2 — зона перехода от преобладающей экзарации к ледниковой аккумуляции; 3 — зона преобладающей аккумуляции; 4 — перигляциальная зона; 5 — перигляциально-океаническая эрозионная; 6 — перигляциально-океаническая аккумулятивная; 7 — ареалы турбидитов; 8 — внешний край шельфа; 9 — подошва материкового склона



зональность принципиально не отличается от зональности, наблюдаемой на суше, в областях древнего материкового оледенения (Флинт, 1963; Асеев, 1974).

С морфоскульптурной зональностью коррелируется зональное распределение четвертичных отложений, преобладание в каждой зоне руководящих типов ледниковых осадков. Зональный характер распределения рыхлых отложений на шельфе можно проследить по материалам сейсмопрофилирования дна и грунтового опробования. На цокольных равнинах прибрежной части шельфа четвертичные осадки локализованы на дне подводных фьордов и в грядах конечных морен. В пределах пластовых и аккумулятивных равнин внешней части шельфа отмечен неравномерной по мощности сплошной покров четвертичных отложений. Они составляют вполне определенную стратиграфическую последовательность, отражающую характер



осадконакопления в ледниковые, позднеледниковые и межледниковые периоды.

В настоящее время накоплена большая информация о строении и происхождении ледниковой морфоскульптуры шельфов полярных и умеренных областей Мирового океана. Безусловно, есть необходимость в общей систематизации реликтовых форм рельефа дна с точки зрения конкретных ледниковых и приледниковых рельефообразующих процессов. В основу предлагаемой нами классификации ледниковой морфоскульптуры шельфа было положено подразделение на основные комплексы реликтовых форм: ледниково-эрозийные, водно-ледниковые аккумулятивные и перигляциально-морские. Они соответствуют основным геоморфологическим процессам, порожденным материковым оледенением. Классификационная схема наряду с генетическими факторами учитывает также положение форм

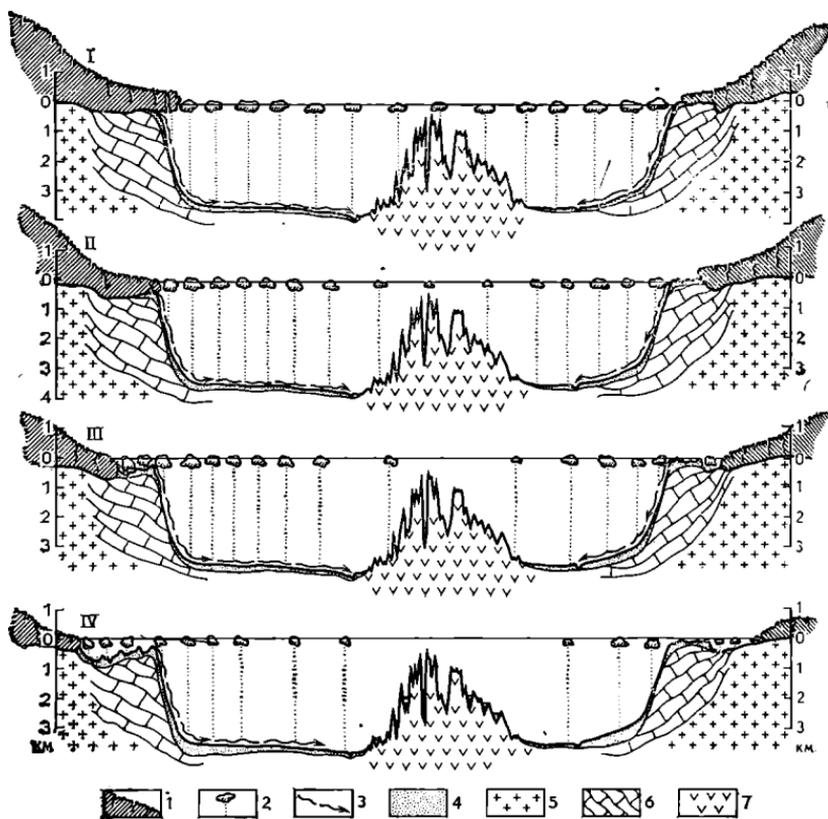


Рис. 39. Схематическое развитие четвертичного оледенения в океане. Приводимый рисунок показывает оледенение Северной Атлантики

1 — ледниковые покровы; 2 — айсберги; 3 — ледниково-мутьевые потоки; 4 — четвертичные отложения; 5 — породы фундамента; 6 — дочетвертичные осадочные породы; 7 — вулканогенные породы

по отношению к ледниковому покрову (фронтальное, подледниковое, приледниковое), отношении к характеру дочетвертичной поверхности дна и т. п.

Океаническая перигляциальная обстановка во время холодных интервалов складывалась на громадной акватории Южного океана, в северной части Атлантического и Тихого океанов, в морях и Центральном бассейне Северного Ледовитого океана. Возникавший перигляциально-океанический пояс был соизмерим по площади с террито-

- | | | |
|--------------------------------------|--|-------------------------------|
| V. Фронтальные насыпные морены | | |
| м) конечные моренные гряды | | н) стадияльные моренные гряды |
| VI. Межлопастные банки | | |
| VII. Прибрежные моренные гряды | | |
| о) надводно-подводные моренные гряды | | п) друмлиноподобные формы |

В. Водно-ледниковые эрозионные формы рельефа дна

- VIII. Каналы стока талых вод
- р) подледниковые каналы стока
- IX. Крупные долины приледникового стока талых вод

Г. Водно-ледниковые аккумулятивные формы рельефа дна

- X. Подводные зандры
- XI. Подводные покровные зандры

На шельфах, полностью покрытых льдом, как в Антарктиде, преобладают процессы эрозии. Зона преобладающей эскарации дна наблюдается в прибрежной 20—80-километровой полосе Скандинавии, Гренландии, Восточной Канады, Исландии, Новой Земли, Шпицбергена, Шотландии, Антарктиды. Повсюду распространены подводные фьорды и фьёрды, отполированные и поцарапанные камнями, мелкие холмы типа бараньих лбов, образующих рельеф курчавых скал на скалистых сглаженных поверхностях шельфа. Рыхлые отложения обычно отсутствуют или иногда прерывисто встречаются в виде моренного материала на дне впадин во фьордах.

Можно отметить ряд особенностей в ледниковой обработке, которой подвергались прибрежные цокольные равнины. Ледники в своем движении приспособивались к дочетвертичным морфоструктурным элементам дна. О путях движения ледников на морском побережье можно судить по ледниковой штриховке, встречающейся на полированной поверхности кристаллических, метаморфических и дислоцированных осадочных пород. Обычно штрихи длинные, глубокие, ориентированные на большой площади в одном-двух направлениях; они часто сопровождаются

ледниковыми зарубками, следами соскребывания и царапинами (Хольтедаль, 1957; Flint, 1971; Dionne, 1973; Holte-dahl et al., 1974; Норре, 1974). На морском дне направление движения материкового льда указывает ориентировка сетей подводных трогообразных долин — подводных фьордов и их разновидности — подводных фьёрдов, скалистых гряд и асимметричных холмов на глубинах до 100—300 м.

Согласно материалам эхолотирования и сейсмопрофилирования, в зоне преобладающей экзарации дна почти отсутствует покров рыхлых осадков. Здесь преобладающим типом отложений являются отдельные эратические валуны, лишь местами встречаются ледниковые аккумулятивные формы типа конечных морен, сохранившихся на дне подводных фьордов и заливов со времени последнего оледенения. В заливах Св. Лаврентия, Гудзоновом, Кандалакшском, в Балтийском море в скалистой прибрежной зоне местами наблюдается подтопленный молодой ледниково-аккумулятивный рельеф — морены облекания, друмлины, камы, образующие отмели.

Зона неравномерной ледниковой эрозии и аккумуляции охватывает поверхность дна краевых желобов, а также верховья поперечных желобов. В этой переходной зоне распространен чехол донной морены, облекающий экзарационные формы рельефа дна. Нередко встречаются прерывистые полосы подводных конечных морен, холмисто-моренные и камовые ландшафты. Такие гряды и холмы возникали на дне фьордов и их подводных продолжений в условиях влияния рельефа поверхности фундамента на местоположение и строение ледниково-аккумулятивных образований. Прибрежные моренные гряды и друмлиноподобные (например, Айновская банка в Варапгер-фьорде) формы распределены фрагментарно и насажены на выступы скальных пород, которые облекаются или скрыты моренными отложениями мощностью 20—80 м. Кстати, скалы часто выступают на каменистых вершинах гряд на глубинах 10—60 м. Гряды в береговой зоне морского дна и в устье фьордов имеют морфологическую связь с позднеледниковыми конечными моренами на побережье. Многие подводные морены находятся в 4—15 км от современных выводных ледников Гренландии, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли.

Сказанное подтверждается, например, детальными геологическими работами в верховье поперечного желоба Хальтена. Здесь ледниково-аккумулятивный рельеф кон-

тролируется поверхностью коренных пород, скрытых под 25-метровым верхнечетвертичным чехлом (Holtedahl, Berklі, 1975). Сейсмопрофилированием и грунтовым опробованием (керны до 4,5 м) на дне этого трога (глубины 300—325 м) было установлено, что сравнительно однородная плохо сортированная валунная глина перекрывается стратифицированными позднеледниковыми, а также современными осадками, состоящими из зеленовато-серых глин и алевритов с раковинами моллюсков и фораминифер.

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции распространена на обширных пластовых, аккумулятивных и базальтовых равнинах внешнего шельфа, покрывавшихся материковым льдом (см. рис. 39). Типичными формами ледниковой аккумуляции на морском дне являются подводные моренные гряды и моренные равнины с холмисто-западинным рельефом, а также относительно небольшие зандры и камовые поля, связанные преимущественно с распадом и таянием ледников в условиях дегляциации.

Сейсмопрофилированием и бурением дна в зоне ледниковой аккумуляции установлены самые значительные покровы рыхлых отложений. Их средняя мощность изменяется от 10—50 м на ледораздельных банках до 80—150 м на дне поперечных желобов. Так, в центре лабдорских банок Макковик и Гамильтон пробурены ледниковые валунные образования мощностью соответственно 85 и 26 м (Hardy, Umpleby, 1976). Они залегают на эоплейстоценовых песках с галькой. Резкое увеличение мощности четвертичных отложений происходит в полосе ледниковых образований. В частности, в пределах подводных моренных гряд на банках мощности рыхлых осадков достигают 150 м, а в устьях желобов — 200—300 м. Вероятный объем поставки древними ледниковыми покровами осадочного материала на внешний шельф можно представить по мощности мореносодержащей толщи в основании антарктических выводных ледников. Как известно, почти непрерывный мореносодержащий (50—70% песчано-алевритовый и 10% грубообломочный материал) горизонт достигает толщины 100 м, что дает при таянии слой морены около 0,7 м.

Если обратиться к баренцевоморскому шельфу, то там сравнительно мощный (от 20 до 150—200 м) покров рыхлых осадков прослеживается на склонах Новоземельской, Южно-Канинской, Мурманской, Копытовской банок, на Финмаркенской, Медвежинской и Зюйдкапской суббатальных равнинах (Sundvor, 1974; Sundvor, Eldholm, 1976; Eldholm, Talwani, 1977). Четвертичные отложения на

Медвежинской и Зюйдкапской равнинах имеют мощность порядка 50—100 м, но у края шельфа, где, как это предполагается, находились крупные флювиогляциальные дельты, достигает 200—300 м. В районе Западного Шпицбергена четвертичный чехол начинается от краевого разлома Хорсунд и достигает 100—250 м на внешнем крае шельфа. В центральной области баренцевоморского шельфа, в частности на Центральной возвышенности и Демидовском плато, покров рыхлых осадков сравнительно невелик (до 10—50 м), а на скальных вершинах банок, видимо, вообще отсутствует.

Перигляциальная зона морского дна охватывает большие пространства перетических равнин и банок внешнего шельфа за пределами границ продвижения древних ледниковых покровов. В эпохи оледенения перигляциальная зона находилась в субаэральных и отчасти литоральных условиях. В настоящее время в пределах зоны на глубинах до 100—200 м выявляются затопленные зандровые поля, покровные зандры, каналы стока талых ледниковых вод, приледниковые озера, крупные долины приледникового стока талых вод, реликтовые микроформы, связанные с наземными мерзлотными явлениями. Флювиогляциальные отложения представлены в основном кварцевыми песками, гравелитами, а также крупноалевритовыми осадками. Значительные различия в широтном положении перигляциальных равнин на шельфе обусловлены масштабами покровных оледенений. Как известно, в Северной Америке фронт материкового льда достигал более низких широт (40° с. ш.) по сравнению с Европой (50° с. ш.).

Перигляциально-морская зона возникала на шельфе по мере деградации ледниковых покровов в желобах и на суббатиальных равнинах, а в конце дегляциации — на всей поверхности гляциальных шельфов. В субаквальной приледниковой обстановке в процессе вытаивания и осаднения моренного материала из айсбергов и шельфовых ледников происходило накопление ледниково-морских осадков. Распространенные в краевых и поперечных желобах, эти осадки представлены горизонтально-слоистыми плохо сортированными крупными алевритами, содержащими рассеянный грубообломочный материал, остатки арктических морских организмов. Ледниково-морские осадки занимают промежуточное стратиграфическое положение, залегая на моренах и перекрываясь современными осадками. На дне шельфовых желобов и фьордов отмечены своеобразные по текстуре позднеледниковые осадки — ленточноподобные

глины и отложения с градационной слоистостью, т. е. турбидиты, близкие по происхождению к водно-ледниковым осадкам суши.

Таким образом, можно вполне обоснованно констатировать, что в доледниковые эпохи на гляциальных и перигляциальных шельфах северного полушария неоднократно устанавливалась определенная пространственная зональность рельефообразующих и осадкообразующих процессов, порожденных покровными оледенениями. Морфоскульптурная зональность достаточно хорошо сохранилась и в современной топографии морского дна.

Однако деятельность ледников не всегда можно рассматривать по предложенной автором схеме, так как она отражает главным образом характер и масштаб развития ледниковых покровов в максимальные стадии материковых оледенений шельфа. В максимумы оледенений, как правило, зона экзарации в пределах ледниковых лопастей в поперечных желобах вторгалась в зону ледниковой аккумуляции, обратная зависимость отмечалась на межлопастных банках.

Как уже было сказано, упрощенная схема зональности ледниковой морфоскульптуры больше соответствует этапу максимума оледенения. Вероятно, зональность имела более сложный вид по мере деградации ледниковых покровов и гляциоэвстатического повышения уровня океана. Ледниковая деятельность могла осложняться и за счет других факторов, в частности за счет прогибания земной коры в связи с нагрузкой ледниковых покровов и ее поднятием на шельфах, где нагрузка сокращалась за счет осушения дна. Во время дегляциации происходило последовательное перекрытие и наложение на зоны экзарации и ледниковой аккумуляции перигляциально-морской и отчасти перигляциальной зон. Поэтому для четвертичных разрезов характерно непосредственное фацциальное замещение моренных и водно-ледниковых отложений континентального генезиса перигляциально-морскими осадками.

В эпохи оледенений зональность экзогенных процессов определялась главным образом характером и масштабом развития материковых ледниковых покровов, особенностями разноса и циркуляции айсбергов на акватории океанов в полярных и субтропических широтах. Однако на материковый склон, срединно-океанические хребты, поднятия ложа океана исключительно большое влияние оказывали морфоструктурные условия. Вне шельфов область распространения реликтового скульптурного рельефа подразделяется

на две зоны: перигляциально-океаническую эрозивную и перигляциально-океаническую аккумулятивную.

Для перигляциально-океанических эрозивных зон, узкой (20—60 км) полосой располагавшихся на материковом склоне Южного океана, Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, характерен определенный комплекс субаквальных образований. В рельефе дна выделяются густые сети подводных долин, строение которых весьма неоднородно. На дне многих подводных долин вскрыты толщи турбидитов. В верхней части материкового склона повсеместно отмечаются песчано-гравелистые и гравийно-галечные покровы, подобные флювюгляциальным дельтам и конусам. Общая мощность четвертичных отложений увеличивается вниз по склону от нескольких десятков до одной-двух сотен метров. Распределение рыхлых осадков зависит как от морфоструктурных особенностей океана, например крутизны уступов, так и интенсивности осадконакопления в ледниковые и межледниковые эпохи.

Перигляциально-океаническая аккумулятивная зона, охватывающая равнины материкового подножия и абиссали, — самая большая по площади среди выделенных нами зон океанического дна, испытавших прямое или косвенное влияние покровного оледенения. В пределах зоны, ширина которой порой достигает многих сотен километров, покров четвертичных отложений закономерно уменьшается от 150—400 м у подошвы материкового склона до 40—80 м на равнинах вдоль предгорий срединно-океанического хребта. Согласно материалам бурения и сейсмопрофилирования дна, в строении рыхлого чехла участвуют в основном ледниково-морские отложения и турбидиты. Стратифицированная структура чехла обусловлена чередованием в разрезе толщ алевритов и глин с прослоями песков.

Ледниковый период — это этап формирования наклонных и субгоризонтальных аккумулятивных равнин дна Южного океана, Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. Их образование было связано преимущественно с деятельностью ледниково-мутевых потоков, которые создали сотни глубоководных конусов выноса, слившихся в громадный осадочный шлейф. Примером может служить Лаврентийский конус выноса в районе Новой Шотландии. Важную роль играла также айсберговая аккумуляция, особенно в тех геоморфологических районах, на которые не влияли ледниково-мутевые потоки. Вместе указанные факторы обеспечивали гораздо более высокие

темпы осадконакопления (примерно 120—180 м за 1 млн. лет) и аккумулятивного выравнивания океанического дна, чем это было до периодов оледенения (например, неоген—10—30 м за 1 млн. лет). В ледниковые эпохи скорость накопления осадков в перигляциально-океаническом поясе была сравнительно выше, чем в тропическо-экваториальном поясе Атлантического океана (Лисицын, 1974, 1978).

Древние материковые оледенения Земли не только оказали огромное воздействие на полярные и субполярные области океанов, но и повлекли за собой принципиальные изменения морфоклиматической зональности в Мировом океане. Древний климат определял соленость и температуру воды, направления и скорости течений, расположение зон подъема и опускания вод, а значит, распределение зон большей или меньшей первичной продукции фито- и зоопланктона.

6.2. История ледниковых покровов на шельфах

Ледниковый период — это время, в течение которого материковые покровные оледенения занимали обширные равнины суши и шельфа полярных и умеренных широт земного шара. В предыдущих главах уже были освещены причины установления материковых оледенений в верхнем кайнозое, а также достаточно подробно рассмотрены основные формы и масштабы проявления ледниковых покровов и океанического перигляциала дна океанов. Теперь попытаемся в общих чертах восстановить эволюцию ледниковых покровов на континентальных шельфах и в какой-то мере оценить динамику процессов разрастания и убывания оледенения. Особо при этом остановимся на развитии последнего оледенения в северном полушарии, в котором возникали и распадались крупные ледниковые покровы.

Напомним, что основные центры покровных оледенений Антарктиды, Евразии, Северной Америки находились в горных странах на материках, а также в Гренландии, Исландии, на Шпицбергене, Новой Земле и других гористых островах и архипелагах высоких широт. Самые крупные ледниковые покровы — Антарктический, Лаврентьевский, Иннуитский, Кордильерский, Скандинавский (мощность до 3—4 км). Большие площади занимали Ньюфаундлендский, Баффиноземельский, Исландский, Британский, Шпицбергенский и Новоземельский леднико-

вые покровы. Локальные ледниковые купола находились на островах Фарерских, Гебридских, Шетландских, Земли Франца-Иосифа, Ян-Майена. Установлено наличие оледенения в горах Чукотки, на северо-западе Португалии, Новой Гвинеи, Гавайских островах.

Для существования оледенения весьма важно влияние холодного, но открытого моря, испаряющего еще достаточно влаги, так как в этих условиях конденсирующаяся влага выпадает в виде снега. В северном полушарии особое значение для распределения и современных и древних ледников имеет Атлантический океан. Он свободно сообщается с обоими ледовитыми океанами — Северным и Южным, сравнительно не широк, и влияние теплого Гольфстрима сказывается на его акватории и побережьях значительно сильнее, чем влияние Куро-Оясио в Тихом океане. Самые большие оледенения размещались там, где был благоприятен бюджет осадков, а не там, где температура была самой низкой. Поэтому самый большой материк — Евразия — имел самое малое (20% площади) оледенение, а самое большое — Антарктида. С ледниковыми эпохами северного полушария были более или менее синхронны ледниковые события в Новой Зеландии и Южной Америке.

Следует еще раз подчеркнуть, что к началу ледникового периода континентальные окраины атлантического типа испытали ряд геолого-геоморфологических циклов развития, в ходе которых сформировалась исходная для ледников топографическая поверхность. Возникновение основных морфоструктурных элементов континентальных окраин Северной Америки и Европы связано с эрозионно-тектоническим циклом в конце мела — раннем палеогене, которому соответствует крупнейшее стратиграфическое несогласие. В течение этого цикла мезозойская поверхность выравнивания испытала общее тектоническое поднятие (примерно на 300—800 м) и резкий перегиб в направлении ложа океана. В условиях восходящих тектонических движений моноклинално и горизонтально залегающие мезозойские (меловые), а местами палеозойские осадочные пласты шельфа подвергались глубокому эрозионному расчленению. В процессе растяжения материковой земной коры стал развиваться ее грандиозный моноклиналный перегиб, или «континентальная флексура», выразившаяся в морфологии дна материковым склоном, который разделил мезозойскую платформу на два гипсометрических и геоморфологических уровня — шельф и материковое подножие.

Активное формирование структурно-геоморфологических элементов континентальных окраин происходило во время эрозионно-тектонического цикла в верхнем плиоцен-эоплейстоцене. В развитии моноклиналиных возвышенностей, плато и в целом куэстового рельефа дна кроме пассивного воздействия литологии и условий залегания осадочных пород определенное значение имели тектонические движения, с которыми связано образование крутых флексур, отдельных продольных и поперечных сбросов. Неотектонические движения, а также гляциоизостазия в ледниковые эпохи значительно усилили роль эндогенного фактора в формировании плато и моноклиналиных возвышенностей внешнего шельфа. Все эти крупные формы рельефа в большой мере определяли ход развития материкового льда на шельфах.

Как известно, климатический контраст между полярными и экваториальными областями стал возрастать с начала палеогена. Оледенение Антарктиды, по всей видимости, началось в эоцене, а достигло своих максимальных размеров около 5 млн. лет назад. Волна холода в Северном Ледовитом океане стала ощущаться 10—15 млн. лет назад. Затем покровное оледенение продвинулось в южном направлении и достигло Северной Канады около 4 млн. лет назад, Исландии, Северной Америки и Европы — 2,5—3,0 млн. лет назад, т. е. было верхнекайнозойским. Вероятно, процесс похолодания достиг наибольшей интенсивности в четвертичный период, особенно на рубеже 700 тыс. лет назад, и тем самым вызвал разрастание ледниковых покровов до максимальных размеров. Во время каждой ледниковой эпохи обычным было чередование ледниковых стадий с интервалами потеплений, когда размеры ледников сокращались.

