

32. Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и возможное объяснение//Геотектоника. 1989. № 2. С. 28—39.
33. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана//Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 36—104.
34. Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области//Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 24—76.

Институт океанологии РАН

Поступила в редакцию  
08.09.92

## INTERRELATION BETWEEN THE RELIEF EVOLUTION ON CONTINENTS AND OCEAN FLOOR

D. V. BORISEVICH

### S u m m a r y

An interrelation is considered between an appearance of mid-oceanic ridges, global transgressions and climatic changes, as well as between global transgressions and formation of planation surfaces on continents at that time. Volume of material eroded from the planation surfaces is compared with sediments volume which was brought into oceans and with variations in mineral composition of the sediments produced by erosion of weathering crusts on the surfaces of different age. Connections are traced between swells on passive continental margins and thick sedimentary prisms near continental slopes and huge submarine fans resulting from erosion of mountain ranges of the Alpine and Andean types.

УДК 551.462

© 1993 г. А. С. ИОНИН, Ю. А. ПАВЛИДИС, Ф. А. ЩЕРБАКОВ

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ

В последнее десятилетие в области изучения рельефа шельфа и строения осадочных образований, слагающих его поверхность, произошла существенная переоценка взглядов на их генезис. Это было связано с применением в исследованиях нового поколения высокоразрешающей аппаратуры для непрерывного акустического зондирования и сканирования морского дна. Переоценка особенно коснулась развития в плейстоцене гляциальных шельфов, проблемы геоморфологии, четвертичной геологии и палеогеографии которых служат предметом дискуссии [1, 2]. Кроме того, в настоящее время происходит буквально лавинообразное накопление данных о строении рельефа и осадочных толщ высокоширотных шельфов в связи с их детальным картографированием при помощи самых современных методов, в первую очередь с целью поисков и добычи здесь углеводородного сырья.

Гляциальными называют шельфы, которые в четвертичное время в той или иной степени подвергались воздействию материковых оледенений и связанных с ними процессов рельефообразования и осадконакопления. В соответствии с таким определением мы предлагаем различать три основных типа гляциальных шельфов или их отдельных участков: типично гляциальные, на поверхность которых во время последнего оледенения распространялись покровные ледники; гляциально-морские, находившиеся длительное время под покровом шельфовых (плавающих) ледников или многолетних паковых льдов, и, наконец, перигляциальные, в значительной степени осушенные в эпоху последней гляциоэвстатической регрессии Мирового океана, пространства которых, находившиеся на

периферии покровных ледников, подвергались воздействию разнообразных приледниковых гидрогенных и криолитогенных процессов. В нашу задачу в данном случае входит морфогенетическая характеристика в основном шельфов гляциального и гляциально-морского типов Северного полушария, которые расположены в областях с максимальным развитием покровного оледенения в позднечетвертичное время. При этом мы пользуемся так называемой моделью оледенения антарктического типа, согласно которой область шельфа подвержена влиянию как покровных, так и шельфовых ледников [3].

В настоящей статье предлагается обсудить ряд принципиальных вопросов геоморфологии гляциальных шельфов, а именно: 1) соотношение типов и форм структурного и скульптурного рельефа; 2) характер пространственного распространения, морфометрию и особенности строения типично ледниковых форм рельефа; 3) условия аккумуляции ледниково-морских отложений и их роль в формировании рельефа шельфа; 4) обоснование палеогеографических реконструкций гляциальных шельфов для ледниковых эпох плейстоцена с позиций геоморфологии.

В основу статьи положены материалы детальных исследований авторов в Баренцевом море, наблюдения на внешнем шельфе Северо-Западной Норвегии, в Северном море, на Большой Ньюфаундлендской банке и на внешней части Новошотландского шельфа, выполненные главным образом с помощью параметрического профилографа «Парасаунд» фирмы «Круп Атлас Электроник». Этот профилограф последнего поколения, имеющий собственный вычислительный комплекс и связанный с судовыми навигационными системами, дает возможность получать сведения о тонкой структуре осадочной толщи мощностью до 100 м с разрешением по слоям ~0,5 м на любых глубинах моря. В отличие от применявшихся ранее излучателей типа «Спаркер» «Парасаунд» позволяет различать тонкую слоистость в самом верхнем (1 м и менее) осадочном слое, не говоря уже о более глубоких, подстилающих слоях. Отсутствие буксируемых излучателя и приемной сейсмосистемы позволяет избежать частично-кратных, боковых и тому подобных отражений звуковых волн, накладывающихся на сейсмозапись и затрудняющих ее расшифровку. Работающий в режиме эхолота «Парасаунд» позволяет получать эффект высокого разрешения и «чистой» записи благодаря концентрации узкого пучка акустических лучей большой мощности. Вертикальная направленность излучения и приема обеспечивается электронной стабилизацией акустической системы.