В верхнем кайнозое на территории Европы и Северной Америки было четыре основных оледенения. В Альпах их называли (от древнего к молодому) гюнцским, миндельским, рисским и вюрмским, а их предполагаемые аналоги в Северной Америке — небраскским, канзасским, иллинойсским и висконсинским. Пик последнего межледниковья относится примерно к 125 тыс. лет назад.

Последним крупным событием в истории последнего, т. е. вюрмского, оледенения был быстрый рост и распространение ледниковых покровов на территории Европы и Северной Америки. Благодаря изучению краевых ледниковых образований внутри материков, на побережьях, во фьордах и заливах как литологическими методами, так и



Рис. 40. История осадконакопления на атлантическом шельфе США и Канады в связи с оледенениями (Schlee, Pratt, 1970). Максимальное оледенение — уровень океана на 120 м ниже современного: 1 — направления движения ледников; 2 — южная граница распространения ледника на шельфе с конечной мореной и системой палеорек перед фронтом ледника; 3 — область паковых льдов и айсбергов; 4 — разрозненные айсберги

с помощью датирования этих форм радиоуглеродным методом были выделены основные позднеплейстоценовые этапы развития североамериканских и европейских ледниковых покровов (рис. 40). В юрме крупнейшие Лаврентьевский, Скандинавский, Британский, Исландский ледниковые покровы достигали своих максимальных размеров 21—18 тыс. лет назад, во время последнего оледенения, имеющего ряд местных названий: «классический (поздний) висконсин», «вислинское», «девенсийское», «тейзуэлл» и др. В «классическом висконсине» Лаврентьевский ледниковый покров продвинулся дальше границ всех предыдущих оледенений и достигал на юге субтропических широт (40° с. ш.). На севере Скандинавии и Кольского полуострова во время вислинского оледенения выделялся (Стрелков и др., 1976; Andersen, 1975) ряд стадий: максимальная эгга-1 (21—17 тыс. лет), эгга-2 (16—14 тыс. лет), раннедриасовая, или лужская (13,3—12,4 тыс. лет), тромсё-люнген (Ра), или бёллинг (11,3—10,2 тыс. лет), и пребореальная (10,1—8,5 тыс. лет).

Находящиеся в более северных арктических широтах Баффиноземельский, Шпицбергенский, отчасти Гренландский ледниковые покровы могли достигать наибольших масштабов 60—100 тыс. лет назад, т. е. в раннем вюрме. Анализ колонки (1,4 км) льда, полученной при бурении Гренландского ледникового щита около Камп-Сенчери (77° с. ш.), показал, что «главное» висконсинское похолодание относится к периоду 73—59 тыс. лет назад (Langway et al., 1973). Однако в позднем висконсине формирование указанных ледниковых щитов происходило также достаточно интенсивно.

Обратимся теперь к рассмотрению в самых общих чертах эволюции оледенения в последнюю ледниковую эпоху. Именно об этой эпохе имеются достаточно полные и более или менее надежные сведения, которые основаны на геоморфологическом и литологическом анализах, на детальных микропалеонтологических и биостратиграфических исследованиях. Шагом вперед было использование радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста органических остатков в донных отложениях.

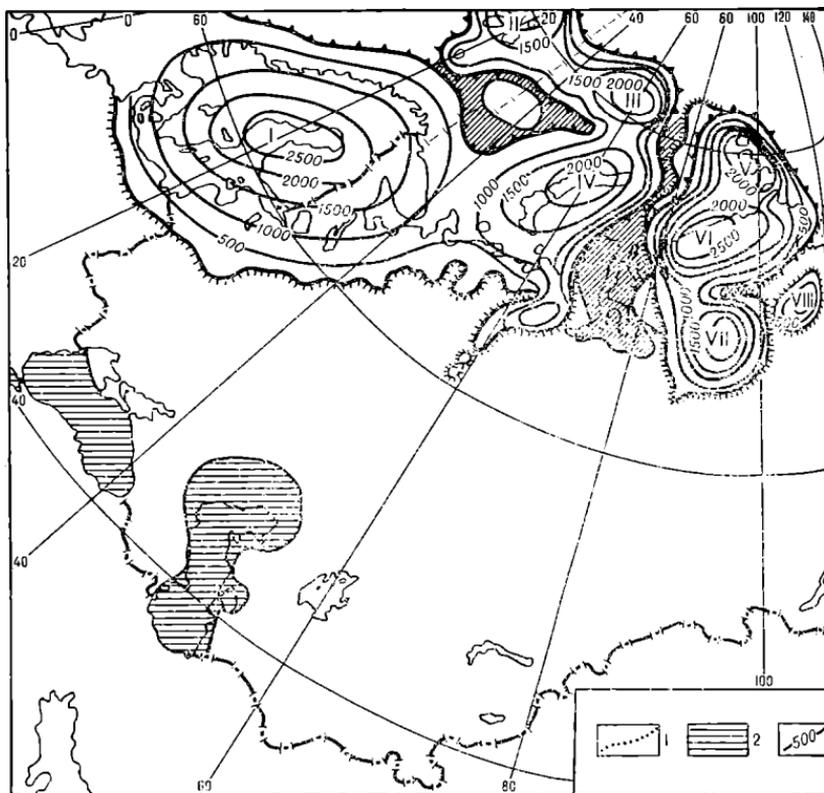
В своих реконструкциях ледниковых покровов будем опираться на описанную выше характеристику строения и распространения ледниковой морфоскульптуры гляциальных и перигляциальных шельфов. Все возрастные оценки элементов и форм рельефа базируются на геоморфологических признаках и отчасти на литологических и биостратиграфических критериях, в ряде случаев подкрепленных абсолютной геохронологией. При определении относительного возраста в наших палеогеографических реконструкциях использовались корреляция подводных форм с моренами и ледниковыми долинами, расположенными вдоль всего побережья областей материкового оледенения, относительная удаленность шельфовых желобов, полос краевых образований и т. д. от предполагаемых центров ледниковых покровов, степень сохранности форм мезо- и микрорельефа, литостратиграфия осадков, слагающих и перекрывающих конкретные формы, строение, мощность и распространение осадочного чехла.

На ряде участков новоанглийского, гренландского, норвежского прибрежных шельфов подводные моренные гряды хорошо увязываются с краевыми ледниковыми образованиями на островах и полуостровах. Для многих таких морен имеются датировки, определенные радиоуглеродным методом. В подобных случаях подводные морены являлись для нас опорными. Кроме того, важным признаком для

разграничения комплексов ледниковой морфоскульптуры обычно служит пространственное размещение шельфовых краевых образований. Четко выраженные в топографии дна концентрические полосы ледниково-аккумулятивных форм показывают последовательность их формирования. По количеству дугообразных рядов моренных гряд на дне желобов и суббатиальных равнин можно установить число отдельных стадий покровного оледенения шельфа и наметить хронологическую схему плейстоцена.

Совершенно ясно, что растекание материкового льда на шельфах зависело от крупных элементов дочетвертичного структурно-эрозийного рельефа дна. В процессе дифференциации ледниковых покровов их край приобретал на внешнем шельфе отчетливо выраженное лопастное строение. В поперечных желобах располагались активные ледниковые лопасти и потоки с шириной фронта от 10—100 до 300 км, а между ними на плато и возвышенностях обособлялись относительно малоподвижные ледораздельные зоны. У Скандинавского ледникового покрова самыми крупными ледниковыми лопастями и потоками были Беломорская, Мурманская, Финмаркенская, Ингёдьупет, Хельгеленская, Мёре-Ромсдален, Согне-фьорд, у Британского—Восточноанглийский, Морёй-Ферт, Ирландскоморский, Литл-Минч, у Лаврентьевского—Гудзонов, Макковик, Хэк, Кабота, у Гренландского—Хольстейнсборг, Кангерд-лугсуак. Наши исследования, таким образом, подтверждают вывод А. А. Асеева (1974) о том, что на склонах плейстоценовых ледниковых щитов наблюдались выводные ледники с конвергентным распределением линий стока льда.

Переходя к вопросу о вероятных размерах и динамике позднеюрмского оледенения, следует отметить, что его развитие на шельфе имело определенные ритмы. Они характеризовались стадиями наступания ледников и межстадиями, при которых происходила деградация оледенения. Для определения направления движения ледниковых покровов использованы данные о петрографическом составе эратических валунов в моренах шельфа, а также наблюдения за ледниковой штриховкой и формами рельефа, связанными с движением ледников. Кроме того, покрываясь ледниками мощностью до 0,5—1,5 км, гляциальные шельфы по сравнению с перигляциальными испытывали общее прогибание на величину (судя по современной батиметрии) порядка 100—300 м. Нисходящие движения морского дна, видимо, в связи со сменой гляционагрузки



водной нагрузкой (Рвачев, 1972) не имели обратимого характера.

Анализ краевых ледниковых образований на побережьях и морском дне, а также всей ледниковой морфоскульптуры на континентальных окраинах дает основание сделать предположение о том, что позднеюрмское (21—18 тыс. лет) материковое оледенение охватывало почти всю ширину североамериканских и европейских шельфов в полярных и умеренных широтах и, возможно, было одним из максимальных по мощности льда и площади его распространения (Матишов, 1982). Вероятнее всего, следует выделять следующие основные стадии наступления ледников — внешнюю (максимальную), внутршельфовую, прибрежную и фьордовую. Каждая из последующих стадий была слабее, лед занимал меньшую площадь и в своем продвижении все больше зависел от рельефа поверхности коренных пород. Со стороны моря к берегам просле-

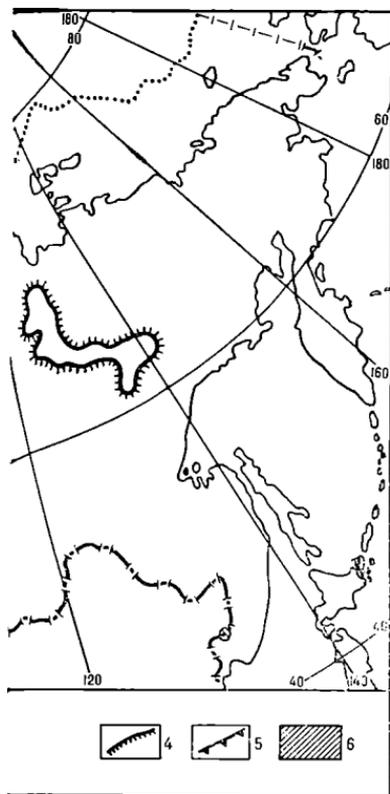


Рис. 41. Реконструкция ледниковых покровов севера Евразии (в пределах СССР) для эпохи максимума похолодания позднего плейстоцена (18—20 тыс. лет назад), по А. А. Величко.

1 — граница континента в эпоху максимума оледенения, сопровождавшегося оледенением и понижением уровня океана приблизительно на 100 м; 2 — основные внутриконтинентальные акватории; 3 — гляциозогипсы поздневалдайского ледникового покрова в максимум его развития около 18 тыс. лет назад (предварительная реконструкция на базе расчетов В. Г. Ходакова, 1973); 4 — граница Поздневалдайского ледникового покрова на суше; 5 — граница Поздневалдайского ледникового покрова на шельфе; 6 — области возможного распространения ледников

живаются более молодые полосы краевых ледниковых образований, имеющие на побережье возраст в 12—8 тыс. лет. Примером последовательных стадий и осцилляций ледниковых покровов в позднем вюрме могут быть комплексы краевых ледниковых образований на Зельгеландской, Диско, Авалонской и других североатлантических равнинах.

Существующий на сегодняшний день фактический материал позволяет говорить о довольно широком развитии ледниковых образований в североамериканском, восточноевропейском и западносибирском секторах Арктики (рис. 41). Положение края Лаврентьевского, Гренландского, Исландского, Скандинавского, Британского, Шпицбергенского ледниковых покровов в максимум последнего оледенения (внешняя стадия), вероятно, фиксируют фронтальные насыпные моренные гряды и приустьевые пороги, находящиеся вблизи бровки самых широких (100—

300 км) шельфов. К максимальной стадии висконсинского оледенения следует относить конечно-моренные гряды в прибрежной зоне дна и на берегах Новой Англии (морены Ранконкон, Мартас-Виньярд, Нантакет). С ними морфологически связаны краевые конечно-моренные гряды на западе банок внешнего шельфа Новой Шотландии (King, 1969; Schlee, 1973; King, MacLean, 1976). На Большой Ньюфаундлендской банке край материкового льда, видимо, был в районе скал Верджин. В максимум висконсинской эпохи льды с Баффиновой Земли могли распространяться по морскому дну на Гренландско-Канадский порог. На узких шельфах в районе Южной Гренландии (между банками Фискенес и Мёстинг, $59^{\circ}30' - 64^{\circ}00'$ с. ш.), Южной Исландии, Фарер, Северо-Западной Норвегии фронт активного материкового льда находился в зоне материкового склона. Во время вислинского оледенения (20—18 тыс. лет) Скандинавский ледниковый покров натекал на Ютландский полуостров и достигал центральной части Северного моря (Oele, 1971; Figge, 1974; Reinhard, 1974).

Положение края скандинавских и новоземельских ледников в максимум оледенения фиксируют, видимо, гряды морен эгга-1 на Медвежинской, Финмаркенской и Центральной равнинах (Матишов, 1980). Вследствие слияния материковых льдов Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя и Кольского полуострова формировался активный Печороморский ледниковый поток. Он растекался на Центральную равнину Баренцева моря по системе поперечных желобов, а также в пределы нижнего течения Печоры, Малоземельской и Большеземельской тундр. Здесь известен ряд позднеюрмских ледниковых образований, датированных радиоуглеродным методом, возраст которых — 34—9 тыс. лет (Лавров, 1977). Ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца-Иосифа могли соединяться с Карским ледниковым щитом.

Как видно, положение ледникового фронта во внутришельфовую стадию, увязываемую на суше с поморской (померанской, эгга-II, 16—14 тыс. лет) стадией последнего оледенения, фиксируют краевые напорноморенные гряды, приуроченные к внутришельфовым куэстам, а также несколько рядов (2—4) стадияльных моренных гряд на суббатиальных равнинах и в поперечных желобах. Край Британского ледникового покрова располагался в зоне краевых желобов и на прибрежном шельфе примерно в 20—50 км от берегов. Конечные морены Чарстаун в Род-

Айленде, Сандвич и Баззарде на полуострове Кейп-Код и другие на побережье Новой Англии (абсолютный возраст морен — 15,2—14,3 тыс. лет) соединяются с подводными моренами в центре залива Мэн и на западном склоне банки Джорджес-Банк (Шефер, Хартсхорн, 1968; Pratt, 1972; King, 1969; King, MacLean, 1976). Далее указанные морены коррелируются со стадияльными моренами в краевых желобах новошотландского шельфа.

В позднеледниковье (13,5—11,0 тыс. лет) активные материковые льды, очевидно, локализовались в основном на внутреннем шельфе не далее 10—50 км от берегов. В раннем дриасе, во время самой крупной подвижки края Скандинавского, Лаврентьевского, Гренландского, Исландского ледниковых покровов, на относительно узких участках шельфов выводные ледники могли проникать в краевые и поперечные желоба, а на южноисландском и южногренландском шельфах достигать бровки материкового склона. Эта прибрежная стадия сопоставляется с лужской (листа, альфтанес, 13,2—12,5 тыс. лет) стадией последнего оледенения на суше. На дне Балтийского моря, например, первый пояс морен лужской стадии приурочен к бортам Готландской и Борнхольмской впадин (Гуделис, 1976). Второй пояс морен, протягивающийся от Курземского полуострова до острова Готланд, видимо, связан с поясом так называемых морен листа на дне пролива Скагеррак.

В заключительную «фьордовую» стадию (поздний дриас) материковые льды, край которых состоял из долинных ледников, в основном не выходили за пределы береговой черты Баренцева, Норвежского, Северного и Балтийского морей, Северо-Западной Атлантики. Фьордовая стадия имеет ряд местных названий, в частности в районе Фенноскандии, — салпаусселькя, морены Ра, Тромсё-люнген; Новой Земли — кармакульская; Исландии — буди-холькот; Шотландии — лохманд; Восточной Канады — вальдерс. Большое количество радиоуглеродных датировок конечных морен, флювиогляциальных дельт, камов на прибрежных островах, в устье фьордов, на дне крупных заливов и берегах материка свидетельствует о том, что возраст краевых ледниковых образований колеблется от 11,3 до 10,2 тыс. лет.

Процесс распада европейских и североамериканских ледниковых покровов, характеризовавшийся определенной последовательностью, завершился 11—7 тыс. лет назад. Ледники Ирландии растаяли еще в позднеледниковье. Около 11 тыс. лет назад, судя по радиоуглеродным датир-

ровкам базальных слоев торфяников, исчезали ледниковые купола на острове Медвежий и Шетландских островах. Последней подвижке Скандинавского ледникового покрова в пребореале соответствуют морены в верховьях фьордов. Из Кандалакшского залива ледники отступили 9,3—8,8 тыс. лет назад, т. е. в конце пребореала — начале бореала. Полностью Скандинавия и Кольский полуостров освободились ото льда примерно 7,5—8,5 тыс. лет назад. В раннем голоцене отступили на 2—7 км в пределы Южной Исландии выводные ледники Скейдарауйёкюдль, Брейдмеркюрйёкудль и др.

Лаврентьевский ледниковый покров деградировал на юге прежде всего (11—10 тыс. лет назад) в Новой Шотландии и на Ньюфаундленде, затем освободился от льда Гудзонов залив (8,1—7,6 тыс. лет назад), а на полуострове Лабрадор ледник локализовался (около 6,5 тыс. лет) в горах Торпгат. В арктической Канаде и Гренландии отступление края материкового льда от границ современных ледниковых куполов закончилось 6—7 тыс. лет назад. В баффиноземельских и гренландских фьордах последние крупные подвижки ледников происходили в стадию кокберн (фьордовую) около 8—9 тыс. лет назад (Lken, 1973; Stäblein, 1977; Andrews, Barry, 1978). В целом для голоцена в глобальном масштабе выделяются пять ощутимых похолоданий: 9,5; 8,3; 2,0; 0,5 тыс. лет назад.

В течение дегляциации и послеледниковья гляциальные побережья Северной Америки и Европы испытывали значительное (в среднем 5—11 см/год) поднятие, вызванное исчезновением нагрузки вюрмских ледниковых покровов. Гляциоизостатическое поднятие в Канаде приурочено к юго-восточной части Гудзонова залива, в котором мощность льда достигала 3,5 км. Те освободившиеся от тяжести ледникового щита низколежащие участки архипелагов и материков, которые в поздне- и послеледниковье не успели подняться, были покрыты тонким слоем морской воды. Гляциоизостатическая компенсация на берегах отмечается и в настоящее время.

Сложный лопастной характер строения края ледниковых покровов предопределял ареальную деградацию выводных ледников в поперечных желобах и фронтальное отступление льда на банках. Вследствие этого в переуглубленных впадинах краевых и поперечных желобов могли оставаться крупные глыбы мертвого льда. Можно предполагать, что большие глыбы пассивного льда сохранялись в среднем и позднем дриасе в котловине Белого моря, а

фактически в позднеледниковье — в лабрадорских желобах.

Изучение четвертичных осадков, вскрытых морским бурением на североморском, норвежском, лабрадорском, новошотландском и новоанглийском шельфах, показало, что в колонках наряду с вюрмскими (висконсинскими) широко распространены моренные отложения более древних средне- и раннеплейстоценовых оледенений. Так, на лабрадорских банках Макковик и Гамильтон на раннечетвертичных галечных песках залегают среднеплейстоценовые (500 тыс. лет) толщи валунных глин, относящихся к плиннойскому оледенению (McMillan, 1973). Во время заальского (днепровского) и эльстерского оледенений Северное море почти полностью перекрывалось Скаandinavским ледниковым покровом (Reinhard, 1974; Jansen, 1976). Южная граница материкового льда проходила по территории Германии и Голландии, а затем переходила на североморское дно (вдоль 52° с. ш.) в районе Хофдена. Вблизи берегов Англии скандинавские льды сливались с британскими ледниками. В варте материковые ледники достигали Доггер-банки (Reinhard, 1974). Во время заальского и эльстерского оледенений Британский ледниковый покров занимал Бристольский залив и, видимо, выдвигался в пролив Ла-Манш до 49° с. ш. Материалы по четвертичной геологии свидетельствуют, что скандинавские и урало-повоземельские материковые льды в периоды днепровского и московского оледенений распространились по баренцевоморскому шельфу на Печорскую низменность.

Переходя к самому общему анализу развития Антарктического ледникового покрова, следует еще раз сказать, что мощный материковый лед, объем которого достигает 24 млн. куб. км, до сих пор почти полностью покрывает континент. Эта громадная глыба льда, естественно, оказывает влияние на циркуляцию и уровень вод Мирового океана, а также на климат всего земного шара. В силу довольно слабой изученности четвертичной геологии суши и шельфа до сих пор существуют весьма противоречивые взгляды на происхождение, эволюцию и геологическое значение оледенения Антарктиды.

Континентальный шельф Антарктиды испытывал неоднократное покровное оледенение, о чем свидетельствуют мощные конечные морены, сохранившиеся до сего времени в виде крупных гряд (Живаго, 1971; Волокитина, 1977). Во время максимального развития оледенения, в том числе и в вюрме, материковый лед достигал края шельфа, а дрей-

фующие айсберги проникали до 40—50° ю. ш. Считается, что объем ледникового покрова многократно изменялся в зависимости от климатических колебаний, но, видимо, никогда полностью не исчезал. Лед до сих пор покрывает многие районы прибрежного шельфа в морях Росса, Уэдделла, Беллинсгаузена и др. Сама же Антарктида по крайней мере в течение последних 10 млн. лет была постоянно скрыта ледниковым щитом.

Оледенение Антарктиды в первую очередь возникло в Трансантарктических горах и горах Гамбургова. Все факты указывают на трехфазное развитие материкового оледенения (Джон и др., 1982; Гросвальд, 1983). Ранний этап, видимо, начался в эоцене и охватил олигоцен (38—26 млн. лет назад), когда возникло горно-долинное оледенение. Во время второго этапа в конце олигоцена и начале миоцена (25—20 млн. лет назад) в результате сильного охлаждения Южного океана оледенение Антарктиды приобрело покровный характер. Дальнейшее похолодание в плиоцене (5 млн. лет назад) привело к наибольшему развитию покровного оледенения, во время которого шельф неоднократно перекрывался материковым льдом. Это был третий этап, охвативший и плейстоцен. По всей видимости, ледниковые эпохи плейстоцена были почти синхронны с эпохами оледенений в северном полушарии.

Таким образом, в четвертичный период, т. е. в течение последних 1,7—2 млн. лет, континентальные шельфы в умеренных и полярных широтах Мирового океана неоднократно подвергались воздействию огромных покровных оледенений. Современная морфология гляциальных и перигляциальных шельфов во многом определена деятельностью последнего позднеюрмского материкового оледенения, эволюция которого завершилась в позднеледниковое время.

6.3. Модели оледенения шельфа Баренцева моря

В теории древних покровных оледенений земной поверхности одним из наиболее серьезных вопросов, уже многие годы привлекающих внимание широкого круга исследователей, служит проблема оледенения шельфа Баренцева моря. Существуют два крайних научных предположения, диаметрально противоположных по своей сути. Первое предположение сформулировано в виде гипотезы о самостоятельном многокилометровом ледниковом щите,

неоднократно зарождавшемся в центре Баренцева моря (Гросвальд, 1980, 1983; Квасов, 1975). Второе предположение — это маригляциальная (дрифтовая) гипотеза, в основе которой лежит отрицание возможности существования на дне арктических морей крупных ледниковых покровов (Лазуков, 1972; Зубаков, 1972; Данилов, 1978). Согласно этому предположению, допускается лишь ограниченное развитие в сторону шельфа материковых оледенений и только в сочетании с большими трансгрессиями моря.

Все сказанное в предыдущих разделах и главах дает нам полное основание поставить под сомнение правомочность положений указанных гипотез. При всей логичности выводов они не базируются на данных морской четвертичной геологии и геоморфологии дна. По существу предполагаемые размеры и направления движения ледниковых покровов, продолжительность их существования, ритм морских трансгрессий и другие палеогеографические реконструкции противоречат конкретным знаниям о строении баренцевоморского шельфа.

Воды Баренцева моря скрывают исключительно разнообразный пересеченный рельеф дна. Средняя глубина шельфа составляет примерно 250 м, а максимальные глубины достигают 400—500 м. Внешний край шельфа на севере и западе Баренцева моря расположен на глубинах от 200—350 м вдоль банок и до 400—550 м вдоль желобов. Ограниченные мелководные пространства шельфа (менее 100 м) распространены в юго-восточной части моря, в узкой прибрежной полосе архипелагов Новая Земля и Шпицберген, а также на Медвежинско-Надеждинской возвышенности. В остальных районах только небольшие участки дна — вершины некоторых банок и гряд — находятся на глубинах менее 100 м.

Сейчас бесспорно, что крупные структурно-геоморфологические элементы дна шельфа Баренцева моря, простирающегося на полторы тысячи километров, образованы тектоникой и вулканизмом. Также достаточно ясна роль древних ледников в определенном прогибании шельфа, в моделировке и выработке рельефа фьордов, различных желобов, до сих пор не заполненных осадками. Материковый лед принес во многие места огромное количество обломочного материала и образовал краевые ледниковые формы морского дна. В отличие от антарктического, североатлантического и других гляциальных шельфов, обращенных к материковым склонам океана, Баренцево море в силу сво-

его географического положения является классическим примером внутриматерикового гляциального шельфа. Со многих сторон он обрамлен крупными гористыми архипелагами и имеет центростремительный характер гидрографической сети. Но следует признать, что на баренцево-морском шельфе мы не находим принципиальных батиметрических, топографических и геоморфологических отличий от гляциальных шельфов океана.

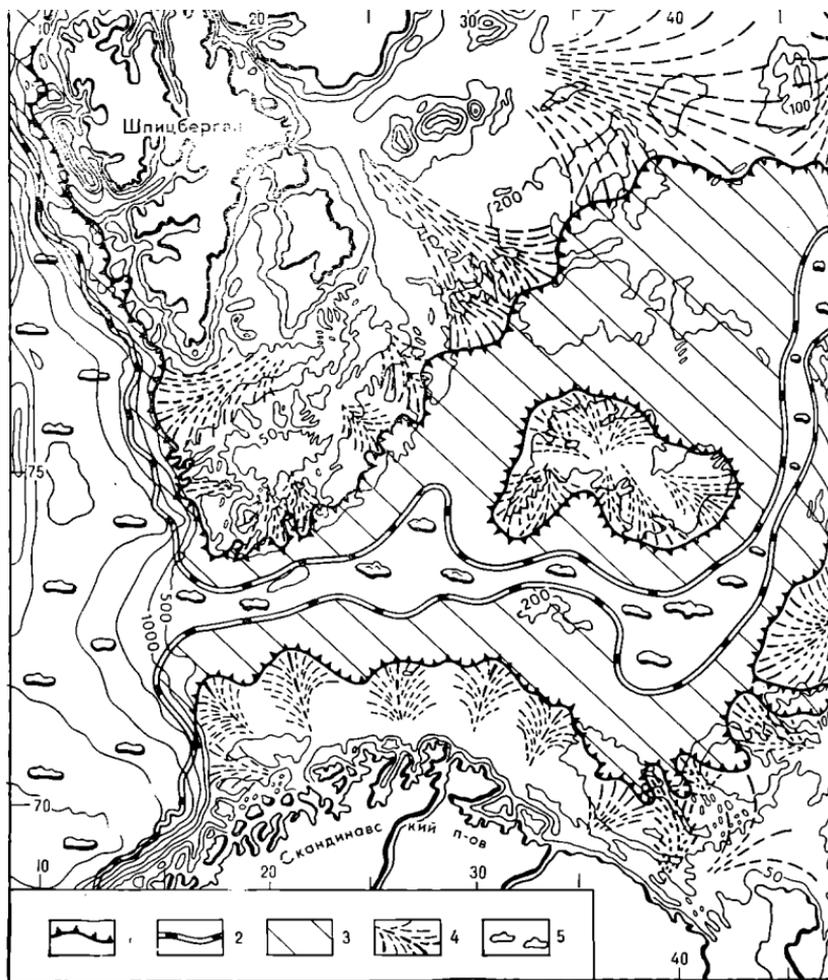
На скрытые под водой крупные структурные элементы рельефа дна Баренцева моря накладываются различные формы меньшего размера, созданные льдами, течениями, волнением, мутьевыми потоками, седиментацией и другими агентами экзогенных сил. Среди современных экзогенных процессов на шельфах характерно преобладание эрозионно-аккумулятивного выравнивания. На морском дне постоянно откладываются массы терригенных, биогенных, хемогенных и других осадков, смягчающих морфотектонические контрасты рельефа дна. Значительную роль в морфологическом облике шельфов играют реликтовые субаэральные формы рельефа, оказавшиеся под водой благодаря трансгрессиям поздне- и послеледникового времени. Подводными свидетелями могучей деятельности краевой (морской) части Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского и других ледниковых покровов являются гляциальные шельфы Баренцева и Норвежского морей (Матшов, 1984).

Среди форм рельефа, выработанных или созданных материковыми льдами, наиболее характерны фьорды, краевые и поперечные желоба, краевые ледниковые образования морского дна. Прослеживается несколько (2—5) концентрически расположенных зон краевых ледниково-аккумулятивных форм на глубинах от 50 до 400 м, прилегающих к периферии древних ледниковых покровов на шельфе. В плане они представляют сочленяющиеся друг с другом серповидные и дугообразные пояса. Фрагменты молодых краевых образований наблюдаются на скалистом прибрежном шельфе, главным образом в фьордах. Отмеченные в строении краевых ледниковых образований закономерности указывают, что лопастной характер края ледниковых покровов обусловлен дочетвертичной топографией шельфа. Большое значение в распределении стока материкового льда имел рельеф коренных пород.

Критически рассматривая модель максимального оледенения шельфа Арктики и образования в позднем плейстоцене и раннем голоцене единого Панарктического ледни-

кового щита, предложенную в 1968 г. В. Шоттом, Г. Хоппе, В. Блейком, М. Г. Гросвальдом, следует откровенно сказать, что это не более чем рабочая гипотеза. Как известно, она была разработана на очень косвенных по отношению к собственно арктическому шельфу гляциологических фактах, касающихся полярных архипелагов, на достаточно спорных результатах радиоуглеродных датировок отложений морских террас на окружающих побережьях, а также на одной из версий анализа изобаз, рисующих ледниковую изостатическую реакцию на Земле Франца-Иосифа, Шпицбергене и других полярных островах, через которые якобы перетекали шельфовые ледниковые щиты. Приходится с недоумением констатировать, что вся система аргументации (включая ссылки на карты движения земной коры и т. д.) в пользу допущения существования куполов во внутренних частях шельфов, также основывающаяся на гляциоизостазии, по существу входит в противоречие с общепринятым показом Скандинавского и других ледниковых куполов на материках. Разумеется, косвенная географическая информация вряд ли может быть противопоставлена прямым данным по четвертичной геологии и геоморфологии дна арктических шельфов. Однако все реконструкции М. Г. Гросвальда (1980, 1983), как он сам отмечает, расходятся с опубликованными схемами оледенения Баренцева моря, составленными морскими геологами, такими, как, Ф. Нансен, У. Хольтедаль, М. В. Кленова, Д. Г. Панов, М. А. Спиридонов, Ю. А. Лаврушин, Г. Г. Матишов и др.

В последних своих исследованиях М. Г. Гросвальд (1980, 1983) стал привлекать информацию, опубликованную в морской геологической литературе. Но нужно заметить, что используется эта информация по шельфам во многих случаях умозрительно. Например, для подтверждения идеи о том, что центры растекания ледников лежали не на соседней суше, а во внутренних частях шельфов, в качестве главного индикатора направления движения льда упоминаются подводные желоба. К сожалению, в данном случае использован сам факт наличия на гляциальных шельфах подводных желобов, но не реальное их строение и особенности простираения, которые были охарактеризованы в целом ряде работ (Нансен, 1938; Хольтедаль, 1957; Кленова, 1960; Хольтедаль, 1964; Матишов, 1975, 1977а, б, 1980а, б, 1982). В обобщенной форме геоморфологические сведения по шельфовым желобам изложены нами в 3-й главе этой книги.



та материкового льда образовались высокие моренные гряды и холмы, располагающиеся в настоящее время на глубинах от 200 до 380 м. Затем ледник сокращался, его отступление сопровождалось рядом осцилляций. В конце раннего дриаса, примерно 12,8 тыс. лет назад (стадия бёллинг) (Стрелков и др., 1976, 1975), активные ледники создали приустьевые пороги в Варангер-фьорде (порог Ругген) и Мотовском заливе. Видимо, в это время сформировались пологие каменистые гряды на глубинах 115—130 м севернее острова Кильдин и губы Териберка. Предпожи-



Рис. 42. Схема развития материковых ледниковых покровов на шельфе Баренцева моря в максимум вюрма (20—18 тыс. лет).

1 — край ледниковых покровов; 2 — кромка шельфовых ледников; 3 — ареал шельфовых ледников; 4 — линия тока ледников; 5 — айсберги

тельно в среднем дрисе (стадия бергхем, 12,0—11,8 тыс. лет) могли образоваться конечные морены перед устьями Порсангер-фьорда, Лаксё-фьорда, Тана-фьорда, Кольского фьорда. Эти подводные морены коррелируются с краевыми ледниковыми образованиями, известными на острове Кильдин и правом берегу в устье реки Тернберка на Кольском полуострове. В позднем дрисе материковый лед не выходил за пределы фьордового побережья.

Существующий на сегодняшний день фактический геолого-геоморфологический материал позволяет достаточно

убедительно говорить о том, что центрами ледниковых покровов, растекавшихся на шельфы северной части Евразии, были гористые участки архипелагов и материков. Ледниковые покровы Скандинавский, Шпицбергенский, Земли Франца-Иосифа, Новоземельский, Уральский, Североземельский, Таймырский и Путоранский во время своего максимального развития 18—20 тыс. лет назад распространялись своими периферическими зонами на прилегающие шельфы Баренцева моря, а также Карского и отчасти моря Лаптевых. Эта модель минимального растекания материкового льда предполагает наличие между ледниковыми покровами акватории с дрейфующими айсбергами и паковыми льдами, а также свободных ото льда областей арктических шельфов.

6.4. Эволюция четвертичного оледенения океана

Влияние материковых ледниковых покровов на внеледниковые области Мирового океана проявилось чрезвычайно широко. В последнее время этот вопрос привлекает многих исследователей. Совершенно очевидно, что за границей распространения древнего материкового оледенения находилась океаническая перигляциальная зона, или область холода. Климатообразующее и рельефообразующее влияние айсбергов и морского льда огромно и многообразно. Наглядным доказательством этого служат явления океанического перигляциала. Весьма значительным было косвенное воздействие ледников и айсбергов в экваториальных и тропических поясах. Морская ледниковая поверхность вызвала изменения зонально-поясных границ в океане. Поэтому вполне понятна большая заинтересованность исследователей в познании самых общих черт эволюции оледенения океана за пределами шельфов.

В ледниковые периоды гидрологические, седиментационные и экологические условия океана в открытой его части резко отличались от современных. Как было уже сказано, во время последнего оледенения океан характеризовался увеличившимися термальными градиентами вдоль полярных фронтов, особенно в Северной Атлантике и Антарктиде, и смещением этих фронтов в сторону экватора, общим похолоданием большей части поверхностных вод в среднем примерно на $2,3^{\circ}\text{C}$, усилившимся апвеллингом вдоль экватора в Тихом океане и Атлантике, а также прибрежным апвеллингом.

Причиной этих глобальных природных изменений были планетарные климатические колебания и связанное с ними огромное покрытие плавучими материковыми и морскими льдами океанов в полярных и умеренных широтах как следствие материкового оледенения. Наиболее значительный прирост массы и площади Лаврентьевского, Гренландского, европейских и других ледников происходил в тех областях, которые находились вблизи источников питания, в северной части Атлантического и Тихого океанов. В связи с этим основной сток материкового льда происходил в областях континентальных окраин. Следовательно, несмотря на радиальный характер растекания ледников от центров оледенений, древние ледниковые купола в целом имели асимметричную форму. С покровным оледенением шельфа были связаны явления и процессы океанического перигляциала.

Океанический перигляциал, парагенетически связанный с материковым покровным оледенением, был одним из важнейших природных факторов в эволюции океана в четвертичный период. К явлениям и процессам океанического перигляциала, как уже отмечалось выше, следует относить ледниково-мутевые потоки и айсберговую седиментацию, а также изменения океанической циркуляции, термического режима деятельного слоя океана, планктонной флоры и фауны и другие значительные природные нарушения в ледниковые и межледниковые эпохи. Синхронно с изменением интенсивности оледенений смещались границы ледовой зоны океана, ареалы айсбергов. Хорошо проявляется ритмичность в смене фаций четвертичных осадков, совпадающая с ритмичностью смены межледниковых эпох.

Как уже говорилось, отличительной морфологической чертой наклонных аккумулятивных равнин материкового подножия и сменяющих их в сторону абиссали субгоризонтальных аккумулятивных равнин являются разветвленные системы абиссальных каналов, окаймленных прирусловыми валами. Наиболее известны абиссальные каналы Лабрадорский и Мори, простирающиеся на несколько тысяч километров по поверхности дна Северо-Западной и Северо-Восточной Атлантики. Абиссальные равнины северной части Тихого океана пересечены крупными глубокowodными каналами Сервейер (залив Аляска), Сипар, Саггитариус, Аквариус, Таурус (Берингово море). Все каналы являются прямым продолжением русел подводных долин материкового склона. На дне каналов концентрируются сравнительно мощные (в среднем 1—10, иногда до

50—80 м) слои терригенных песков. Грубые песчано-гравийные осадки, приуроченные к русловым фациям, свидетельствуют о той колоссальной энергии, которой обладали линейные потоки, создавшие субаквальные эрозионные врезы. Такой энергией могли обладать ледниково-мутевые потоки, стекавшие в абиссаль по долинам материкового склона.

Ранее мы установили, что отложения ледниково-мутевых потоков, или турбидиты, формировались преимущественно в ледниковые эпохи, когда осушались шельфы и огромные массы терригенных осадков поступали прямо в верхнюю часть материкового склона. В такой обстановке мощные потоки талых вод, штормовые волны и оползневые явления почти постоянно приводили осадки во взвешенное состояние, образуя обводненные тяжелые грязевые течения, которые двигались вниз по склону. В результате разгрузки мутевых течений возникают конусы выноса, на поверхности которых развиваются распределительные каналы. Само распространение абиссальных равнин поддерживает идею о том, что турбидитные, в том числе ледниково-мутевые, потоки проходят по дну исключительно большие расстояния.

Реконструкция древних ледовых обстановок, смещения границ ледовой зоны и океанических течений — задача очень трудная, поскольку приходится основываться на косвенных наблюдениях, например судить об этом по смене литологических типов морских отложений, флористических и фаунистических комплексов океана, по ареалам айсберговых осадков. С развитием глубоководного бурения дна, позволившего установить строение осадочного чехла мощностью от нескольких сот метров до нескольких километров, значительно увеличилась возможность представить себе общую картину океанического седиментогенеза и палеоэкологии, а на этой основе изменения биопродуктивности океана. По различному завертыванию раковин (левостороннему в более холодных водах и правостороннему в более теплых) в колонках донных осадков выделяются эпохи, соответствующие оледенениям и межледниковьям.

Анализ четвертичных отложений глубоководных равнин океана показывает, что для них характерна определенная последовательность и ритмичность накопления, выраженная в чередовании горизонтов, формировавшихся в ледниковые и межледниковые эпохи. Обычно в разрезе выделяются несколько горизонтов ледниково-морских осадков, коррелируемых с поздне- и ранневюрмской, рпсской

(иллинойской) и более древними ледниковыми эпохами, а также ряд горизонтов межледниковых пелагических осадков. Выше уже отмечалось, что признаками ледниково-морских осадков являются рассеянный песчаный, гравийный и другой терригенный обломочный материал, крайне ограниченное содержание карбонатов, комплекс холодно-водной (от -1 до $+3^{\circ}\text{C}$) фауны. Неравномерное распределение обломочного материала в ледниково-морских толщах, наличие в них макро- и микрослоистости, вероятно, отражают стадийные и сезонные изменения в интенсивности разности льдами моренных отложений по акватории.

Датировка горизонтов четвертичных отложений дна океана проводится в основном косвенными биостратиграфическими методами, часто без корреляции с ледниковыми событиями на прилегающих шельфах. При этом обращает на себя внимание различие стратиграфических схем, составленных по материалам грунтовых колонок и кернам глубоководного бурения. Например, для Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна на основе датировки осадков (3—6 м колонок) по комплексу полярных планктонных фораминифер (преимущественно *Globigerina pachyderma*) выделяются голоценовый, позднеюрмский (10—30 тыс. лет), межледниковый среднеюрмский (70—100 тыс. лет) осадочные слои. Однако биостратиграфическое расчленение всей четвертичной толщи Норвежского моря, в частности вскрытой при бурении «Гломара Челленджера», не противоречит первым радиоуглеродным датировкам донных отложений материкового склона к юго-западу от Норвегии ($63^{\circ}09'$ с. ш., $04^{\circ}31'$ в. д., глубина 1000 м), согласно которым горизонты 24—40, 145—160 и 375—390 см имеют абсолютный возраст 2,3; 5,0; 10,0 тыс. лет.

Эти примеры наглядно демонстрируют, что, хотя множественность плейстоценовых оледенений уже давно была установлена по геологическим данным, определить их точное количество, возраст и продолжительность оказалось труднее. Сравнительно недавно было сделано открытие (Юри, Эмилиани, Найдин), которое позволило более точно установить хронологию ледниковых эпох. Оказалось, что глобальный объем льдов для любого периода можно вычислить по соотношению изотопов кислорода в океанических осадках этого периода.

В последние годы усилиями ряда ученых (Эмилиани, Ван-Донк, Шеклсон, Берггрэн, Опдайк) на весь четвертичный период разработана единая глобальная шкала вре-

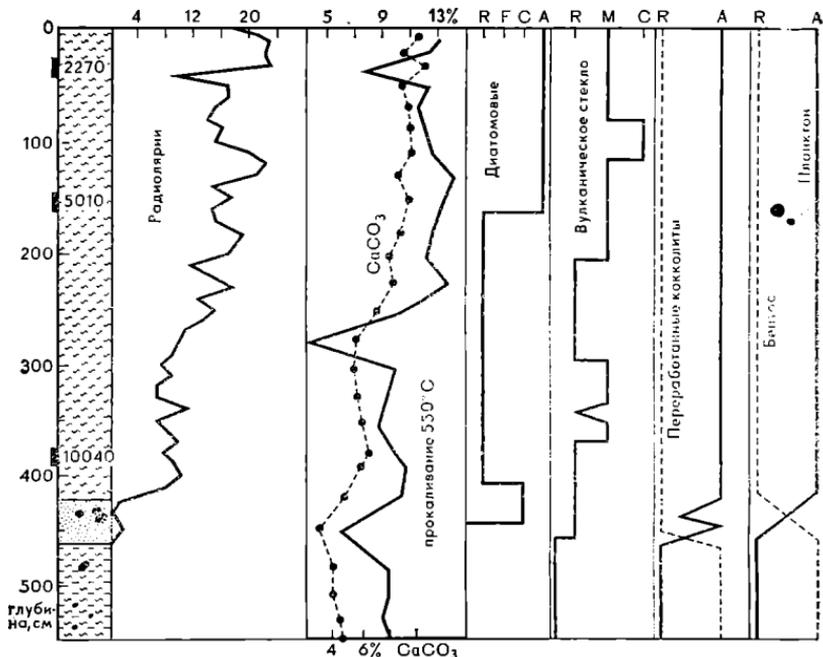


Рис. 43. Литологические и биостратиграфическая колонки допных отложений материкового склона (глубина 990 м) на юго-востоке Норвежского моря. Возраст осадков определен радиоуглеродным методом (Bjorklund et al., 1979).

R — единичный; F — редкий; M — средний; C — обычный; A — богатый.

мени (Джон и др., 1982). Выделяется порядка сорока стадий, из которых 1-я соответствует голоцену, 2-я — последнему стадиалу оледенения, 3-я — межстадиалу, 4-я — первому главному стадиалу вюрмского оледенения и т. д. Границы, разделяющие особенно резкие изотопные минимумы и максимумы, получили название терминаций. Периоды, ограниченные двумя последовательными терминациями и состоящие из 2 или 4 стадий, получили название ледниковых циклов (B — K) и 11 терминаций (1 — XI). Безусловно, что такая хронологическая шкала позволяет с общих позиций подойти к глобальной корреляции разрезов для стратиграфии четвертичных отложений океанов. Хотя столь большая точность шкалы времени кажется не совсем реальной. Вряд ли вымирание видов зоопланктона могло происходить одновременно по всему ареалу. Многие ре-

ликтовые виды фораминифер и радиолярий, а также диатомей свидетельствуют о возможности сохранения вида в одном районе первоначально более широкого ареала.

Как было отмечено в предыдущих главах, мощность четвертичных отложений на материковом подножии достигает 150—400 м, а на абиссальных равнинах — 80 м. Поэтому можно предположить, что верхний 10—30-метровый слой перигляциально-морских осадков накапливается во время последнего (позднеюрмского) оледенения и голоцена. Вероятно, выделенные ранее нами стадии развития позднеюрмского покровного оледенения шельфа следует коррелировать со временем накопления прослоев (0,4—2,5 м) ледниково-морских осадков, вскрытых грунтовыми колонками.