Для сопоставления с собственными материалами авторы использовали новые данные по гляциальным шельфам Северной Америки в районе зал. Мэн и п-ова Новая Шотландия и шельфу Северо-Западной Норвегии, где проводилось детальное картографирование [4]. Кроме того, мы учитываем также опубликованные ранее материалы по рельефу и строению осадочных толщ баренцевоморского [5], норвежского [6—8], североморского [9, 10] шельфов, североатлантического шельфа США и Канады [11, 12] и др.

Анализ полученных авторами данных и литературных материалов показывает, что гляциальные шельфы континентальных окраин Северной Америки и Евразии характеризуются сложным сочетанием эндогенных и разнообразных экзогенных, преимущественно ледниковых форм и типов рельефа. Существующие при этом различия в формах гляциального рельефа и их соотношение с морфоструктурными образованиями обычно связаны с типом, масштабами, длительностью отдельных эпох плейстоценовых оледенений на континентальных окраинах и особенностями их доледникового геоструктурного развития.

Структурный рельеф гляциальных шельфов является преимущественно реликтовым и отражает дочетвертичные тектонические деформации, связанные с движениями отдельных блоков земной коры в переходной зоне континент — океан. Принято считать, что гляциальные шельфы в геодинамическом отношении находятся в пределах так называемых относительно пассивных (атлантического типа) континентальных окраин, которые полностью или частично располагаются в пределах материковой коры. Главные черты современного морфоструктурного

плана таких шельфов, по-видимому, оформились во время эоценовой планетарной тектонической активизации. Она проявилась преимущественно в сбросовых и разрывных деформациях фундамента шельфов, вызванных горизонтальными и вертикальными движениями литосферных плит.

В плейстоцене шельфы испытывали гляциоизостатические прогибания и воздымания под нагрузкой периодически возникавших покровных ледников и при разгрузке их во время дегляциации, что приводило к «оживлению» тектонических деформаций (разрывных нарушений, раздробления фундамента, локальных движений блоковых структур и пр.) и как следствие к увеличению контрастности рельефа. Не исключено, что именно проявлениями некомпенсированной гляциоизостазии, вызванной ледниковой нагрузкой и, возможно, отрицательной направленностью в отдельных случаях новейших тектонических движений в пределах континентальных окраин, можно объяснить погружение внешнего края гляциальных шельфов (по сравнению, скажем, с экваториальной зоной) на глубины 400—600 м (Баренцево море, п-ов Лабрадор и др.). Известно, что гляциоизостатическое опускание свойственно континентальным и островным окраинам, которые до сих пор находятся под нагрузкой ледниковых покровов. Так, для побережий и шельфа Гренландии, судя по отметкам футштоков и принимая во внимание современное усиливающееся повышение уровня океана, характерно погружение со скоростью 4—16 мм/год [13], в связи с чем бровка ее восточного шельфа располагается на глубинах от 200 до 450 м. Вместе с тем установлено, что давно освободившиеся полностью или частично от ледниковых покровов побережья континентальных и островных окраин до сих пор испытывают гляциоизостатическое воздымание. Это не исключает, правда, возможности проявления здесь и тектонических движений отдельных блоков, вызванных подтоком плотных подкоровых масс вещества литосферы и горизонтальными сжатиями. Скорости гляциоизостатических воздыманий побережий могут достигать десятка и более миллиметров в год: для Фенноскандии она составляет 9—14 мм/год [14], для сравнительно недавно освободившихся от покрова льда Южно-Шетландских островов (Западная Антарктида) 11,5—22,0 мм/год [15].

Структурные формы рельефа шельфа могут быть подразделены на первично-тектонические, непосредственно отражающие строение активных геологических структур, и отпрепарированные, т. е. возникшие в результате обнажения древних пассивных структур экзогенными процессами. В пределах гляциальных шельфов широко распространены оба названных типа, хотя тектогенные формы рельефа, связанные с пликативными дислокациями и разломно-блоковой тектоникой, в общем преобладают.

Примером может служить шельф Баренцева моря, где мезозойский осадочный чехол фундамента осложнен различного типа тектоническими, в большинстве случаев унаследованными с фанерозоя деформациями северо-западного простирания. С более поздней тектонической активизацией связано образование первичных морфоструктур северо-восточного простирания. Сейсмоакустическое профилирование и анализ крупномасштабных батиметрических карт свидетельствуют о том, что тектонические деформации отражены в различных по масштабам, особенностям морфометрии и степени выраженности в современном рельефе положительных и отрицательных структурных формах [5, 16, 17 и др.]. Наряду с горстовыми поднятиями — структурно-денудационными плато (банки Южно- и Северо-Канинские, Гусиная и др.) и разделяющими их грабенообразными депрессиями-желобами (Канинский, Гусиный) здесь распространены складчатые антиклинальные и флексуриобразные морфоструктуры, представленные протяженными мегавалами и возвышенностями (Адмиралтейский и Мурманский валы), а также синклиналильные, осложненные сбросами депрессии-желоба (Западно- и Южно-Новоземельские).