В ледниковые эпохи активный перенос и рассеивание минерального (моренного) материала осуществляли главным образом айсберги и шельфовые ледники, возникавшие в процессе всплывания и дробления лопастного края древних ледниковых покровов на континентальной окраине. Вокруг Антарктиды в Южном океане древняя ледовая зона неоднократно распространялась до 40° ю. ш. Ширина этой зоны могла достигать 1000—2000 км. Эратический материал, принесенный материковыми льдами, содержится в многочисленных колонках. Судя по видовому составу и количеству микрофауны в начале оледенения, сокращение притока теплых атлантических вод (источника влаги) в Норвежско-Гренландский бассейн происходило постепенно. Этот фактор определял активное формирование громадных ледниковых покровов на североатлантических шельфах. По мере развития покровного оледенения сток материкового льда в открытую часть исследуемой акватории достигал, очевидно, максимальных размеров. В зоне материкового склона, на акватории морей Баффина, Дейвиса, Датского и других крупных проливов, могли находиться плавучие шельфовые ледники, соизмеримые с современными шельфовыми ледниками Эймери, Росса, Фильхнера, Ларсена на подводной окраине Антарктиды. В зоне материкового подножия могли быть более или менее сплошные айсберговые поля, а в зоне абиссальных равнин и срединно-океанических хребтов дрейфовали разреженные паковые льды с вмержшими в них айсбергами. Таким образом, в результате мощного стока материкового льда формировался перигляциально-океанический пояс, южная граница которого располагалась в субтропических широтах.

Главным климатическим рубежом плейстоцена явилась, как было показано А. А. Величко (1973), эпоха максимума (20—18 тыс. лет) последнего оледенения. Она характеризовалась очень сильным похолоданием, крайней ксерофитизацией, наиболее низким (120 м) гляциоэвстатическим понижением уровня океана. В ледниковые эпохи, судя по определению палеотемператур, поверхность открытой части Северной Атлантики (по остаткам ископаемой фауны и соотношению изотопов кислорода O^{18} и O^{16}) испытала особенно сильное охлаждение, и северное полушарие было в целом холоднее южного.

Как мы уже указывали, судя по донным осадкам северной части Атлантического и Тихого океанов, наибольшее смещение границ ледовой зоны приходится на последнее оледенение. Видимо, около 18 тыс. лет назад было максимальное распространение материкового льда в океане.

В ледниковые эпохи, в частности во время последнего оледенения (20—10 тыс. лет назад), резко изменялась циркуляция поверхностных вод, и прежде всего положение Северо-Атлантического течения. Во время максимума последнего позднплейстоценового оледенения траектория Гольфстрима, или Северо-Атлантического течения, смещалась к югу на много градусов и была направлена к берегам Португалии. Судя по эратическому каменному материалу, полученному при драгировании на банках Северо-Атлантического хребта южнее 45° с. ш., на банках Галисии, Грейт-Метеор и других, кромка дрейфующих айсбергов в Северной Атлантике располагалась южнее 30° с. ш. С неоднократным перемещением на юг полярного фронта, а следовательно, зон таяния айсбергов связана повышенная концентрация кварца в верхнечетвертичных осадках дна океана между $28—45^{\circ}$ с. ш.

Реконструкция палеотечений и ледниковых покровов на основании палеотемператур поверхности Норвежско-Гренландского бассейна приводит к выводу, что во время последнего ледникового максимума (18 тыс. лет) в Норвежском море существовало единое медленное круговращение, направленное против часовой стрелки (Kellogg, 1980). Такая циркуляция поверхностных вод могла быть вызвана воздействием ветра на повсеместно распространенные дрейфующие льды.

Распространение ледниково-морских осадков показывает, что в эпоху висконсинского оледенения отложения, принесенные айсбергами, оседали на дне залива Аляска и прилегающей части Тихого океана, на акватории от побе-

режья штата Вашингтон, к западу по крайней мере до полуострова Аляска. Основная часть айсбергов, отколовшихся от кордильерских предгорных ледников, уносилась к западу мимо Алеутских островов. Многие айсберги уплывали далеко на юг. В частности, распределение эрратического камешного материала и радиоярией в северной части Тихого океана свидетельствует, что во время последнего ледникового максимума субарктическая граница распространялась гораздо южнее и восточнее, чем ныне (Moore, 1978). Она смещалась к Японии и удалялась от Аляски. Это объясняется изменением направления движения воздушных масс, вызванным ростом ледниковых куполов в Европе и Северной Америке.

Во время последнего ледникового максимума (18 тыс. лет назад) поверхностная циркуляция вод Индийского океана также значительно отличалась от существующей ныне. Изучение биогеографического распространения планктонных фораминифер и вычисление температур поверхностных вод показали, что по сравнению с современными условиями южный полярный фронт был на $5-10^\circ$ севернее (Prell et al., 1980). Субтропическая конвергенция смещалась примерно на 2° к северу в западной части Индийского океана и на 5° в его восточной части. Западно-Австралийское течение было более интенсивным вследствие отклонения западных ветров к северу вдоль берегов Австралии.

Как известно, донные отложения состоят преимущественно из биогенных илов и красной глины, а в более высоких широтах в них встречается много обломочного материала, принесенного с суши плавучим льдом. Эти крупнозернистые осадки и обильная фауна в органических илах позволяют судить о температуре воды во время их накопления.

Основой для реконструкции температурного режима поверхностных вод в четвертичный период послужило сопоставление изменений видового состава планктонных фораминифер и изотопного состава кислорода, содержащегося в карбонате кальция раковин. Использование раковин планктонных фораминифер в качестве палеогидрологического термометра базируется на том, что CaCO_3 отлагается этими организмами в изотопном равновесии с окружающей водой, а изотопно-кислородный состав карбоната их раковин определяется температурой и изотопным составом воды.

Анализ распределения раковин планктонных фораминифер

нифер в позднеплейстоценовых осадках дна Северной Атлантики позволил М. С. Барашу, В. Руддимуану и др. (Бараш, 1974; Ruddiman, 1977), например, реконструировать ход изменения среднегодовых температур воды. В частности, для максимума похолодания (18 тыс. лет назад) температура океана на 40—50° с. ш. понижалась в среднем на 7—8° вследствие ледовитости вод и более южного, чем в настоящее время, положения Северо-Атлантического течения. В этих условиях комплексы полярной планктонной микрофауны были распространены гораздо южнее, чем в настоящее время, вплоть до линии между Испанией и мысом Хаттерас. Эта граница совпадает с палеоизотермой 2°С.

В ледниковые эпохи области высоких концентраций холодноводных видов планктонных фораминифер смещались к экватору, а ареалы и концентрации тепловодных видов сокращались. В максимальные стадии оледенений условия для существования планктона могли становиться неблагоприятными почти на всей акватории, что приводило к крайне резкому сокращению или вымиранию видов. Такое вымирание в холодноводные этапы ряда видов планктонных фораминифер, развивавшихся в более теплом плиоцене, явилось экологическим следствием прогрессирующего похолодания.

В результате изучения радиолярий и фораминифер в донных осадках установлено, что изменение температуры поверхностной воды за последние 18 тыс. лет в Южной Атлантике не столь велико, как в Северной Атлантике. Вероятно, полярный фронт смещался к северу на 2—5°. Похолодание воды и изменение распределения радиолярий были обусловлены усилением Бенгельского и Южно-Экваториального течений, что привело к усилению атмосферной и океанической циркуляции и апвеллинга у берегов Юго-Западной Африки.

Еще раз коснемся вопроса о нижней возрастной границе ледниково-морских осадков в северных широтах океана. По материалам глубоководного бурения дна установлен весьма важный для палеогеографии факт, что примерно до 10—9 млн. лет назад южная часть Мирового океана была в основном свободна ото льда. К началу позднего миоцена в морях Росса, Уэдделла и Беллипсгаузена начали образовываться крупные шельфовые ледники и накапливаться айсберговые осадки. К этому времени установилась современная циркумполярная циркуляция антарктических вод.

Как уже отмечалось, начиная с неогена в северном полушарии происходил направленный процесс охлаждения земной (океанической) поверхности. Наиболее ранние признаки оледенения в Северном Ледовитом океане относятся к 10 млн. лет назад. Самые древние ледниково-морские отложения в глубоководных Канадской и Чукотской котловинах датируются примерно 6 млн. лет, т. е. концом миоцена (Clark et al., 1980). Резкое изменение океанологического режима в Арктическом бассейне, происходившее около 3—4 млн. лет назад, связано с открытием Берингова пролива, поднятием Панамского перешейка, интенсивным возрастанием деятельности Гольфстрима и общей перестройкой системы океанической циркуляции. Это сопровождалось резким понижением температуры, изменением плотности и солености воды, преобладанием субполярных планктонных фораминифер, активизацией ледового переноса обломочного материала. В северной части Норвежско-Гренландского бассейна ледниково-морские осадки начали накапливаться с верхов среднего миоцена, на юге бассейна — на рубеже миоцен-плиоцен, а в Северной Атлантике — с начала плиоцена (Тальвани и др., 1975). В Лабрадорском море наиболее древние следы ледниковой деятельности совпадают с первым появлением планктонных фораминифер *Globorotalis inflata* и вымиранием кокколитов *Emiliania ovata*. По данным отдельных скважин, глинистые осадки с признаками ледового разноса находятся в толще рыхлых отложений на глубине 170—320 м.

Итак, следует заключить, что в эпохи максимального распространения ледников верхнего кайнозоя почти вся акватория Южного океана, Норвежско-Гренландского бассейна, северная часть Атлантического и Тихого океанов неоднократно заполнялась огромной массой льда материкового происхождения. Возникал перигляциально-океанический пояс, южная граница которого проходила вблизи субтропических широт. Во время деградации материковых ледниковых покровов на шельфе почти синхронно происходило сокращение площади перигляциально-океанического пояса, усиливалось поступление в бассейн обломочного (моренного) материала, а также таких минералов, как кварц, иллит, каолинит, хлорит. Процесс распада, таяния и отмирания плавучих материковых льдов определялся деградацией антарктических, европейских и североамериканских ледниковых покровов и являлся частью общего процесса дегляциации материковых оледенений земного шара.

ЭКОЛОГИЯ ОКЕАНА В ЛЕДНИКОВОЕ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

7.1. Среда и жизнь океана

Мы уже имели возможность убедиться, что внешняя среда изменчива. Состояние среды обитания живых существ, населяющих моря и океаны, определяется в основном глобальными колебаниями климата. В свою очередь климатические изменения, географическая зональность предопределяются взаимным расположением Земли и Солнца, местоположением материков и океанов, направлениями ветров и морских течений. Благодаря теплому Гольфстриму, берущему начало в Мексиканском заливе, в Западной Европе мягкий климат распространяется далеко на север. Постоянные ветры, дующие с востока на запад, создают вдоль берегов Африки, Северной и Южной Америки так называемые апвеллинги — сильные восходящие течения глубинных вод. Многие удивительные местные различия среды обуславливаются рельефом дна, создающим разнообразие гидрологических условий, влиянием растительности и деятельности животных.

Биологическая продуктивность и географическое распределение живых организмов в океане в значительной степени определяются такими специфическими факторами среды, как свет, температура, соленость, содержание кислорода и биогенных веществ. Основой пищевой, или трофической, цепи служат морские водоросли, которые синтезируют органическое вещество из минеральных солей, используя энергию фотосинтеза и хемосинтеза. Главная роль в продуцировании принадлежит фитопланктону, в котором важнейшую роль играют диатомовые водоросли, дающие около 70% общей продукции. Живущий в зоне фотосинтеза планктон служит основой пищи и жизни на больших глубинах и морском дне. Передача вещества и энергии в глубины океана осуществляется в основном посредством вертикальных суточных и сезонных миграций как планктона, так и рыб.

Для роста водорослей необходим солнечный свет. Освещенная солнцем, или эвфотическая, зона распространяется

до глубины 100 м. Количество солнечной радиации меняется с широтой, поэтому в тропических широтах она максимальна (180—220 ккал/кв.см/год), а в ледовых — минимальна (менее 80 ккал/кв.см/год). Содержание в воде азота, фосфора, кремния и других биогенных элементов также является существенным лимитирующим фактором развития первичной продукции. Эти биогенные вещества из-за постоянного потребления водорослями особо низкие концентрации имеют в поверхностных водах. Но в результате апвеллингов глубинные воды поднимаются на поверхность и обогащают эвфотическую зону биогенными веществами. Все богатые рыболовные промыслы находятся в районах вертикального перемешивания вод.

Жизнь в океане зависит не только от солнечного света и биогенных элементов, но и от иных факторов, в частности от солености. Большинство организмов может переносить колебания солености только в пределах между 30 и 40‰. Такими стеногалинными формами являются радиоларии, колониальные кораллы, головоногие моллюски, брахиоподы и иглокожие. Присутствие остатков этих организмов в осадках указывает на морские условия их накопления. Содержание в воде растворенного кислорода является одним из важных факторов среды, особенно когда оно падает от 4—7 мл/л до критически низкого уровня — 1 мл/л. В тех случаях, когда концентрация кислорода становится более низкой, все высшие организмы и даже простейшие раковинные исчезают, и остаются только анаэробные бактерии.

В океане, и в особенности в его открытой части, решающую роль в распространении морских организмов играет температура. В полярных областях температура может падать до $-1,5^{\circ}\text{C}$, а в окраинных морях тропических областей она может подниматься до $+30^{\circ}\text{C}$. Для умеренных широт характерны максимальные амплитуды изменений температуры, достигающие $10-20^{\circ}\text{C}$, что приводит к изменению плотности поверхностных вод по сезонам и определяет их вертикальную циркуляцию. Таким образом, наиболее резкие отличия факторов среды наблюдаются между ледовой и тропической биогеографической зонами, связанными климатической зональностью. Крайне резкие температурные перепады, сильный недостаток кислорода и опреснение вод в эвфотической зоне, как и другие необычные колебания факторов среды, оказываются опасными для организмов, так как создают стрессовые условия обитания.

Ведущим фактором, определяющим климатическую зональность, выступает количество получаемой солнечной энергии. Оно велико в тропиках и незначительно на полюсах. Полярная, умеренная, субтропическая и тропическая зоны, как мы знаем, имеют не вполне широтную протяженность. Их границы обычно смещаются течениями, особенно в пределах течений Гольфстрим, Куроиси, Бразильское. Следует еще раз отметить, что температура и продуктивность служат наиболее важными климатическими факторами, поскольку они определяют накопление и распределение биогенных элементов.

Касаясь в самых общих чертах экологии морских организмов, следует сказать, что в громадном жизненном пространстве, каким является океан, существуют планктон (пассивные плавающие организмы) и бентос (организмы, живущие на дне). В группу планктона входят бактериопланктон (бактерии), фитопланктон (растения) и зоопланктон (животные). Как правило, планктонные организмы очень невелики и во многих случаях имеют даже микроскопические размеры. В состав фитопланктона входят представители таких основных классов водорослей, как диатомовые, динофлагелляты, включая кокколитофориды. К зоопланктону относятся такие группы животных, как радиолярии, фораминиферы, копеподы, эвфаузииды, сагитты. Кроме того, многие крупные бес позвоночные (например, полихеты, ракообразные, брюхоногие, двустворчатые и иглокожие), являющиеся представителями бентоса, на личиночной стадии ведут планктонный образ жизни — это меропланктон. У рыб и икра, и личинки входят в состав планктона. Меропланктон является пищей для хищных представителей планктона и нектона (трески и многих других промысловых рыб). В свою очередь планктон является пищей для бентосных организмов. Таким образом, существуют тесные экологические взаимоотношения между свободно плавающими и живущими на морском дне организмами. Среди морских животных только 2% относятся к планктону и нектону. Все остальные виды ведут донный образ жизни. В конечном счете бентосные животные питаются органическим веществом, которое продуцируется в эвфотической зоне и в виде «дождя» детрита оседает на морское дно. Здесь различные фильтрующие организмы, пожиратели донного ила и бактерии перехватывают последние частицы пищи.

В совокупности экологических факторов, влияющих на условия существования живых организмов, немаловажное

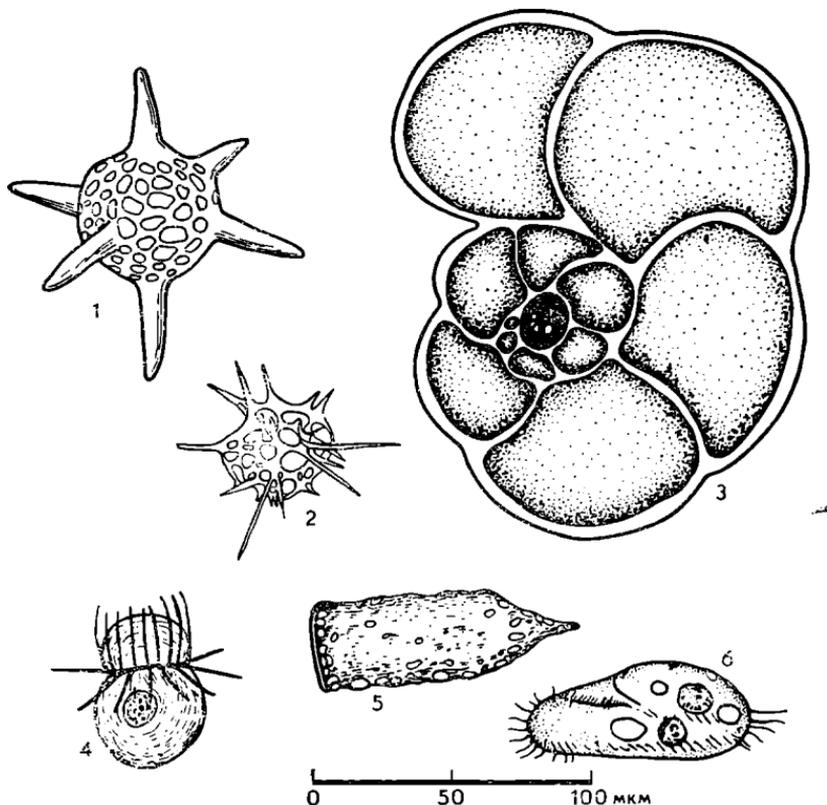


Рис. 44. Организмы, относящиеся к микрозоопланктону: радиоларии *Naustylus* (1) *Plectacantha* (2); фораминифера *Pulvinulina* (3); ресничные инфузории *Mesodinium* (4); *Tintinnopsis* (5); *Amphisia* (6)

значение имеет геоморфологическая ситуация. Распространение и жизнедеятельность морских организмов в толще воды, на дне и в осадках дна океана в той или иной мере предопределяются геоморфологией дна — батиметрией (глубиной), рельефом, донными отложениями вообще, а также разнообразными подводными экзогенными процессами. Целый ряд явлений, таких, как мутьевые потоки, подводный вулканизм и гидротермы, айсберговая седиментация, способны оказывать прямо влияние на жизнедеятельность морских растений и животных на протяжении хотя бы одной из фаз их индивидуального развития.

Гораздо более широко и сильно геоморфологические факторы, в целом характеризующиеся относительным постоянством в пространстве и времени, оказывают влияние на физико-химические элементы среды, а через них косвенно воздействуют на жизнь морских организмов. К примеру, это хорошо заметно на географическом распространении всех видов растительного и животного мира в морях и океанах. Над отдельно возвышающимися поднятиями морского дна, такими, как банки, подводные горы, вершины срединно-океанических хребтов, лежащими на пути постоянных течений, существуют такие условия среды, которые благоприятствуют жизнедеятельности пелагических и донных организмов. Как известно, над банками находятся вращающиеся столбы океанской воды, генерируемые подводными возвышенностями («столбы Тейлора»). Предполагается, что эти вихри оказывают большое влияние на локальные экосистемы подводных поднятий дна океана. В таких случаях места обитания различных морских животных, определяемые общей циркуляцией, термикой, химизмом и первичной продукцией океана, в большой мере обуславливаются геоморфологией дна.

Изменения всех факторов атмосферы и гидросферы в пространстве и во времени всесторонне влияют на структуру и функционирование морских экосистем в целом, определяя не только физические и химические свойства среды, но также уровень переноса энергии, круговорота питательных веществ и физиологические особенности морских организмов, придающих каждому местообитанию его характерный облик.

Среди морей Северного Ледовитого океана ни одно не обладает такими масштабами развития шельфа и полярных фронтов, таким обилием и разнообразием растительного и животного мира, как Баренцево море. Выгодные особенности географического положения бассейна, позволяющие проникать в столь высокие широты мощным струям теплых вод Северо-Атлантического течения, в совокупности с активным световым режимом полярного лета обуславливают существование богатой жизни. В связи с климатической зональностью биологические и океанологические процессы имеют четко выраженную сезонную цикличность. Все весенние явления жизни в море распространяются с юго-запада, где особенно рано начинается «цветение» и следующее за ним размножение калянуса и других планктонных ракообразных. Чем дальше на восток, тем меньше чувствуется влияние соленых и теплых атлантиче-

ских вод, тем качественно беднее становится флора и фауна шельфа.

В силу своей открытости и тем самым большой зависимости от соседних морских экосистем Баренцево море отличается активной жизнедеятельностью всех организмов, между которыми существуют сложные связи и обмен. Примером масштабного переноса органического вещества из экосистемы Норвежского моря в Баренцевоморскую могут быть восточные миграции планктона и ихтиопланктона, нагульные миграции многих донных рыб. Напротив, атлантический лосось совершает западные миграции на нагул в теплые воды Норвежского моря.

Изучая условия существования морских организмов и взаимосвязи между организмами и средой их обитания, постоянно ощущаешь то влияние, которое оказывает на физико-географические черты и экологию водоема сложная топография морского дна. Нигде на других шельфах морей СССР мы не находим столь крутых перепадов глубин и абсолютных отметок дна в 400—500 м, как на баренцевоморском шельфе, который простирается от Нордкапа и Канина полуострова до архипелагов Новая Земля, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа. Чрезвычайно пересеченный рельеф дна (с глубокими желобами и высокими банками) обуславливает интенсивную вертикальную и горизонтальную циркуляцию вод, которая обеспечивает богатство пелагической и донной жизни.

Для живой природы океана очень велико значение геологического прошлого. Геоморфологические события кайнозойской эры, в особенности ледникового периода, наложили неизгладимый отпечаток на рельеф, донные ландшафты, создав своеобразный гляциальный облик шельфа, а также на специфику видового состава и распределения флоры и фауны.

7.2. Условия обитания морских организмов в эпохи оледенений

Древние ледники в значительной степени являлись следствием физических факторов внешней среды, и прежде всего климата кайнозойского времени. Разрастание и таяние материковых льдов и ледникового панциря океана под влиянием направленных климатических изменений оказывали глубокое воздействие на морские и наземные организмы. Вследствие этих явлений нарушались экологические связи или, иными словами, взаимные связи жи-

вых организмов с окружающей их океанической средой обитания. Дыхание древних ледников ощутило отразилось на формировании всей природы океана.

Климат ледниковых эпох характеризовался резким снижением температуры воздуха во всех областях земного шара. Снижение температуры, составившее в среднем несколько градусов по сравнению с современными условиями, возрастало с увеличением широты. В более низкие широты перемещались все географические зоны. Особенно больших размеров достигала ледниковая зона в северном полушарии, которая в областях с более влажным морским климатом перемещалась дальше всего (до 40—50° с. ш.). Границы дрейфующих айсбергов порой спускались в субтропические широты океанов. Наряду с этими природными изменениями примерно на 120 м снижался уровень Мирового океана.

Климатические условия плейстоцена, как уже говорилось, резко отличались от предшествующих ему обстановок палеоген-неогенового времени, когда термическая зональность была сравнительно слабо выражена. Начавшийся еще в олигоцене процесс прогрессирующего похолодания хотя и не был равномерным, но все же постепенно привел к усилению климатической (термической) зональности, обусловленной снижением температур в высоких широтах Земли. Этот процесс ускорился в плицене, после того как расширилось и достигло своих наибольших размеров материковое оледенение в Антарктиде и Гренландии, существующее до настоящего времени.

Неоднократное возникновение и развитие на континентальных шельфах ледниковых покровов и затем их распад, связанные с этими явлениями фазы похолоданий и потеплений, регрессий и трансгрессий, опреснений и осолонений существенно влияли на эволюцию животного и растительного мира в морях и океанах полярных и умеренных широт. По всей вероятности, в эпохи оледенений в связи с отсутствием стока северных рек, слабым влагообменом и теплообменом с Северной Атлантикой и отсутствием связи с Тихим океаном происходила глубокая перестройка природной обстановки на континентальных окраинах, которая не могла не отразиться на флоре и фауне морей Северного Ледовитого океана, а также северной части Атлантического и Тихого океанов. Во время оледенений возникали сухопутные мосты в Северном море, на месте Берингова пролива, что создавало благоприятные условия для миграции животных. На североатлантических шельфах можно часто обнаружить ли-

торальных моллюсков, например устричных ракушек, слой пресноводного торфа. В Северном и Беринговом морях многочисленны находки зубов мастодонтов, костей таких животных, как мамонт, лось, извлекаемые со дна рыболовными тралами.

Если отдельно рассмотреть природу Баренцева моря в ледниковые эпохи, то следует еще раз сказать, что большая часть шельфа покрывалась материковыми льдами. В эти эпохи система теплого течения Гольфстрим устремлялась к Пиренейскому полуострову, а затем на юг, в Атлантику и почти не проникала в Норвежское море. В целом же во время оледенений обстановка была такова, что гляциальные шельфы Северной Европы были скрыты ледниками, а береговая линия на перигляциальных шельфах находилась вблизи материкового склона. В силу неблагоприятной экологической ситуации основная часть растительного и животного мира северных морей вынуждена была мигрировать на юг через Гибралтарский пролив в Средиземное море. По мере деградации материковых ледников и развития трансгрессии арктические и бореальные виды флоры и фауны совершали миграции в обратном направлении. Следствием оледенений могли быть характерные особенности современной арктической фауны — бедность видового состава и высокая степень эндемизма. В четвертичных отложениях Баренцева моря и его побережий найдены виды микро- и малакофауны, почти исключительно обитающие в современных морях Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. Все голоценовые сообщества бентосных фораминифер представлены ныне живущими видами. Количество видов, найденных в морских отложениях, убывает с запада на восток.

В ледниковые эпохи происходили резкие изменения гидрологического и теплового режима, солёности, освещённости и других абиотических факторов, определяющих экологию океана. Всем известно, что каждой климатической зоне присущ строго определённый состав организмов. Анализ содержания диатомей и силикофлагеллят в осадках северной части Тихого океана показал, что во время оледенений повсеместно в поверхностном слое воды резко сокращалось развитие водорослей. В ледниковые эпохи диатомовые водоросли и биогеографические зоны в целом мигрировали в сторону экватора, а в межледниковья — в сторону полюсов Земли.

Своеобразна реакция морских бассейнов Восточной Европы на смены ледниковых и неледниковых условий в

четвертичное время. Азовское и Черное моря во время оледенений имели односторонний сток в Средиземное море и находились преимущественно в состоянии регрессии и опреснения. Максимальному развитию оледенений в Каспийском море наряду с опреснением соответствовали, видимо, регрессии, а трансгрессивные условия устанавливались с началом деградации ледников. В позднем плейстоцене во время трансгрессий (до современных высот 10—12 м) соленость Азово-Черноморского бассейна заметно превышала настоящую и приближалась (до 50%) к океаническому уровню, что приводило к широкому распространению стеногалинной и термофильной средиземноморской фауны.

Колебания прохладных и теплых условий, изменения продуктивности океанических вод достаточно объективно устанавливаются по морским организмам. Особенно показательны такие мелкие организмы, как планктонные и бентосные фораминиферы. Сравнивая соотношение количества теплолюбивых видов и общего числа видов, можно вычислить показатель изменений температуры вод океанов. Таким способом, например, выявлено, что 18 тыс. лет назад воды в западной части Средиземного моря были почти на 4° холоднее, чем сейчас. О понижении температуры воды на шельфе этого же моря указывает относительно быстрое увеличение доли северных моллюсков. В целом из Средиземного моря в Атлантический океан в ледниковый период поступали более холодные воды.

Следует обратить внимание на некоторые события ледниковых эпох, происходившие в тропической зоне океана. В ледниковье вдоль экватора в Тихом океане и в Атлантике резко усиливался экваториальный и прибрежный апвеллинг, а также было более активным смещение поверхностных и глубинных вод вследствие увеличения температурных градиентов, действия ветров и течений. В результате в эпохи оледенений происходило возрастание биопродуктивности океанических вод в 2—3 раза по сравнению с современной, как это отчетливо выражено в Атлантике к северо-западу от Африки. Выводы об усилении в периоды похолоданий таких апвеллингов, как Канарский и Бенгальский, соответствуют представлениям об активизации атмосферной и океанической циркуляции, в частности пассатов.

Как известно, ихтиофауна водоемов Северной Америки и севера Евразии не очень богата видами. Распространение и видовой состав пресноводных и проходных рыб в поздне- и послеледниковье определялись экологическими

факторами, которые были обусловлены прежде всего развитием и деградацией последнего покровного оледенения, занимавшего почти все речные и озерные водоемы в полярных и умеренных широтах северного полушария. Как известно, в поздне- и послеледниковое время Балтийское и Белое моря, залив Св. Лаврентия и Гудзонов последовательно развивались в пресноводной приледниковой и ледниково-морской обстановках.

Отступление ледников, начавшееся 16—14 тыс. лет назад, создало возможности для формирования ихтиофауны, в особенности после того, как в Евразии появилась великая приледниковая система стока из ледниково-подпрудных озер, раскинувшихся от Британских островов до Восточной Сибири, а также система североамериканских ледниково-подпрудных озер на юге континента. Несмотря на неблагоприятные условия (холодные воды, недостаток питательных веществ), некоторые виды рыб могли обитать в приледниковых озерах, другие виды могли мигрировать из рек и озер-убежищ в более теплые южные водоемы. Например, из долины Миссисипи рыбы уплывали на Атлантическое побережье, постепенно расселяясь в реках, часто менявших в ходе таяния ледников свое направление. Более теплолюбивые рыбы появились, когда талые воды потеплели и в них стала развиваться водная растительность.

Расселению рыб способствовали частые перехваты рек, в ходе которых ареалы отдельных видов постепенно расширялись. В тех реках и озерах приледниковой зоны Европы, которые не замерзали, водились немногие виды рыб, такие, как сиги, гольцы, проходная форель и лосось. Они проходили в реки из моря. Озерные популяции этих рыб, в частности в альпийских озерах и горных озерах Великобритании, изолированные со времени ледникового периода, в силу способности легко приспосабливаться к меняющимся условиям образовывали большое разнообразие видов.

Следует сказать, что в Европе, к северу от Альп, вероятно, обитали только атлантический лосось, сиги, гольцы и форель. Исключением могли быть реки Рона и Жиронда в Южной Франции, где выжили некоторые карповые и окуневые рыбы. После отступления ледников пресноводные рыбы мигрировали в водоемы Европы с востока, особенно из бассейна Дуная, который не подвергался такому сильному влиянию оледенения, как Северная и Западная Европа. Вероятно, именно в дунайской речной системе

ихтиофауна Европы пережила губительное влияние холода ледниковых эпох.

Ярко выраженное единообразие состава фауны пресноводных рыб (хариус, щука, язь, голянь, укляя — всего 66 видов) громадного бассейна северных рек Евразии могло явиться следствием относительно свободного обмена ихтиофауной через реки, впадавшие в приледниковые водоемы. Как мы уже отмечали, система обширных приледниковых озер и бассейнов существовала, например, вдоль южной окраины Скандинавского ледникового щита на месте Белого, Балтийского и Северного морей. На месте Балтики располагался ряд приледниковых водоемов, сток из которых происходил вдоль края ледника в Северное море или на юг по прибалтийским речным долинам (Флинт, 1963; Гуделис, 1976). Разумеется, такие водоемы облегчали проникновение и заселение рек рыбами, принадлежащими к разным бассейнам.

Как известно, морские организмы способны существовать в определенном диапазоне (35—36‰) нормальной океанической солености. Соленая вода подвержена сезонной и долгопериодной изменчивости в зависимости от климатических колебаний. В этой связи следует остановиться на эффекте талых ледниковых вод Лаврентьевского, Скандинавского, Новоземельского и других ледниковых покровов. В позднеледниковые быстрое поступление легких талых вод предполагает развитие, например, в Баренцевом море, как и в любом другом приледниковом морском бассейне, мощного распреснения поверхностных вод и некоторой стабильной стратификации вод на большой акватории. Например, в Мексиканском заливе на основе кислородно-изотопного анализа фораминифер (из колонок донных отложений) было установлено, что сток талых вод в залив приводил к снижению солености поверхностных вод до 31—33‰.

Сходные эффекты, только в гораздо меньших масштабах, мы наблюдаем и в настоящее время в прибрежных водах всех северных морей за счет стока пресных вод с материка. Ярко выраженный сезонный характер солености особенно заметен в 20—40-километровой прибрежной зоне Баренцева моря. Относительное опреснение атлантических вод в Нордкапском и Мурманском течениях достигает в конце мая — начале июня нескольких промилле. В поверхностном 10-метровом слое воды соленость падает от 35,1—34 до 33—31‰. В устьях губ Кольского полуострова соленость вод иногда снижается до 29—30‰, а в самих губах — до 10‰, в результате чего возникают резкие скачки соле-

ности и плотности. После весеннего паводка происходит быстрое осолонение прибрежных водных масс, вызванное адвекцией солей теплым Норвежским течением. Эти явления, естественно, отражаются на процессах жизнедеятельности морской фауны и флоры, во многом определяют сезонные вертикальные и горизонтальные миграции морских организмов.

По всей видимости, в позднеледниковое время слой талой воды растекался по поверхности всего Баренцева моря в течение многих сотен лет. Вдоль фронта распадающегося материкового льда на шельфе талые ледниковые воды прорывались в придонные слои моря. Свидетельством тому являются линзы распресненных иловых вод в позднеледниковых отложениях шельфа, обнаруженные в колонках со дна желобов. В такой экологической обстановке, вероятно, на баренцевоморский шельф первоначально стали проникать, с одной стороны, эвригалинные виды растений и животных, способные жить в широком диапазоне солености, а с другой — глубоководные (батиальные) морские организмы, которые распространялись ниже горизонта распресненных вод. Слои трансформированных талых вод в основном мог заселяться видами флоры и фауны, которые были способны к развитию в солоноватой и пресной воде позднеледникового и раннеголоценового бассейна Баренцева моря.

Следует отметить, что по мере распада Скандинавского, Новоземельского и других ледников в бассейне Баренцева моря явления океанического перигляциала стали ощущаться только вблизи берегов полярных архипелагов. Разрушался позднеледниковый галоклин, появившийся в результате опреснения поверхностных вод талыми ледниковыми водами. Вероятно, в конце аллерада (примерно 11,5 тыс. лет назад) началось заметное осолонение вод юго-западной части моря, а в пребореале оно стало ощутимым на всей акватории. В раннем голоцене уже происходил широкий водообмен между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами, а полярный фронт в Баренцевом море занял близкую к современной позицию.

Изучение литологического, минерального, микрофаунистического составов верхнечетвертичных глубоководных осадков свидетельствует о сравнительно резком перемещении «волн» потепления в деятельном слое океана в пространстве и времени. Явления океанического перигляциала, например, в Северной Атлантике и Норвежском море исчезали в позднем дриасе и пребореале, а в Лабрадорском и Гренландском морях — в начале бореала (около 9 тыс.

лет). В позднем вюрме, в частности, интенсивная деградация плавучих материковых льдов, начавшаяся в позднеледниковье (13,5 тыс. лет), была направлена к северо-западу от континентальной окраины Британских островов к берегам Гренландии. По экологии фораминифер (*Globigerina pachyderma*, *G. bulloides*, *G. quinguelola*, *Glabrotalia inflata*) выявлены сезонные колебания температуры и солености поверхностных вод. Вероятно, с раннего дриаса теплые воды Северо-Атлантического течения стали проникать в Норвежское море через проливы между Исландией и Шетландскими островами. На основе анализа состава и экологии фораминифер стало ясно, что около 9,3 тыс. лет назад меридионально ориентированный в Атлантике Полярный фронт (связанный с таянием Европейского и Лаврентьевского материкового льда и стоком талых вод) смещался на 3° к востоку от современного положения, а зональная часть субарктической конвергенции вдоль 48° с. ш. была смещена на 3° к югу и на 5° к востоку. Примерно 6,5 тыс. лет назад установились современные границы дрейфующих айсбергов в Северо-Западной Атлантике.

В заключение нужно сказать, что очевидными реакциями морских растений и животных на резкие глобальные ухудшения экологической обстановки были миграции живых организмов в поисках спасения в более теплых водах. Многие животные погибли. В такие периоды трансформировалась или вовсе исчезала существовавшая до оледенения множественность связей определенных групп организмов с другими организмами и элементами окружающей среды. Определяющее влияние внешней среды ледниковых и межледниковых эпох на деятельность живых организмов особенно наглядно видно из явления географической зональности, которая изменялась при колебаниях климата.

7.3. Современный облик подводных ледниковых ландшафтов

При изучении современных континентальных окраин и абиссальных равнин мы сталкиваемся с вопросом, в какой степени рельеф и осадочный чехол унаследованы от прошлых ледниковых эпох и что можно считать результатом позднейшей деятельности волн и течений, колебаний уровня моря, живых организмов, процессов осадконакопления и других внешних факторов. Естественно, этот вопрос интересует нас и в связи с тем, что наряду с кли-

матическими и гидрологическими условиями геоморфологические факторы во многом определяют географическое распределение растений и животных, интенсивность биологических процессов. Многие виды донных рыб, которые поедают бентос, обитают непосредственно на дне или над дном (в качестве эпифауны), а некоторые виды могут закапываться в поверхностные слои осадков шельфа.

За последние годы в результате обширных исследований подводных ландшафтов, включавших также работы, как обследование морского дна сонаром бокового обзора и визуальные наблюдения из подводных аппаратов, а также подводное фотографирование, эхолотирование, сейсмопрофилирование и драгирование дна, грунтовые съемки, стали известны многочисленные мелкие элементы морфологии океанического дна, которые имеют в основном экзогенное и биогенное происхождение. В большинстве областей дна морей Северного Ледовитого океана, северной части Атлантического и Тихого океанов, Южного океана такие мелкие формы и комплексы форм голоценового рельефа осложняют, а иногда и видоизменяют поверхность гляциальных и перигляциальных форм рельефа дна океанов.

Чтобы понять современный рельеф континентальных окраин, необходимо помнить о том, что недавний быстрый подъем уровня океана начался около 15 тыс. лет назад и продолжался до рубежа 7 тыс. лет назад. Максимальный приток талой ледниковой воды в океан произошел между 13 и 9 тыс. лет назад. В такой ситуации многие банки внешнего шельфа, например такие, как Джорджес-Банк, Фюлас, Маланг или Гусиная, имеющие сейчас глубины менее 50 м, могли оставаться осушенными до рубежа 7 тыс. лет назад и были затоплены во время климатического оптимума. В целом уровень океана в недавнем прошлом поднялся от отметки средней глубины края шельфов (130 м) до современного положения.

Трансгрессия в конце оледенения оказала очень заметное и разнообразное влияние на современное рельефообразование и осадконакопление на гляциальных и перигляциальных шельфах. Волны и течения наложили свой отпечаток на краевые ледниковые образования морского дна и в целом на поверхность большинства возвышенностей, плато и поперечных желобов внешнего рельефа в интервале глубин от 50 до 300 м. Свидетельством деятельности гидродинамических процессов являются такие характерные комплексы микрорельефа, как мелкогрядовый, бугристый, мелкохолмистый, ложбинный, западинный и др. Вырабо-

ташные в покрове четвертичных отложений микроформы имеют превышение 3—15 м, ширину от 0,05 до 1,0—2,0 км и протяженность от 0,3—0,5 до 10—20 км. Развитие микро- рельефа гляциальных шельфов могло происходить в позд- не- и послеледниковье под воздействием волновой абразии, термоабразии, эрозии донных течений и других постгля- циальных процессов, характерных для прибрежной зоны арктических морей.

Заметное геологическое воздействие оказывают круп- ные поверхностные течения, захватывающие слой воды от 100 до 500 м и более. Самыми значительными в северном полушарии являются всем известные течения Гольфстрим и Куроисио. Они имеют очень большую скорость — порядка 50—100 см/с, или 1—2 узла. Самое мощное течение — Гольфстрим (Северо-Атлантическое), устремляясь в вы- сокие широты, дает начало системе теплых течений: Нор- вежскому, Западно-Гренландскому, Шпицбергенскому, Нордкапскому и другим, скорость которых изменяется от 20 до 70 см/с. Эти высокоскоростные течения подвергают сильному размыву всю зону внешнего края шельфа, актив- но эродируют подводные моренные гряды на шельфе, раз- мывают ледниковые отложения на мелководных банках и на склонах поперечных и краевых желобов. Как мы уже отмечали, несмотря на интенсивные гидродинамические процессы, краевые ледниковые образования почти везде хорошо сохранились на морском дне. Лишь на неглубоком североморском шельфе они испытали абразионно-аккумуля- тивное выравнивание и как следствие захоронение под 5—10-метровым слоем послеледниковых осадков.

Данные о мощности голоценовых отложений, как и под- водные микроформы рельефа, во многом позволяют пред- ставить особенности рельефообразующих процессов на мор- ском дне. Об активности гидродинамических факторов на гляциальных шельфах свидетельствует незначительная мощность современных осадков, перекрывающих с резким размывом моренные, водно-ледниковые и ледниково-мор- ские отложения. На банках слой голоценовых осадков не превышает 5—20 см, а на подводных моренных грядах и склонах банок обычно обнажаются «древние глины».

На фотопрофилях морского дна хорошо видны следы деятельности течений — знаки ряби, промоины, полосчатое распределение гравийно-галечных осадков на равнинах. Со- став и распределение современных донных отложений на банках внешнего шельфа в основном зависят от литологи- ческих особенностей подстилающих ледниковых отложе-

ний, кроме того, в Северо-Западной Атлантике, в районах Шпицбергена и Новой Земли заметно влияние материала айсбергового разноса.

Покров современных осадков в шельфовых желобах более мощный (от 0,3 до 0,6—2,0 м), чем на банках. В голоцене в желобах происходило накопление продуктов размыва течениями ледниковых отложений, биогенных остатков (фораминифер, радиолярий), а в некоторых районах — материала айсбергового и ледового разноса.

Спорово-пыльцевые спектры современных отложений Баренцева моря формируются за счет воздушного заноса пыльцы и спор из лесной, лесотундровой и тундровой зон (Малясова, 1981). Влияние аккумулятивного выравнивания наиболее заметно в отдельных переуглубленных впадинах фьордов, краевых и поперечных желобов, на дне которых мощность современных зеленовато-серых полужидких илов достигает 5—20 м и более.

В ходе голоценовой трансгрессии осушенные перигляциальные шельфы, находившиеся на сравнительно малых (до 80—180 м) глубинах, были подвергнуты более интенсивному абразионно-аккумулятивному выравниванию и воздействию течений, чем глубоководные гляциальные шельфы. Поэтому покров современных осадков (0,2—2,0 и до 5 м) с резким несогласием залегает на поверхности реликтовых отложений. Как справедливо отмечают К. Эмери (1971), Ф. Шепард (1976), Д. Каррей (1978), осадки современных североатлантических шельфов почти на 70% состоят из переотложенного материала водно-ледниковых и моренных отложений. Современные же прибрежно-морские (биогенные, хемогенные) осадки дополняют осадочные толщи голоцена. Руслу многих крупных долин стока талых ледниковых вод в пределах покровных зандров Северного моря, Большой Ньюфаундлендской банки, а также крупные эстуарии и бухты (Гельголандская, Гудзона) выполнены голоценовыми осадками, достигающими 10—20-метровой толщины. Переотложенные реликтовые осадки на поверхности перигляциальных шельфов представлены крупнозернистыми фракциями, в них преобладают кварц и полевой шпат, а современные морские фации отличаются меньшей размерностью частиц, значительным количеством биогенных карбонатных компонентов и аутигенных минералов. Местами на банках толща ракушечных песков (детрита) достигает нескольких метров.

Важной геохимической особенностью голоценовых и верхнечетвертичных отложений, залегающих в переуглуб-

ленных впадинах краевых и поперечных желобов Западного Шпицбергена, острова Медвежий, Центрального желоба Баренцева моря и других районов, является сероводородное заражение. Такие осадки содержат многочисленные прослой и примазки разложившейся органики (обычно хитиновых трубок), имеют характерный болотный запах. Это свидетельствует о том, что растворенный кислород полностью израсходован на окисление органического вещества и дыхание организмов. Крайним проявлением застойности можно считать заморные явления во впадинах, где живут агглютинирующие бескальцитовые фораминиферы. Сероводородное заражение осадков могло возникать как в обстановке отсутствия конвективного или турбулентного вертикального водного обмена, так и в условиях активной деятельности бактериальных процессов на морском дне.

Для послеледниковых форм рельефа перигляциальных шельфов характерны древние береговые линии, свидетельствующие о ритмичности гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Типичны также обширные плоские абразионно-аккумулятивные равнины (террасы), осложненные рифелями, а также пологоволнистые равнины с песчаными грядами и волнами на новоанглийском и новошотландском шельфах, в Кельтском и Северном (например, у берегов Франции) морях, на севере Берингова моря, в проливе Ла-Манш и Горле Белого моря.

Эти выработанные и аккумулятивные формы создавались постоянными и приливными течениями, как известно развивающимися значительные (до 40—100 см/с) скорости.

Песчаные гряды, обычно сложенные средне- и мелкозернистыми кварцевыми и отчасти детритовыми песками, представляют собой крупные, обычно ориентированные по направлению приливного течения образования на глубинах от 1—30 м в прибрежной зоне до 100—180 м на внешнем шельфе. Такие гряды имеют длину 10—60 км, ширину от 1—2 до 5 км и высоту до 20—40 м. В Кельтском море примером очень крупных песчаных гряд могут быть гряды Кобёрн, Лабоди, Джонс, Грейт-Сол, Литл-Сол. Песчаные волны представляют собой ритмические асимметричные образования, возникшие в условиях голоценовой трансгрессии на поверхности песчаных гряд и ориентированные перпендикулярно по отношению к господствующему направлению приливного течения (рис. 45). Высота волн может изменяться от 2 до 15 м, длина — от 0,5 до 4,0 км, расстояние между вершинами — от 10 до 1000 м. Крупные песчаные волны встречаются у края восточноамериканско-

го шельфа вблизи верховья каньона Уилмингтон. Большое количество песчаного материала, слагающего покровные зандры, и сильные приливные течения следует считать необходимым условием для развития песчаных гряд и волн. При дефиците песка на поверхности морского дна приливные течения обычно формируют мелкие (2×200 м) песчаные валы и песчаную рябь.