Следует отметить, что на многих гляциальных шельфах эти продольные (внутришельфовые), относительно глубоководные (150—500 м) желоба чаще всего приурочены к зонам резких, вытянутых вдоль края материков или

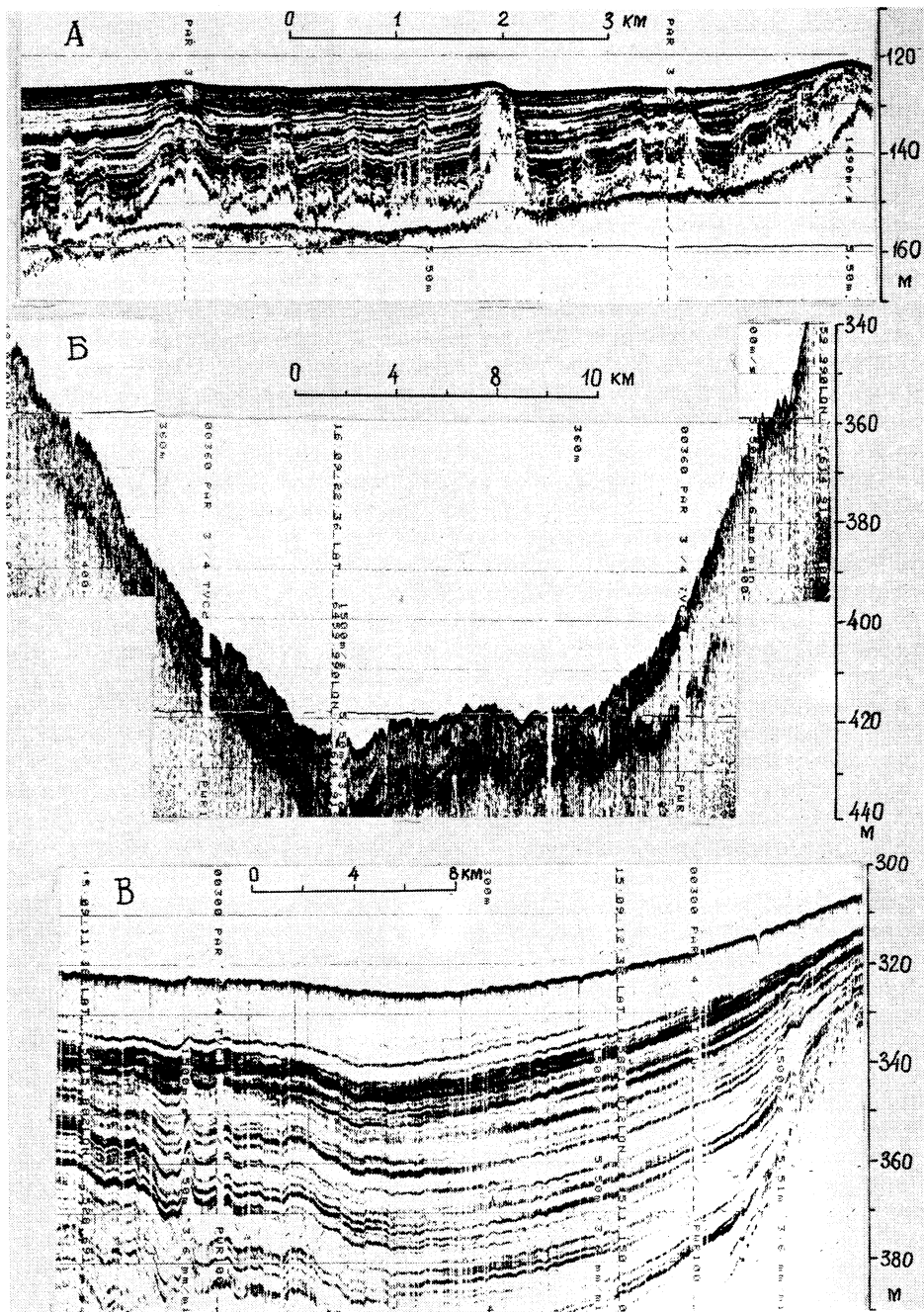


Рис. 1. А — боковые морены выводных ледников в районе Новоземельских фиордовых бухт Южная, Северная Сульменева и Машигина.  
 Б — подводная троговая долина (желоб Трендьюпет) на продолжении Вест-фиорда.  
 В — слоистая толща морских и ледниково-морских отложений в Норвежском желобе в районе Скудеснес-фиорда, Северное море