Обратим еще раз наше внимание на геологическую деятельность современных плавучих льдов. Дрейфующие айсберги, отколовшиеся от ледников Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена, несут с собой в океан грубообломочный материал. Крупные айсберги, кроме того, при посадке на подводные моренные гряды и неглубокие банки в зоне внешнего шельфа слегка эродируют их поверхность. Морской лед в зонах торошения вблизи берегов образует мощные торосы, проникающие в толщу воды на 5—10 м. В этих случаях лед может царапать дно шельфа арктических морей и оставлять глубокие борозды.

В более широком масштабе подобные явления происходили в поздне- и послеледниковое время. Следы скольжения и выпаживания айсбергов, дрейфовавших в самом конце последнего оледенения у берегов Восточной Канады, Гренландии, Фарерских островов, Ирландии и Норвегии, в районе плато Поркьюпайн, были открыты с помощью гидролокатора бокового обзора. Указанные следы фиксируются на морском дне до глубин 150—300 м (рис. 4б). Борозды айсбергового выпаживания (в зависимости от литологического состава донных отложений) достигают глубины 2—15 м, ширины 10—30 м (до 100 м) и протяженности 0,4—15,0 км. Анализ сонограмм, полученных на банке Гамильтон, и учет параметров современных айсбергов (вес — 200—300 тыс. т, скорость дрейфа — 0,1—1,5 м/с) позволили составить схему направлений айсбергового выпаживания в голоцене. Современные плавучие льды в прибрежной (приливной) зоне Северного, Балтийского, Белого морей, как известно, делают узкие (0,5—2,0 м) извилистые царапины на дне.

Микрорасчлененный и холмисто-западинный рельеф дна полярных морей мог возникнуть и вследствие термоабразии. Современное развитие подводных термоабразионных микроформ было выявлено благодаря повторным площадным грунтовым и эхолотным съемкам в морях Бофорта, Баффина, Печорском, Карском, Лаптевых (Клюев, 1967; Шепард, 1976). Установлено, что подводные термокарстовые формы, например ложбины длиной 1—20 км,

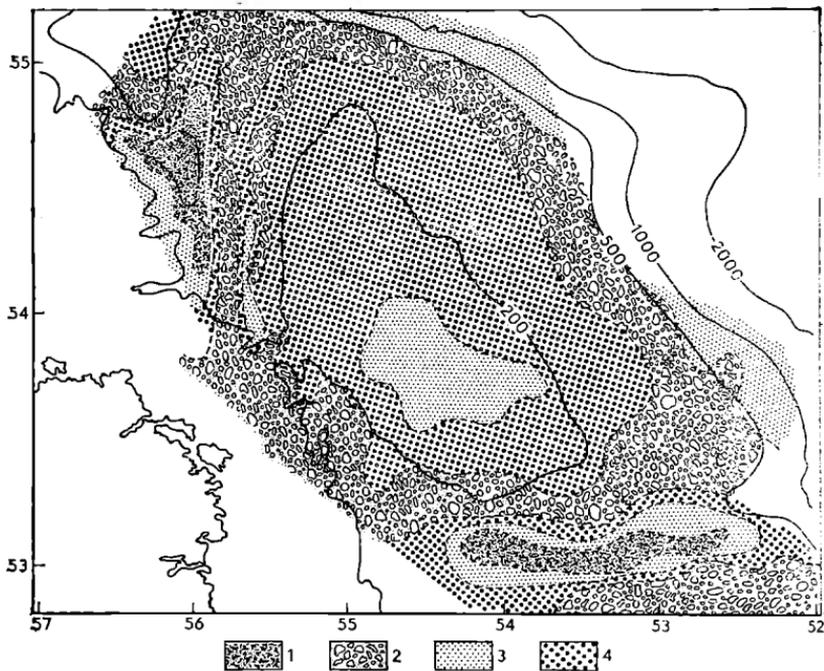


Рис. 45. Донные отложения на банке Гампелтон (Linden, 1974).
1 — глина; 2 — гравелистый песок; 3 — илстый песок; 4 — песок

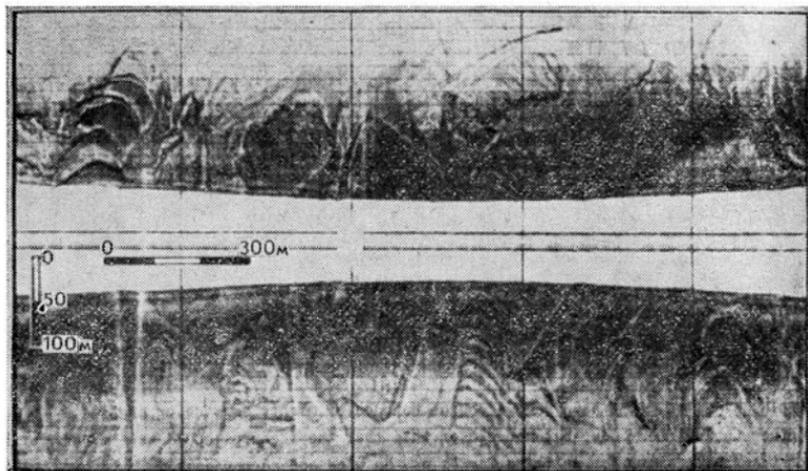


Рис. 46. В последнее время с помощью локатора бокового обзора изучены айсберговые деформации на поверхности полярных шельфов. На данных профилях видны микрогляциодислокации на дне моря Уэдделла (Vanney et al., 1981)

шириной 10—100 м и относительной глубиной 2—10 м, развивались в процессе таяния повторно-жильных льдов в толщах плейстоценовых глин при изменении условий теплообмена между древней мерзлотой морского дна и придонными водами.

Своеобразным морфологическим элементом берегов и прибрежной полосы дна арктических морей являются уплощенные цокольные террасы, получившие в литературе название стрэндфлетов или береговых равнин. Они располагаются выше и ниже уровня моря. Вдоль гористых берегов Скандинавии и Канады стрэндфлеты выглядят как предгорные денудационные ступени шириной от 0,4 до 8,0 км, которые часто заходят во фьорды вдоль берегов Норвегии. Ф. Нансен (1938) выделяет несколько террасовых уровней: подводный (до 50 м), четко выраженный в районах шхер Нордмёре-Трэннелага и Хельгелана; нижний надводный на высоте до 15—18 м над уровнем моря; верхний надводный высотой 30—40 м. Во фьордах побережья Шпицбергена подводные террасы прослеживаются на глубинах 50, 25, 5 м, наземные террасы — на отметках 8—20, 50—55, реже 100 м, а наиболее высокая терраса — на глубине до 234 м (Moign, 1974). Широкие стрэндфлеты развиты вдоль берегов узких фьордов и заливов Восточной Канады, например в эстуарии Св. Лаврентия. Узкие (0,2—1,0 км) надводные и более широкие (2—4 км) подводные стрэндфлеты распространены вдоль Новой Земли. На некоторые абразионные террасы архипелага наползают выводные ледники.

Вероятной представляется двухэтапная схема развития стрэндфлета, которая первоначально была высказана Ф. Нансеном, а затем развита современными исследователями. Первый ледниковый этап их развития происходил в конце дегляциации последнего оледенения. В позднеледниковое время осциллирующие ледниковые лопасти и языки выпахивали и выравнивали осушенную поверхность коренных пород. В раннем голоцене, когда на побережье еще функционировали фьордовые ледники и стала развиваться послеледниковая трансгрессия, обширные площади прибрежного шельфа, свободные от материкового льда, находились в перигляциальной и перигляциально-морской обстановке. Активно протекавшее морозное выветривание, снежная эрозия (нивация) в сочетании с морской абразией, денудацией плавающих льдов и припая, водно-ледниковой деятельностью способствовали планации поверхности дна и созданию стрэндфлета.

Наряду с криогенными процессами на развитие стрэнд-флета влиял морской лед. Блоки прибрежного льда, приподнимаясь и отрываясь мощными приливами или течениями, уносили с собой грунт, вмерзший в лед. Так, скорость ледовой эрозии нижнепалеозойских известняков и сланцев достигает на острове Готланд в Балтийском море 30 куб. м грунта в столетие с 1 кв. м шельфа. Это при благоприятных условиях изостатического подъема берега позволяет выработать террасу в 1 км за 10 тыс. лет. Формированию различных ярусов цокольных террас способствовали изостатические перемещения береговой зоны и ритмичный характер послеледниковой трансгрессии. Широкие террасы могли создаваться в результате заметных перерывов в гляциозостатическом поднятии побережья и в моменты замедления скорости или стабилизации поднятия уровня океана.

За пределами шельфа в глубоководье осадко- и рельефообразование происходит под влиянием гравитационных и гидродинамических процессов. Мощные поверхностные течения, такие, как Северо-Атлантическое, могут оказывать непосредственно эрозионное воздействие на верхнюю часть материкового склона. Учитывая, что покров современных осадков очень мал, а мощность его увеличивается (от 0—5 до 20—40 см) вниз по склону, материковый склон можно отнести к зоне транзита и переотложения рыхлых осадков. В водной толще (20—100 м) над поверхностью склона отмечается так называемый пелелоидный слой, содержащий минеральную и органическую взвесь сравнительно высокой (0,6—6,0 мг/л) концентрации (Шепард, Дилл, 1972; Леонтьев, Сафьянов, 1973; Емельянов и др., 1975). Одним из важнейших факторов, определяющих вынос в абиссаль взвеси и осадков, взмученных на краю шельфа и в верхней части материкового склона приливными и постоянными течениями, являются различные по природе донные течения в подводных каньонах и ущельях. Скорость таких течений достигает 5—20 см/с, что достаточно для перемещения по склону мелких песков, алевритовых частиц, органических остатков. Как известно, органическое вещество в современных осадках на дне подводных каньонов и в абиссальных каналах благоприятствует жизнедеятельности глубоководной фауны.

Основной фактор развития морфологии материкового подножия и абиссальных равнин — медленное аккумулятивное выравнивание за счет накопления карбонатных (фораминиферовых) и слабокарбонатных пелагических

осадков. Судя по мощности (от 0,4—0,8 до 1—3 м) голоценового микрослоистого покрова, состоящего из глин и алевролитов, современные скорости осадконакопления заметно сократились по сравнению с ледниковыми эпохами. Самые большие толщии голоценовых илов обычно залегают в руслах абиссальных каналов, в которых отлагается взвесь, выносимая из подводных каньонов придонными течениями (например, мутьевыми потоками малой — 14 мг/л — плотности), а также глинистые осадки, влекомые постоянными донными течениями. В современный период в каньонах деятельность мощных мутьевых потоков, за исключением потоков, связанных с землетрясением, не установлена.

Большое влияние на морфологию и осадки равнин ложа океанов оказывают глубинные донные течения. Такие течения придерживаются склонов континентальных окраин и флангов срединно-океанических хребтов. Их влияние на дно океанов четко видно на фотографиях по знакам ряби и знакам размыва. Рассмотрим для примера поток придонных вод, поступающих из Норвежско-Гренландского бассейна. Огромный объем норвежских вод (порядка 4,6 куб. м/с), переливающихся через Фареро-Исландский порог, проходит через зону желобов-разломов Гибса. Согласно последним американским океанографическим исследованиям, почти весь желоб Гибса глубже 2 км заполнен холодными водами норвежского происхождения. Средние скорости западного переноса вод составили 3,8—4,4 см/с. Зимой скорость течения практически равна нулю, а весной и осенью возрастает до 7—8 см/с. Общий западный перенос вод на глубине ниже 2 км оценивается в $2,4 \cdot 10^6$ куб. м/с. Исландско-шотландская вода несет значительное количество взвеси (25 мг/л). Над дном создается сильно выраженный нефелоидный слой мощностью 100 м. Растекаясь вдоль восточного склона хребта Рейкьянес, затем переходя через желоб Гибса и вдоль западной стороны хребта Рейкьянес, а далее — вдоль подошвы южно-гренландской континентальной окраины, холодные донные течения перемещают и накапливают громадное количество голоценовых осадков.

Экзогенные процессы в зоне Северо-Атлантического и других срединно-океанических хребтов имеют подчиненное значение. Исследования, проведенные с помощью глубоководного бурения, драгирования и фотографирования дна, свидетельствуют о том, что распространение рыхлых осадков на гребнях и склонах хребтов имеет прерывистый характер или осадки отсутствуют вовсе. Донные отложения

небольшой мощности в понижениях поверхности вершин имеют в основном позднечетвертичный возраст. Среди современных отложений в зоне хребтов наиболее характерны карбонатные осадки, почти полностью состоящие из планктонных остатков. В легкой фракции осадков наряду с биогенными карбонатами присутствуют полевые шпаты и серпентин. В целом рыхлые отложения хребтов, расположенных в Северо-Западной Атлантике, Норвежско-Гренландском бассейне, Южном океане, формируются под влиянием выветривания коренных вулканических пород, биогенного осадконакопления, а также за счет терригенного материала, разносимого айсбергами. Осадконакопление, заметное в целом на флангах хребтов, в межгорных ущельях и котловинах, практически не оказывает существенного влияния на первоначальный вулканический облик поверхности гор.

Итак, послеледниковое экзогенное рельефообразование на шельфе, материковом склоне, материковом подножии и абиссальных равнинах было связано с постоянными (поверхностными, донными) и приливными течениями, остаточными гляциальными явлениями (айсберговым выпахиванием, айсберговой аккумуляцией, термоабразией), биоэрозией, гравитационными потоками и некоторыми другими факторами. Голоценовое рельефообразование, несмотря на заметную деятельность в пределах континентальных окраин, не оказало существенного влияния на реликтовую морфоскульптуру дна. Подводные мезоформы гляциального и перигляциального рельефа, созданные в эпохи четвертичных материковых оледенений, сохранили в достаточной степени свои первичные морфологические черты. Гляциальный и перигляциальный рельеф дна определяет особенности строения поверхности континентальных окраин и ложа океана в полярных и умеренных широтах земного шара. Мы считаем, что в будущем наиболее крупные результаты в палеогеографии и экологии четвертичного периода будут достигнуты в изучении эволюции жизни и эволюции среды, информация о которых записана в толщах осадков дна океанов.

7.4. Послеледниковая морская экология

Конец дегляциации и начало послеледниковья характеризовались нарастанием температур воздуха и водной поверхности. Резкие изменения в развитии природной сре-

ды океана произошли во время глобального улучшения климата около 10,4 тыс. лет назад. Граница голоцена хорошо выражена, в частности, на пыльцевых диаграммах новейших отложений побережья Евразии, на которых изменение спектров отражает переход от почти безлесных ландшафтов позднего дриаса к березовой и сосновой растительности послеледниковья. На общем фоне ритмичных и направленных изменений ледникового периода голоцен, т. е. современный исторический этап, по существу является межледниковой эпохой.

Многие исследователи считают, что голоцену были присущи три крупные климатические фазы, самые общие черты которых следующие. В начале голоцена происходило быстрое улучшение климата и экологической обстановки в океанах и на материках. В условиях потепления интенсивно деградировали оставшиеся материковые ледники. Окончательный распад Скандинавского и Лаврентьевского ледниковых покровов примерно 8 тыс. лет назад, вероятно, происходил во время так называемого климатического оптимума (5—8 тыс. лет назад). В это время и в северном и в южном полушариях средние температуры воздуха и океанических вод были выше современных. Где-то между 5 и 3,5 тыс. лет назад отмечается крупное изменение климата во многих полярных и высокогорных областях. Последние 2—3 тыс. лет установился слабопеременный климат.

В голоценовый период сформировались современные морские флора и фауна, сложились современные экологические системы в морях и океанах. По мере наступания бореального и особенно атлантического периодов деятельный слой океана, опресненный тальми водами, постепенно прогрелся и стал более соленым, что вызвало быстрое заселение бассейнов теплолюбивыми морскими организмами. Несомненно, расселение современной флоры и фауны на подводных континентальных окраинах и за их пределами в открытом океане протекало почти синхронно с распадом последнего ледникового покрова на земной поверхности. По мере окончания деградации материкового льда в бореальный период (8,3—8,9 тыс. лет) и наступления самого теплого и влажного атлантического периода в океане происходило резкое перемещение на север и юг от экватора климатических и биогеографических зон. За последние 4—5 тыс. лет, т. е. во второй половине послеледниковья, имевшие место вековые климатические колебания не повлекли за собой принципиальных перестроек экологиче-

ской обстановки Мирового океана. С тех пор, вероятно, принципиально мало изменились ареалы и пути миграций арктической и бореальной фауны, и в частности морских рыб, а также зоны повышенной биологической продуктивности океана.

Как признают в настоящее время большинство исследователей, в ходе деградации на шельфе материкового льда, исчезновения явлений океанического и морского перегляциала, усиления напора Гольфстрима и других теплых течений закономерно нарастала экспансия арктической, а затем и бореальной флоры и фауны в Северную Атлантику и североευропейские моря. Вероятно, первоначально северные миграции морских животных из Средиземного моря происходили в основном вдоль внешнего края шельфа Северо-Западной Европы, где в позднеледниковье находилась береговая зона. Не исключено, что отдельные арктические формы моллюсков, обитающие при положительных температурах, близких к 0° , могли переживать ледниковые эпохи в верхней части материкового склона Норвежско-Гренландского бассейна. Затем оттуда они возвращались на шельф.

В большинстве колонок со дна Баренцева моря отчетливо выделяется климатический оптимум, наблюдавшийся от 6,8 до 4,5 тыс. лет назад. В это время температура воды могла повышаться на $2-2,5^{\circ}$. В осадках это выразилось общим увеличением североатлантического комплекса микрофауны, обилием карбоната кальция и основных химических элементов. Своего кульминационного развития расселение бореальных морских организмов в восточном и северном направлениях достигло в атлантический период. Вся последующая история формирования планктонных и донных биоценозов протекала в прямой зависимости от вековых изменений климата и напора теплых атлантических вод, температура которых сейчас не ниже $+4^{\circ}$, соленость — 35‰.

Существующая ныне природная обстановка океанов в полярных и умеренных областях северного полушария сохраняется в общих чертах на протяжении последних тысячелетий. Гидрологический и гидрохимический режимы полярного водоема, основные процессы жизнедеятельности населяющих бассейн растений и животных, естественно, определяются комплексом абиотических (свет, температура, биогенные элементы, органическое вещество) и биотических (кормовая база, физиологическое состояние) факторов. Лимитирующим фактором в полярных водах явля-

ется свет. Настоящие зоогеографические границы гляциальных шельфов и материковых склонов в конечном счете обусловлены пересеченным рельефом морского дна, сложной системой постоянных течений, активной деятельностью полярных фронтов в зонах соприкосновения существенно различающихся по своим свойствам теплых и холодных масс, вызывающих глубокое перемешивание и обогащение поверхностных слоев биогенными веществами, мощной адвекцией атлантического и тихоокеанского тепла и солей, всем ходом предшествующей истории развития гляциальных шельфов евразийских и североамериканских морей.

В голоцене биологическая продуктивность вод высоких и умеренных широт была более чем на порядок выше, чем в позднеледниковье. Об этом можно судить по вещественному составу и скорости накопления современных отложений, обогащенных карбонатным и кремнистым веществом. Содержание карбонатов порой достигает 60—100%, тогда как в послеледниковых осадках их не более 4%. Сейчас биогенные осадки покрывают более половины площади дна океанов. Они состоят из скелетных остатков животных и растительных организмов и органического вещества. На шельфе эти осадки представлены главным образом раковинами и скелетами бентосных организмов, в то время как на материковом склоне по мере удаления от берегов возрастает доля планктонных остатков — диатомовых водорослей, радиолярий и особенно фораминифер.

На шельфе среди биогенных осадков господствуют карбонатные пески (со средним содержанием CaCO_3 70—90%), состоящие целиком из остатков моллюсков и ракообразных. Такие осадки содержат (до 10%) остатки фораминифер и иглокожих, а также известковистые водоросли, мшанки. Фораминиферовые осадки, например, широко распространены на шельфе в заливе Св. Лаврентия, в Норвегии, юго-западной части Баренцева моря. В биопродуктивных западных районах баренцевоморского шельфа существенную часть песчаной фракции осадков составляют раковины фораминифер, в бореальном бентосном комплексе которых доминируют *Trifarina angulosa* и *Gassidulina obtusa*. В арктических сравнительно опресненных водах (с температурой меньше $+1^\circ\text{C}$ и соленостью 34‰) северной и восточной частей Баренцева моря господствуют донные сообщества фораминифер *Elphidium clavatum*. Современные планктонные фораминиферы малочисленны и представлены в основном видом *Clobigerina pachiderma*.



Рис. 47. Массовые скопления морского гребешка на бапках в южной части Баренцева моря. На створках раковин поселились мшанки и балипусы. Глубина дна около 50 м (фото В. И. Гуревича)

Как уже отмечалось, Норвежское и Баренцево моря стали заселяться планктонными флорами, радиоляриями и фораминиферами уже в конце позднего дриаса. Однако по сравнению с позднеледниковьем в голоцене продуктивность планктонных фораминифер была большей, а бентосных фораминифер, наоборот, меньшей. С морями дриаса сопряжены гляциоморские глинистые осадки, содержащие *Portlandia arctica*, *Goldiella lenticula*, *Bathyarca glacialis*. В донных осадках подводных фьордов Юго-Западной Норвегии (район Бергена) выделяются три экологически обусловленные ассоциации фораминифер: 1. *Cassidulina crassa*—*Nonion labradoricum*, существовавшие в условиях арктического морского климата позднеледниковья (10,9 тыс. лет назад); 2. *Unigerina peregrina*—*Cassidulina laevigata*, существовавшие в обстановке повышения температуры воды и уменьшения воздействия пресных вод в раннем голоцене; 3. *Unigerina peregrina*—*Bulimina marginata*, формировавшиеся в условиях, близких к современным. В открытом океане планктонные формы морских организмов доминируют в вещественном составе донных осадков. Карбонатные осадки срединно-океанических хреб-

тов и абиссальных равнин почти полностью состоят из скелетных остатков планктонных фораминифер, продукция которых особенно велика в зонах подъема глубинных вод океана. На подводных горах и материковом склоне до глубин 400 м заметную осадкообразующую роль играют раковины бентосных фораминифер. В меньших количествах они встречаются в осадках ложа океана. Основными продуцентами кремнистого материала являются микроскопические диатомовые водоросли, радиолярии, кремниевые губки, жгутиковые водоросли силикофлагелляты. Кроме карбоната и кремнезема морские биоценозы продуцируют фосфатные частицы.

Биогенные осадки накапливаются путем осаждения органогенных частиц непосредственно в месте обитания (бентосные организмы) или после прохождения через толщу воды (пелагические организмы). В последнее время установлена большая роль морских организмов в образовании плотных агрегатов частиц, которые затем осаждаются на дно. Много глины поступает на океаническое дно с фекальными комочками морских организмов, фильтрующих через себя воду. Такая глина связана с пищевыми частицами. Планктонные животные прежде всего захватывают дисперсные органические частицы, обрывки растений, гуминовые соединения, которые, пройдя через пищеварительный тракт, превращаются в фекальные пелиты. Этот механизм транспортировки является очень важным агентом в процессе седиментации в океане.

Мы уже видели, что биологические процессы, которые с большой интенсивностью протекают в эвфотической зоне океана и на его дне, вносят свой существенный вклад в формирование современных форм рельефа и донных отложений. Большая часть морского дна кишит бентосными организмами, оставляющими на его поверхности различные следы жизнедеятельности. Скелеты бентосных животных (губок, мшанок, кораллов, брахиопод, морских ежей, моллюсков) слагают мощные толщи голоценовых осадков во многих районах шельфа. Значительное количество известкового и кремнистого материала приносятся в осадки планктонные организмы. Процессом глобального геохимического значения считают биологическую переработку (биотурбацию) мягких осадков на морском дне.

В общем биологическая эрозия выступает заметным фактором, видоизменяющим микрооблик поверхности континентальных окраин и ложа океана. В результате жизнедеятельности многочисленных групп морских организмов

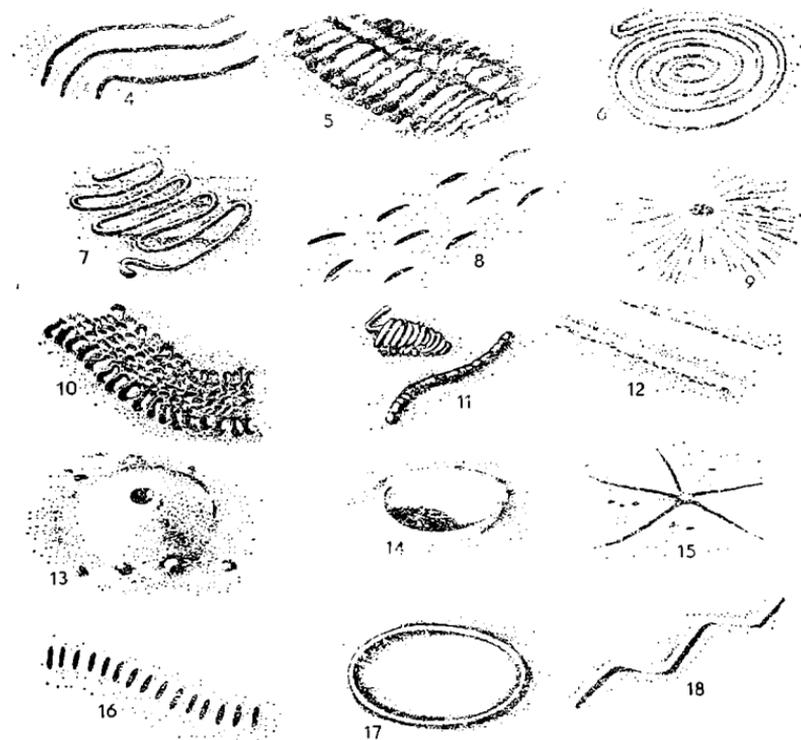
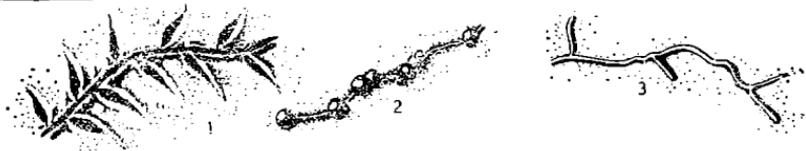


Рис. 48. Схематические рисунки, показывающие следы жизнедеятельности донных организмов на абиссальных равнинах Арктического бассейна и Южного океана (Kitchell et al., 1978).

1 — перовидный; 2 — бороздчато-холмистый; 3 — гребневидный; 4 — полосчатый; 5 — сглаженно-бороздчатый; 6 — спиральный; 7 — меандровый; 8 — декаподный; 9 — конусный; 10 — гусенично-видный; 11 — фекалии; 12 — бороздчатый; 13 — конический; 14 — кратерообразный; 15 — звездчатый; 16 — шпаловидный; 17 — кольцевидный; 18 — желобчатый

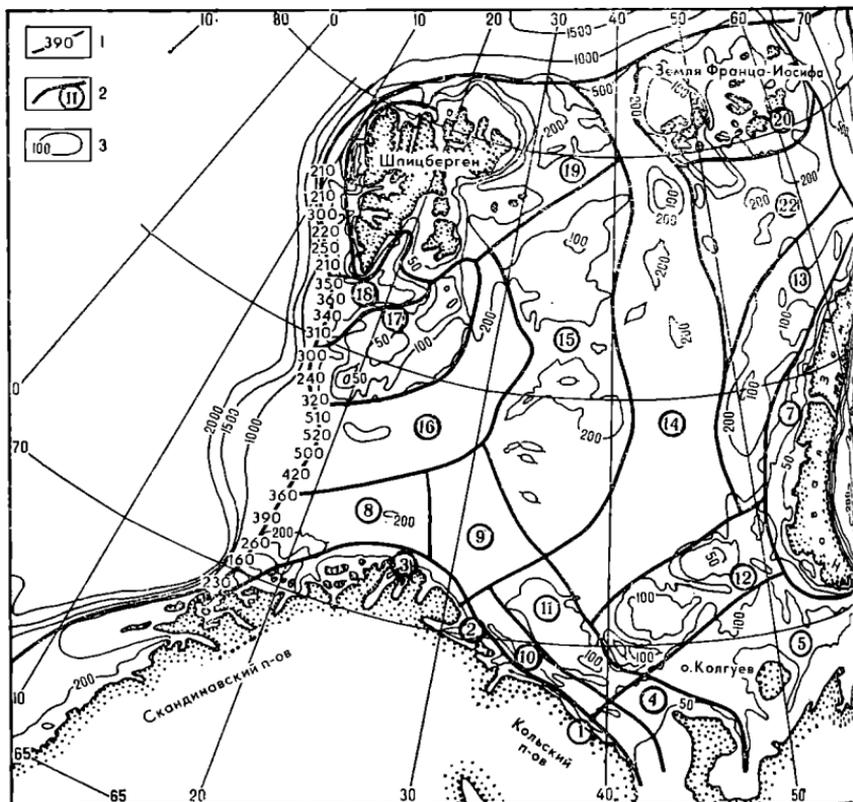
происходит механическая переработка рыхлых отложений, нарушается их текстура, возникают биогермы — мелкие формы рельефа дна типа коралловых и гидроидных построек, губковых холмов, ракушечных полей, поверхностей обрастания и т. п. На илистой и глинистой поверхности морского дна особенно заметна деятельность роющих организмов-ракообразных, многощетинковых червей, гастропод, пелеципод, которые оставляют следы зарывания и ползания (борозды, норы). Густой сетью ходов полихетиллоедов пронизаны от поверхности до глубины 2—3 м глинистые и алевритовые осадки в Баренцевом и других северных морях. Темпы биоэрозии зависят от состава ассоциаций морских организмов, направления и скорости течений, уровня приливов и других природных факторов.

7.5. Рельеф дна в экологии моря

Современное распределение морских рыб у атлантического побережья Северной Америки и Европы определяется главным образом влиянием климата и системой течений. Однако в сложной взаимосвязи природных факторов, влияющих на среду обитания морских животных, достаточно важным компонентом выступают рельеф и донные отложения. Рельеф дна, воздействуя на океанологические факторы внешней среды, в определенной мере влияет на географическое распределение и миграционные пути донных и отчасти пелагических рыб.

В целом же в экологических исследованиях геоморфология дна океана может рассматриваться с двух сторон. С одной стороны, которая нам обычно хорошо знакома, рельеф и донные отложения представляются как составная часть среды обитания живых организмов. Другая, менее известная нам сторона — рассмотрение морского дна как поля деятельности тралового рыбного флота, который периодически бороздит и видоизменяет внешний облик геоморфологических ландшафтов. Этот техногенный процесс на поверхности дна, естественно, нарушает условия обитания донных растений и животных. Следовательно, изучая экосистемы, в особенности их структурную организацию и функционирование, нужно с указанных сторон учитывать геоморфологические факторы.

На континентальных шельфах Севера повсеместно встречаются формы рельефа, связанные с материковым оледенением в четвертичный период. Именно эти формы определяют геоморфологический облик морского дна. По-



этому, для того чтобы наиболее полно раскрыть в пространстве экологические особенности и закономерности шельфа, необходимо различать и учитывать краевые ледниковые образования, краевые и поперечные желоба, которые по отношению к движущимся водным массам выполняют разнообразные функции. В целом формы рельефа дна оказывают большое влияние на локальные экосистемы шельфов северных морей. Скажем, троговые желоба или моренная гряда со своей флорой и фауной могут служить примером морской экосистемы.

Сейчас совершенно ясно, что донные рыбы в течение жизненного цикла совершают закономерные миграции к местам нереста и нагула, находящимся в различных геоморфологических районах морского дна. Так, нерест лабрадорской трески происходит в пограничной между шельфом и материковым склоном зоне Северного Лабрадора. Нерестовые миграции трески совершает вдоль края лабра-



Рис. 49. Основные геоморфологические провинции шельфа Баренцева моря.

1 — Кольская, 2 — Кильдинская, 3 — Финмаркенская, 4 — Канинская, 5 — Печероморская, 6 — Вайгачская, 7 — Западноповоземельская; 8 — Северонорвежская; 9 — Северофинмаркенская, 10 — Мурманская, 11 — Мурманская банка, 12 — Гусипная, 13 — Новоземельская, 14 — Внутрибаренцевоморская, 15 — Центральная, 16 — Медвежийская, 17 — Медвежий и Надежды островов, 18 — Зюйдкапская, 19 — Восточношпицбергенская, 20 — Земли Франца-Иосифа, 21 — Святой Анны, 22 — Северовосточная.

1 — положение и глубина внешнего края шельфа; 2 — границы и номера геоморфологических провинций, 3 — изобаты

дорского шельфа. Кормовые миграционные пути трески пролегают вдоль склонов поперечных отрогов внешнего шельфа, а места ее откорма находятся на прибрежных скалистых равнинах. В целом же густая расчлененность материковых склонов каньонами и ущельями, а гляциальных шельфов — системой глубоких поперечных и продольных желобов создает благоприятные геоморфологические предпосылки для проникновения теплых атлантических вод в пределы шельфа. Все это создает условия для высокой биологической продуктивности.

За многие годы гидробиологических наблюдений и рыбного промысла в Баренцевом море стало вполне очевидным, что пикша, камбала, мойва обычно распределяются на вершинах мелководных банок, треска же чаще держится на склонах банок и возвышенностей, тогда как палтус и зубатка предпочитают днища глубоких желобов шельфа. К примеру, в пределах Медвежинской банки наиболее

плотные скопления трески, окуня и зубатки образуются в ледниковых трогах Квейтхола, Булля, Лейрдьюпта, Фингердьюпта. В желобе Квейтхола, кроме того, известны промысловые скопления креветки, которая часто зарывается в жидкие глинистые осадки. Во все желоба проникают мелкие струи теплого Нордкапского течения, благодаря которым создаются условия для обитания рыб.

На обширных банках и шельфовых равнинах со сравнительно однородным гидрологическим режимом наиболее устойчивые скопления донных рыб (трески, пикши) располагаются вдоль вытянутых моренных гряд, уступов, зон холмисто-грядового рельефа. Возникает фактор экспозиции склонов, обращенных к струям теплых течений. Характерен при этом заход трески и пикши в глубоководные желоба между банками, представляющими собой своеобразные водоводы теплых атлантических вод в юго-восточной части Баренцева моря. Чем интенсивнее Нордкапское течение, тем дальше по желобам проходит рыба и чаще заходит в те из них, которых избегает в холодные гидрологические годы. Таким образом возникают своего рода температурные инверсии.

Уже в течение полувека северные шельфы подвержены воздействию донного тралового промысла во всех районах и на всех глубинах. Разумеется, самое большое влияние тралового рыболовства ощутилось в наиболее продуктивных областях Баренцева, Норвежского и других морей. Сейчас все хорошо знают, как геоморфологические особенности гляциальных шельфов определяют характер движения орудий лова по поверхности дна, сказываются на степени износа трала. Эти знания, как правило, учитываются при определении техники и тактики траловых работ.

Таким образом, изложенный выше геоморфологический материал наглядно свидетельствует о важности и необходимости самого тщательного учета в экологических исследованиях геоморфологического фактора, в той или иной мере влияющего на распространение, жизнедеятельность и условия обитания морских растений и животных. Особенно очевидна такая связь для организмов, которые живут на дне и в осадках шельфа, материкового склона, срединно-океанских хребтов океана.

Следы великих оледенений обнаружены в самых различных областях земного шара, во всех климатических зонах материков и океанов. Как было показано в нашей работе, свидетельства ледниковых эпох особенно хорошо сохранились в строении дна Мирового океана. Разрушительная деятельность ледников запечатлена в глубоких шельфовых желобах. На созидательную деятельность материкового льда указывают покров ледниковых отложений на огромных пространствах гляциальных шельфов, а также краевые ледниковые образования морского дна. Если гляциальные шельфы непосредственно обрабатывались ледниками, то обширные перигляциальные шельфы находились под сильным воздействием покровного оледенения, подвергаясь мощному влиянию потоков талых ледниковых вод.

За пределами континентальных шельфов верхнекайнозойское материковое оледенение обнаруживает себя в явлениях океанического перигляциала. Мы попытались выяснить геоморфологические и геологические особенности ледниково-мутевых потоков и айсберговой седиментации на материковом склоне, равнинах абиссали и подводных горах срединно-океанических хребтов. Нам была установлена такая важная закономерность экзогенных процессов, связанных с глобальными оледенениями, как зональный характер проявления гляциальных и перигляциальных факторов и явлений океанического перигляциала, который четко прослеживается в направлении от центров древних ледниковых покровов на материках до абиссальных равнин в океанах.

Сейчас намного стало понятнее то, как могли появляться, расти и распадаться материковые ледниковые покровы и как они вели себя в переходной к океану области. Для последней ледниковой эпохи намечаются вероятные стадии покровного оледенения на шельфах северной части Атлантического, Северного Ледовитого и Южного океанов. На основании проведенных работ в самых общих чертах вос-

стаповлена эволюция оледенения в центральной части океана в полярных и умеренных широтах. Мы рассмотрели в общих чертах факторы среды обитания морских организмов, особенно абиотические, в ледниковые и межледниковые эпохи, проанализировали следы их жизнедеятельности.

Разумеется, далеко не все проблемы, связанные с верхнекайнозойским ледниковым периодом, океаническим гляциальным и перигляциальным рельефообразованием, разработаны с одинаковой степенью детальности и обоснованности. Это неоднократно подчеркивалось по мере необходимости в тексте.

Многие вопросы, отмечавшиеся в данной работе, требуют дополнительных научных исследований. Естественно, можно принять или отвергнуть выдвинутые гипотезы и принципиальные схемы развития реликтового рельефа континентальных окраин и ложа океана, но в настоящее время вполне правомерны основы единой гляциоморфологической концепции, базирующейся на оригинальной геолого-географической информации и объясняющей с общих позиций экзогенные явления, которые происходили в эпохи оледенений одновременно на всей поверхности океанического дна в умеренных и полярных широтах.

Касаясь расширения хозяйственной деятельности на гляциальных континентальных окраинах, нужно сказать о проблеме охраны природы океана. Сегодня данная проблема имеет широкий экологический и социальный смысл, так как приходится говорить о влиянии разных форм деятельности человека на среду обитания морских растений и животных. Как показывают многие гидробиологические наблюдения, зоопланктон, зообентос, ихтиофауна испытывают определенные флуктуации качественного состава. Разумеется, подобные изменения могут происходить и чаще протекают вследствие климатических и эволюционных факторов. Но сейчас все больше ощущаются последствия хозяйственной деятельности северных стран на акватории, морском дне и побережье Баренцева и других северных морей. В частности, интенсификация рыбного и нефтяного промыслов, зарегулирование рек, губ, фьордов, резкое сокращение нерестилищ проходных рыб заметно нарушили веками сложившиеся взаимосвязи и равновесия в экосистемах шельфа. Свидетельством тому стали известные отрицательные последствия в морском рыбном хозяйстве. Сейчас ареалы и численность трески сократились до критического предела. Арктическая треска

стала крайне редким и нуждающимся в особой охране животным Баренцева моря.

Нужно признать, что многие основополагающие вопросы экологии полярных морей находятся лишь на начальной стадии изучения. Нам далеко еще не ясен механизм фотосинтеза у водорослей, особенно криофлоры. Мы еще не можем достоверно определить продуктивность баренцевоморских экосистем, установить реальную биомассу руководящих морских организмов и такие важные для гидробиологии величины, как первичная, вторичная и конечная продукции Северного Ледовитого океана. В этой связи дальнейшие гидробиологические работы необходимо еще больше ориентировать на экосистемные исследования океанической биоты, охватывающие всю гамму условий и процессов, определяющих биологическую продуктивность сообществ.

Среди важных задач экологической географии океана стоит задача расширения фундаментальных исследований океанологических процессов и явлений, воздействующих на биологическую структуру и функционирование экосистем, продуктивность всех трофических уровней северных морей. Нужно углубить знания о роли освещенности, циркуляции водных масс, температуры, плотности, растворенных органических веществ, кислорода и углекислого газа, химического состава воды и биогенных веществ в жизнедеятельности морских организмов и сообществ. Следует специально заняться изучением гидрологических и биологических сезонов, явлений распреснения вод, причин формирования повышенной биопродуктивности и концентрации промысловых объектов в зонах полярных фронтов и других фронтальных разделов. Сейчас важно познать механизм современных геоморфологических процессов — термоабразии, айсберговой и биогенной седиментации, склоновых оползневых явлений, миграции песчаных волн и гряд на мелководьях, определяющих во многих районах полярных шельфов среду обитания и распределение планктонных и бентосных организмов.

Настоящая работа может служить определенным базисом для дальнейших, более углубленных исследований в области морской биогеографии, палеоэкологии, гляциальной геоморфологии и четвертичной геологии дна океана, представляющих интерес в свете перспектив социально-экономического развития Севера и практического освоения природных богатств арктических шельфов нашей страны. Автор будет вполне удовлетворен, если настоящее

исследование послужит дополнительным стимулом к последующему, более фундаментальному изучению явлений и процессов в океане, порожденных материковым оледенением.

Нет сомнения, что современные ледники являются ключом к познанию ледникового периода, интерпретации ледниковых событий в далеком геологическом прошлом. Сейчас ледники играют огромную роль в жизни человека. Они хранят запасы становящихся все более дефицитными пресных вод на планете, способствуют охлаждению атмосферы Земли в благоприятных для человека пределах.

Похоронят ли грядущие ледниковые покровы под собой города и страны мира, как это некоторые предсказывают? Или, может быть, ко времени следующего ледникового вторжения города и целые государства будут стерты с лица планеты рукой человека в атомной войне? Надо полагать, что если человечество переживет «холодную войну», то наши потомки смогут подготовиться к войне с холодом, смогут регулировать наступление следующего оледенения и решать глобальные экологические проблемы Земли.

Авилов И. К. Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона Северо-Западной Атлантики. — Труды ВНИРО, 1965, т. 57, с. 49—106.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974.

Асеев А. А., Маккавеев А. Н. Гляциальная геоморфология. — Итоги науки и техники, т. 4. М., 1976.

Бараш М. С. Граница плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене. — Океанология, вып. 5, 1974, с. 572—581.

Буйницкий В. Х. Морские льды и айсберги Антарктиды. Л., 1973.

Беличко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., 1973.

Волокитина Л. П. Геоморфология дна Индийского и Тихоокеанского сектора Антарктики. Автореф. канд. дис. М., 1977.

Гайгалас А. Петрографический состав крупнообломочного материала донных осадков. — В сб.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976, с. 213—220.

Гершанович Д. Е. Новые данные по стратиграфии позднечетвертичных осадков Берингова моря и залива Аляска. — В сб.: Геология моря, вып. 3. Л., 1974, с. 68—77.

Горецки Г. И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва их в связи с краевыми ледниковыми образованиями. — В сб.: Ледниковый морфогенез. Рига, 1972, с. 34—39.

Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., 1983.

Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореф. докт. дис., 1968.

Гуделис В. К. Краевые ледниковые образования последнего оледенения на дне Балтийского моря. — В сб.: Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Киев, 1976, с. 20—21.

Гуделис В. К., Литвин В. М. Геоморфология дна. — В сб.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976, с. 25—34.

Данилов И. Д. Полярный литогенез. М., 1978.

Дайсон Д. Л. В мире льда. Л., 1966.

Дибнер В. Д. История формирования позднеплейстоценовых голоценовых отложений Земли Франца-Иосифа. — В сб.: Антропоген. период в Арктике и Субарктике. М., 1965, с. 129—162.

Дибнер В. Д. Древние глины и рельеф Баренцево-Карского шельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. — Труды ААНИИ, т. 285. Л., 1968, с. 202—214.

Дибнер В. Д. Морфоструктуры шельфа Баренцева моря. — Тр. НИИГА, вып. 185, 1978.

Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. и др. Зимы нашей планеты. М., 1982.

Евгеев С. А. Эволюция оледенения Антарктиды. — В сб.: Материалы гляциол. исслед., вып. 20. М., 1972, с. 223—232.

Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975.

Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. — Доклад, представленный на соискание степени доктора геогр. наук. М., 1971.

Живаго А. В. Морфоструктура антарктического шельфа. — Геоморфол. и палеогеограф. шельфа. Материалы 12-го пленума Геоморфол. комис. М., 1978, с. 75—97.

Зотиков И. А. Геотермический поток тепла и донное таяние ледяных покровов. — В сб.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966, с. 113—118.

Зубаков В. А. Палеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., 1972.

Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., 1976.

Капица А. П. Подледный рельеф Антарктиды. М., 1968.

Каплин П. А. Фьордовые побережья Советского Союза. М., 1962.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973.

Каррей Д. Р. Позднечетвертичная история материковых шельфов США. — В сб.: Четвертичный период США, т. I. М., 1968, с. 217—241.

Каррей Д. Р. Морские осадки, геосинклинали и орогенция. — В сб.: Нефтегазосность и глобальная тектоника. М., 1978, с. 112—175.

Квасов Д. Д. О связи между развитием Баренцева ледникового щита и трансгрессиями Каспия. — В сб.: История озер в плейстоцене, т. 2. Л., 1975, с. 127—133.

Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М., 1960.

Клюев Е. В. Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей. Автореф. канд. дис., 1967.

Когляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968.

Кудоба Ч. П. О генезисе гляциогенных равнин. — В кн.: Региональные исследования ледниковых образований. Рига, 1972, с. 137—150.

Лавров А. С. Баренцевоморский сектор. Северо-Восточный сектор. — В сб.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., 1977, с. 83—100.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морей материковых оледенений. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 288. М., 1976.

Лазуков Г. И. Проблема плейстоценового оледенения шельфовых морей Арктического бассейна. — Вестн. МГУ. Сер. География, 1972, № 5, с. 38—45.

Лазуков Г. И. Генетическая классификация морских плейстоценовых отложений. — Вестн. МГУ. Сер. География, 1973, № 5, с. 33—42.

Ласточкин А. Н. Подводные долины северного шельфа Евразии. — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1977, т. 109, № 5, с. 412—417.

Леонтьев О. К. Дно океана. М., 1968.

Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Капны под морем. М., 1973.

Леонтьев О. К. Типы подводных долин. — Геоморфология, 1979, № 4, с. 3—15.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., 1968.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.

- Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М., 1978.
- Литвин В. М.* Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона у западного побережья Норвегии. — Тр. ПИНРО, вып. 27, 1970, с. 105—130.
- Маккавеев А. Н.* Геоморфологическая роль экзарации древних скандинавских материковых оледенений. Автореф. канд. дис. М., 1978, с. 1—28.
- Малаховский Д. Б., Квасов Д. Д., Ауслендер В. Г.* О доледниковых речных системах северо-западной части Восточно-Европейской равнины. — В сб.: Проблемы перестройки речных долин. Материалы Моск. филиала ВГО, 1975, с. 77—91.
- Малясова Е. С.* Значение спорово-пыльцевого анализа в изучении донных осадков Баренцева моря. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 98—116.
- Марков К. К.* Плувиальные условия. Рельеф и ландшафты. М., 1977, с. 14—28.
- Магишов Г. Г.* Геоморфология подводной окраины Западной Гренландии. — Тр. ПИНРО, вып. 28. Мурманск, с. 48—57.
- Магишов Г. Г.* Геоморфологическое строение материкового склона Северной Атлантики. — Тр. ПИНРО, вып. 35, 1975, с. 3—21.
- Магишов Г. Г.* Строение и происхождение краевых (продольных) желобов гляциальных шельфов. — Океанология, 1976, т. 16, вып. 2, с. 315—328.
- Магишов Г. Г.* Рельеф, морфотектоника и основные черты развития Баренцева моря. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 3, с. 527—542.
- Магишов Г. Г.* Генетическая классификация рельефа подводной окраины материков (на примере Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики). — Океанология, 1979, т. 19, вып. 1, с. 94—105.
- Магишов Г. Г.* Геоморфологические признаки воздействия Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов на поверхности дна Баренцева моря. — Океанология, 1981, т. 20, вып. 4, с. 669—680.
- Магишов Г. Г.* Некоторые особенности дочетвертичного рельефа шельфов Северной Атлантики. — Геоморфология, 1981, № 3, с. 16—25.
- Магишов Г. Г.* Об океаническом перигляциале. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 2, с. 246—254.
- Магишов Г. Г.* Роль материкового льда в развитии желобов гляциальных шельфов Арктики и Субарктики. — Геоморфология, 1982, № 2, с. 20—31.
- Магишов Г. Г.* Дно океана в ледниковый период. Л., 1984.
- Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.
- Мысливец В. И.* Типы рельефа внешнего шельфа и проблемы их происхождения (на примере Восточной Канады). Автореф. канд. дис. М., 1973, 35 с.
- Мягков С. М.* Рельефообразующая деятельность шельфовых ледников Росса и Мак-Мердо. Антарктида. — Геоморфология, 1980, № 3, с. 84—91.
- Нансен Ф.* Шпицберген. — Собр. соч., т. 4. М., 1938.
- Нейлор Д., Маунтней С., Пегрум Р., Риз Г.* Геология континентального шельфа Северо-Западной Европы. М., 1978.
- Обедиентова Г. В.* Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М., 1977.

Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М., 1963, с. 1—228.

Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., 1966.

Рвачев В. Д. Геоморфология шельфа Северо-Западной Атлантики. — Тр. ПИНРО, 1972, вып. 28, с. 28—47.

Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане 38-го рейса «Гломар Челленджер». — Литология и петрография. М., 1979.

Рельеф Земли (Морфоструктура и морфоскульптура). М., 1967.

Рыбалко А. Е. Литология верхнечетвертичных отложений Канадского залива и некоторые вопросы седиментогенеза на гляциальных шельфах. Автореф. канд. дис. Л., 1977.

Свиридов Н. И., Гайгалас А. И. Четвертичный покров дна Балтийского моря. — Советская геология, 1974, № 5, с. 113—120.

Свиридов Н. И., Литвин В. М., Гайгалас А. И., Репечка М. А. Рельеф дочетвертичной поверхности Балтийского региона. — Советская геология, 1975, с. 49—69.

Серебрянный Л. Р. Исландия. М., 1969.

Спиридонов М. А., Девдариани Н. А., Калинин А. В. и др. Геология Белого моря. — Советская геология, 1980, № 2, с. 45—55.

Стрелков С. А., Евзеров В. Я., Кошечкин В. И. и др. История формирования рельефа отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1976.

Тальвани М., Удинцев Г. Б., Бьорклуид К. и др. 38-й рейс бурового судна «Гломар Челленджер». — Океанология, 1975, № 6, с. 1128—1138.

Удинцев Г. Б., Яншин А. Л. Структура морского и океанического дна. — В сб.: Тектоника Евразии. М., 1966, с. 284—299.

Ульрих И. Богатство форм морского дна. — В сб.: Рельеф и геология дна океанов. М., 1964, с. 240—253.

Флинг Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963.

Флинг Р. Ф. История Земли. М., 1978.

Фудзивара К., Мориваки К., Омого К., Иосида Я. Топография континентального шельфа у станции Спова в Антарктиде. — География океана, т. 3. М., 1976, с. 29—34.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М., 1969.

Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение. — В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968, с. 224—241.

Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 1, 2. М., 1957.

Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. — В сб.: Рельеф и геология дна океанов. М., 1964, с. 187—205.

Хольтедаль Х. Современные турбидиты в Харданер-фьорде. Норвегия. — В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., 1969, с. 201—230.

Шепард Ф. Морская геология. Л., 1976.

Шепард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л., 1972.

Шефер Л., Харгсхорн Д. Четвертичная геология Новой Англии. — В сб.: Четвертичный период в США, т. 1. М., 1968, с. 143—146.

Шотт В., Хоппе Г., Блейк В., Гросвальд М. Г. О распространении верхнеплейстоценового оледенения в Европейской Арктике. — Изв. АН СССР. Сер. География, 1968, № 5, с. 12—26.

Шурко И. И. Обломочный кварц в поздчетвертичных отло-

жепнях Атлантического океана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 6, с. 1425—1428.

Шумский П. А. Оледенение Антарктиды. — В сб.: Основные итоги изучения Антарктиды за 10 лет. М., 1976, с. 14—29.

Эмери К. Геология окраины материка на востоке США. — В сб.: Геология и геофизика морского дна. М., 1969, с. 31—52.

Эмери К. Континентальные шельфы. — В сб.: Океан. М., 1974, с. 62—80.

Aarseth I., Bjerkli K. et al. — Late quaternary sediments from Korsfjorden, western Norway. — Sarsia, 1975, N 58, p. 43—66.

Amy L., Douglas W. F., James K. P. Dynamics of the Laurentide ice sheet during the last deglaciation: evidence from the Gulf of Mexico. — Erath and Planet. Sci. Lett., 1982, 59, N 1, p. 11—17.

Andersen B. G. Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. — Norg. geol. unders., 1975, N 320, p. 74.

Anderson J. B., Kurtz D. D., Weaverfred M. Sedimentation on the antarctic continental slope. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, N 27, p. 265—283.

Andrews J. T., Barry R. G. Glacial inception and disintegration during the last glaciation. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1978, v. 6, p. 205—228.

Anundsen K. Radiocarbon datings and glacial striae from the inner part of Boknfjord area, South Norway. — Norsk geogr. tidsskr., 1977, N 1, p. 41—54.

Austin G. H., Howie R. D. Regional geology of offshore eastern Canada. — Pap. Geol. Surv. Can., 1973, N 71—73, 73—107.

Barousseau J. P. Probable datings of the settling of coarse sands and pebbles of the continental shelf of the bay of the Biscay between the Island of Ré and the "Plateau de Rochebonne". — Quaternaria, 1971 (1972), v. 14, p. 189—190.

Berggren W. A., Hollister C. D. Plate tectonics and paleocirculation commotion in the ocean. — Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1—2, p. 11—48.

Binns P. E., Harland R., Hughes M. J. Glacial and postglacial sedimentation in the Sea of the Hebrides. — Nature, 1974, v. 248, N 5451, p. 751—754.

Blanc P.-L., Rabussier D., Vergnaud-Grazzini C., Duplessy J.-C. North Atlantic deep water formed by the later middle Miocene. — Nature, 1980, v. 283, N 5747, p. 553—555.

Bishop P. The paleomagnetism of muddy sediment cores from the inner Sound, North-West Scotland, and the glacial and postglacial history of sedimentation in the area. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, N 1, p. 51—56.

Bouysse P., Horn R., Lapierre F., Le Lann F. Etude des grands bancs de sable du Sud-est de la mer Celtique. — Mar. Geol., 1976, v. 20, N 3, p. 251—275.

Brookes I. A. Geomorphology and Quaternary geology of Godroy Lowland and adjacent plateaus, southwest Newfoundland. — Can. J. Earth Sci., 1977, v. 14, N 9, p. 2101—2120.

Cherkis N. Z., Fleming H. S., Feden R. Morphology and structure of Maury Channel northeast Atlantic Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 5, p. 1601—1606.

Clark D. L., Whitman R. R., Morgan K. A., Mackey S. D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, cen-

tral Arctic Ocean. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1980, N 181, v. 57, p., ill., map.

Clark D. L., Hanson A. Central Arctic sediment texture: A Key to ice transport mechanisms. — Glacial—Mar. Sediment. New York, 1983, p. 301—330.

Damuth J. E., Kumar N. Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 6, p. 863—878.

Davies T. A., Laughton A. S. Sedimentary processes in the North Atlantic. — In Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1972, v. XII, p. 905—934.

Delanoë Y., Pinot J. P. Littoraux et vallées holocènes submergées en baie de Concarneau (Bretagne méridionale). — Bull. Assoc. franc. étude Quatern., 1977, v. 14, N 3, p. 27—38.

Dietrich G. New hydrographical Atlantic. — Spec. Publ. int. Comm. North. Atlant. Fish., 1965, N 6, p. 38—49.

Dionne J. C. Distinction entre stries glaciaelles et stries glaciaires. — Rev. géogr. Montréal., 1973, v. 27, N 2, p. 185—190.

Edwards M. B. Gravel fraction on the Spitsbergen Bank, NW Barents Shelf. — Norg. geol. unders., 1975, v. 29, N 316, p. 205—217.

Eldholm O., Talwani M. Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 7, p. 1015—1029.

Eldholm O., Sundvor E., Myhre A. Continental margin off Lofoten—Vesterolen, Northern Norway. — Inst. Geol. Univ. Oslo, Intern. skriftserie, 1977, N 13, p. 52.

Emery K. O. Structure of Georges Bank. — Marine Geol., 1965, v. 3, N 5.

Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C. et al. Atlantic deep-sea sediment cores. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 2, p. 181—198.

Figge K. Sediment distribution mapping in the German Bight (North Sea). — Mém. Inst. géol. bassin Aquitaine, 1974, N 7, p. 253—257.

Fillon R. H. Deglaciation of the Labrador continental shelf. — Nature, 1975, v. 253, N 5491, p. 429—431.

Fillon R. H. Hamilton bank, Labrador shelf: post-glacial sediment dynamics and paleo-oceanography. — Mar. Geol., 1976, v. 20, N 1, p. 7—25.

Flint R. F. Glacial and Quaternary geology. — New York—London, John Wiley and Sons, 1971, v. XII, p. 892.

Grant A. C. The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland—morphology and geology. — Can. J. Earth Sci., 1972, v. 9, N 11, p. 1394—1430.

Halvorsen S. Four sediment cores from the continental shelf outside Trøndelag. — Norg. geol. unders., 1974, N 304, p. 21—31.

Hardy I. A., Umpleby D. C. Lithostratigraphy of the Labrador Shelf. — Pap. Geol. Surv. Can., 1976, N 1B, p. 31—36.

Heezen B. C., Hollister C. D. The fan of the deep. — New York, Oxford univ. press, 1971, 659 p.

Holtedahl O. On the morphology of the west Greenland shelf with general remarks on the "marginal channel". — Mar. Geol., 1970, N 2, 8.

Holtedahl H., Haldorsen S., Vigran J. O. Two sediment cores from the Norwegian continental shelf between Haltenbanken and Froyabanken (64°06' N, 7°39' E). — Norg. geol. unders., 1974, N 304, p. 1—20.

Holtedahl H., Bjerkli K. Pleistocene and Recent sediments of the Norwegian continental shelf (62° N—71° N), and the Norwegian Channel area. — Norg. geol. unders., 1975, v. 29, N 316, p. 241—252.

Holtedahl H. The geology of the Hardangerfjord, West Norway. — Norg. geol. unders., 1976, N 323, p. 1—87.

Hoppe G. The glacial history of the Shetland Islands. — Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ., 1974, N 7, p. 197—210.

Jansen J. H. F. Late Pleistocene and Holocene history of the northern North Sea, based on acoustic reflection records. — Neth. J. Sea Res., 1976, v. 10, N 1, p. 1—43.

Jones E. J. W., Ewing M., Eittrheim S. L. Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 9, p. 1655—1680.

Johnson G. L., Schneider E. D. Depositional ridges in the North Atlantic. — Earth and Planet Sci. Letters, 1969, v. 6, N 6.

Kellog T. B. Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: glacial-interglacial contrasts. — Boreas, 1980, v. 9, N 2, p. 115—137.

Kent P. E. Review of the North Sea Basin development. — J. Geol. Soc., 1975, v. 131, N 5, p. 435—468.

King L. Submarine end moraines and associated deposits on the Scottish Shelf. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 1.

King L., MacLean B. Origin of the outer part of the Laurentian Channel. — Can. J. Earth Sci., 1970, v. 7, N 6.

King L., MacLean B., Fader G. B. Unconformities on the Scotian Shelf. — Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 1, p. 89—100.

King L., MacLean B. Stratigraphic interpretation of the central grand banks from high-resolution seismic reflection profiles. — Pap. Geol. Surv. Can., 1975, v. 2, N 74—30, p. 175—185.

King L., MacLean B. Geology of the Scotian Shelf. — Pap. Geol. Surv. Can., 1976, N 31, 31 p.

Langway C. C., Jr., Dansgaard W., Johnsen G. J. et al. Climatic fluctuations during the late Pleistocene. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1973, N 136, p. 317—321.

Lipps J. H., DeLaca T. R. Miocene glacial marine sediments from beneath the southern ross ice shelf, Antarctica. — Science, 1979, v. 203, N 4379, p. 435—437.

Loken O. H. Bathymetric observations along the east coast of Baffin Island: submarine moraines and iceberg distribution. — Pap. Geol. Surv. Can., 1973, N 71—73, p. 509—519.

Loring D. H., Nota D. J. G. Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence. — Bull. Fish. Res. Board Can. Ottawa, 1973, N 182, 147 p.

Marlowe G. A. Succession of Tertiary strata off Nova Scotia. — J. Earth Sci., 1969, v. 6, N 5, p. 1077—1094.

McMillan N. J. Surficial geology of Labrador and Baffin Islands shelves. — Pap. Geol. Surv. Can., 1973, N 71—23, p. 451—469.

Moign A. Géomorphologie du strandflat au Svalbard; problèmes (Age, origine, processus), méthodes de travail. — Inter-Nord, 1974, N 13—14, p. 57—72.

Moore T. C., Jr. The distribution of radiolarian assemblages in the modern and ice-age Pacific. — Mar. Micropaleontol., 1978, v. 3, N 3, p. 229—266.

Oele E. Late Quaternary geology of the North Sea south-east of

the Dpgger Bank. — The geology of the east Atlantic continental margin, Report N 70/15, London, 1971, p. 29—34.

Pinot J. P. Géomorphologie de la plateforme continentale sudarmoricane. — J. rech. océanogr., 1976, v. 1, N 3, p. 49—56.

Piper D. J. W., Slatt R. M. Late Quaternary clay-mineral distribution on the eastern continental margin of Canada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 2, p. 267—272.

Prell W., Hutson W. H., Williams D. F., Bé Allan W. H., Geitzenauer K., Molfino B. Surface Circulation of the Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. Approximately 18000 yr. B. P.—Quatern. Res., 1980, 14, N 3, 309—336.

Pratt R. M. The seaward extension of submarine canyons off the northeast coast of the United States. — Deep-Sea Res., 1967, v. 14, N 4, p. 1124—1137.

Pratt R. M., Schlee G. Glaciation on the continental margin off New England. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, N 11, p. 2335—2341.

Reinhard H. Genese des Nordseeraumes im Quartär. — Fennia, 1974, v. 129, 96 p.

Rokoengen K., Bugge T., Lofaldli M. Quarternary geology and deglaciation of the continental shelf off Troms, north Norway. — Boreas, 9, N 3, 1980, p. 217—227.

Rowell R. D. Holocene Glacimarine sediment deposition by tide-water Glaciers in Glacier. Rag, Alaska, 1980, 570 p.

Ruddiman W. F. Sediment redistribution on the Reykjanes ridge: seismic evidence. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 7, p. 821—859.

Ruddiman W. F. North Atlantic ice-rafting: a major change at 75 000 years before the present. — Science, 1977, v. 196, N 4295, p. 1208—1211.

Schlee J. Atlantic continental shelf and slope of the United States-sediment texture of the northeastern part. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1973, N 529—L, 64 p.

Sellevoll M. A., Sundvor E. The origin of the Norwegian Channel—a discussion based on seismic measurements. — Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 2, p. 224—231.

Slatt R. M., Lew A. B. Provenance of Quaternary sediments on the Labrador continental shelf and slope. — J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 4, p. 1054—1060.

Slatt R. M. Continental shelf sediments off eastern Newfoundland: a preliminary investigation. — Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 3, p. 362—368.

Sommerhoff G. Glaziale Gestaltung und marine Überformung der Schelfbänke vor SW-Grönland. Morphogenetische Ergebnisse einer Feinreliefanalyse. — Polarforschung, 1975, v. 45, N 1, p. 22—31.

Ståblein G. Morphodynamic and Vorzeitreliefinfluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. — Z. Geomorphol., 1977, Suppl. 28, p. 181—199.

Stride A. H., Curry J. R., Moore D. G. et al. Marine geology of the Atlantic continental margin of Europa. — Phil. Trans. R. Soc., 1969, A, N 264, p. 31—75.

Sundvor F. Seismic reflection and reflection measurements in the southern Barents Sea. — Mar. Geol., 1974, v. 16, N 5, p. 255—273.

Sundvor E., Eldholm O. Marine geophysical survey on the continental margin from Bear Island to Hornsund, Spitsbergen. — Sci. Rept. Seismol. Observ. Univ. Bergen, 1976, N 3, 39 p.

Vanney J. R., Johnson G. L. The Bellingshausen-Amundsen basins (southeastern Pacific): major sea-floor units and problems. — *Mar. Geol.*, 1976, v. 22, N 2, p. 71—101.

Vanney J. R., Falconer R. K. H., Johnson G. L. Geomorphology of the Ross Sea and adjacent oceanic provinces. — *Mar. Geol.*, 1981, v. 44, N 1—2, p. 73—102.

White W. A. Influence of glacial meltwater in the Atlantic coastal plain. — *Southeast.*, 1978, v. 19, N 3, p. 139—156.

Введение	3
Глава 1. ЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ И ПРИРОДА ОКЕАНА	3
1.1 Современные ледники и айсберги	9
1.2 Древние подводные «реки» и дрейфующие айсберги	15
1.3 Глобальное опреснение вод поверхности океана	18
1.4 Реакция уровня океана на оледенение	21
1.5 Циркуляция холодных вод в глубинах океана	24
1.6 Причины материковых оледенений в кайнозое	26
Глава 2. КАК ВЫГЛЯДЕЛО ДНО ОКЕАНА ДО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ?	34
2.1 Крупные черты лика дна океана	—
2.2 Структурный рисунок континентальных окраин	44
2.3 Доледниковый рельеф дна и история его развития	53
Глава 3. НАСТУПАНИЕ МАТЕРИКОВОГО ЛЬДА НА ШЕЛЬФЫ	65
3.1 Разрушительная деятельность ледников	—
3.2 Происхождение подводных желобов	78
3.3 Ледник-созидатель	91
3.4 Внешние границы древних ледников	97
3.5 Следы талых вод по краю ледников	115
Глава 4. ШЕЛЬФЫ ЗА ГРАНИЦЕЙ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ	120
4.1 Ландшафт приледниковых шельфов	—
4.2 Подводные песчаные равнины	121
4.3 Долины стока талых ледниковых вод	128
4.4 Материковое оледенение и морской перигляциал	131
Глава 5. ВЛИЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ НА ОКЕАН ЗА ПРЕДЕЛАМИ ШЕЛЬФА	139
5.1 Океанический перигляциал	—
5.2 «Речные» долины под водами океана	146
5.3 Ледниково-мутьевые потоки	161
5.4 Дрейфующие айсберги ледниковых эпох	172
Глава 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ ОКЕАНА	181
6.1 Работа ледников от разрушения к созданию	—
6.2 История ледниковых покровов на шельфах	192
6.3 Модели оледенения шельфа Баренцева моря	204
6.4 Эволюция четвертичного оледенения океана	212

Глава 7. ЭКОЛОГИЯ ОКЕАНА В ЛЕДНИКОВОЕ И ПОСЛЕ-	
ЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ	222
7.1 Среда и жизнь океана	—
7.2 Условия обитания морских организмов в эпохи оледенений	227
7.3 Современный облик подводных ледниковых ланд- шафтов	234
7.4 Послеледниковая морская экология	244
7.5 Рельеф дна в экологии моря	251
Заключение	255
Литература	259

Геннадий Григорьевич Матишов

МИРОВОЙ ОКЕАН
И ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗЕМЛИ

Заведующий редакцией Ю. О. Гнаговский
Редактор Н. В. Боровицкая
Редактор карт Д. Г. Фатгахова
Младший редактор Т. Н. Филатова
Художественный редактор А. И. Ольденбургер
Технический редактор Ж. М. Голубева
Корректор И. В. Шаховцева

ИБ № 2206

Сдано в набор 26.03.86. Подписано в печать 01.12.86. А 09815. Формат 84×108¹/₃₂. Бумага типогр. № 2. Гарнитура Обыкновенная. Печать высокая. Усл. печатных листов 14,28. Усл. кр.-отт. 14,28. Учечно-издательских листов 15,26. Тираж 2000 экз. Заказ № 277. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Мысль». 117071. Москва, В-71, Ленинский проспект, 15.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская, 1.

НОВАЯ КНИГА.

В 1987 г. издательство «Мысль»
выпускает в свет:

Сафьянов Г. А. Эстуарии. — 10 л.:
ил. — 75 к.

Эстуарии — однорукавные, воронкообразные устья рек, имеющие свободное сообщение с морем. Это первая в нашей стране книга об их природе, богатстве и разнообразии биологических ресурсов. Автор рассказывает об уникальности эстуариев, объясняет, почему в них создаются условия для высокой биологической продуктивности. Книга завершается критическим анализом воздействия человека на природу эстуариев.

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Наиболее полную информацию о готовящихся к выпуску книгах издательства «Мысль» по экономике, философии, истории, демографии, географии можно получить из ежегодных аннотированных тематических планов выпуска литературы, имеющихся во всех книжных магазинах страны.

Сведения о выходящих в свет изданиях регулярно публикуются в газете «Книжное обозрение».

По вопросам книгораспространения рекомендуем обращаться в местные книготорги, а также во Всесоюзное государственное объединение книжной торговли «Союзкнига».