островов геологических структурных контактов. В ряде случаев своим формированием они обязаны расположению в следующих структурно-геологических зонах: а) резкого погружения и дробления фундамента по краевым тектоническим сбросам и разломам, вдоль которых происходило поднятие прибрежной зоны шельфа и относительно погружение его окраинной части (глубокие асимметричные желоба на шельфе Северо-Западной Норвегии, Центрального Лабрадора и др.); б) флексуобразного, иногда нарушенного сбросами смыкания складчатого фундамента с платформенным осадочным чехлом [5]. Для последнего типа характерны корытообразные, часто с глубоководными впадинами и котловинами желоба на шельфе Южного Лабрадора, Северо-Восточного Ньюфаундленда, Новой Шотландии, Южной Норвегии и др. На рис. 1, В приведен фрагмент поперечного профиля через внутришельфовый Норвежский желоб, выполненный слоистой толщей гляциально-морских плейстоценовых и акустически прозрачной толщей морских голоценовых осадков (район северо-западнее прол. Скагеррак).

Еще более широко распространены, особенно на типичных гляциальных шельфах, предопределенные дочетвертичными разрывно-блоковыми дислокациями и эрозионными врезами поперечные желоба и подводные продолжения фиордов. Они, как впрочем и большинство внутришельфовых продольных желобов, испытали существенную моделировку под интенсивным воздействием покровных ледников и приобрели облик типичных троговых долин. Таким образом, в генетическом отношении эти отрицательные формы гляциальных шельфов относятся к категории переходных, обычно реликтовых образований от собственно структурных к чисто скульптурным и могут быть названы структурно-скульптурными [18, 19].

Поперечные желоба и подводные фиорды — троговые долины, характерные для приноземельских участков шельфа Баренцева и Карского морей, как бы окаймляют и рассекают архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, причем устья многих из них располагаются на бортах внутришельфовых продольных желобов. Особенно характерна обусловленная разломной тектоникой взаимно перпендикулярная ориентировка поперечных и продольных желобов для шельфов Лабрадора и района Большой Ньюфаундлендской банки [20]. Крупнейшая подводная троговая долина — Лаврентийская рассекает шельф между Ньюфаундлендской банкой и п-овом Новая Шотландия. Типичной подводной троговой долиной является и поперечный корытообразный желоб Трендьюпет, расположенный на продолжении крупнейшего залива северо-западного побережья Норвегии — Вест-фиорда (рис. 1, Б). Сравнительно небольшая мощность толщи рыхлых отложений на дне желоба, возможно, связана с действием придонных стоковых суспензионных потоков.

На некоторых типично гляциальных шельфах, например в Баренцевом море, осадочные толщи палеогенового возраста не имеют широкого распространения. Это позволяет предполагать, что сформированный эндогенными процессами структурный рельеф еще в доледниковое время подвергался некоторому преобразованию вначале субаэральными денудационными и эрозионными, а в дальнейшем и субаквальными, преимущественно волновыми процессами. Так, с эрозионными процессами было связано не только образование на поверхности шельфа разветвленной, частично сохранившейся или погребенной под толщей четвертичных осадков сети речных долин (Баренцево и Карское моря, район залива Мэн на атлантическом побережье США и др.), но и внутришельфовых продольных желобов, сформированных эрозией в зонах пологого налегания дочетвертичных осадочных пород на моноклиналную поверхность фундамента. Последнее нашло свое отражение и в отпрепарированных речной эрозией структурно-скульптурных формах рельефа — куэстовых грядах. Они довольно широко распространены в пределах гляциальных шельфов и сложены преимущественно породами мелового, а иногда и более древнего возраста [5]. В настоящее время почти все они находятся под уровнем моря, образуя многочисленные поднятия — плато, банки и отмели, часто расположенные и на окраинах шельфа (Розблант, Баргео и др.,

ожнее Ньюфаундленда). В связи с неоднократными колебаниями уровня океана в четвертичное время в рельефе шельфа сформировалось несколько уровней абразионных террас. Однако на гляциальных шельфах они выражены менее четко, чем в других районах Мирового океана, либо вследствие экзарационной деятельности покровных ледников, либо в результате захоронения под толщей ледниковых или ледниково-морских осадков. Это касается в какой-то степени и других эндогенных и экзогенных форм рельефа, поскольку экзарационная деятельность четвертичных ледников проявлялась двояко и вела или к сглаживанию рельефа и формированию экзарационно-денудационных равнин, или к увеличению контрастности рельефа в связи с моделировкой, углублением продольных и поперечных желобов — троговых долин. Аккумулятивная деятельность ледниковых покровов и выводных ледников также проявилась в некоторых случаях в заполнении троговых долин стадийными моренами, в формировании моренных покровов и напорных моренных гряд. Как бы то ни было, именно с эпохами позднечетвертичных оледенений, охвативших в Северном полушарии обширные пространства суши и частично или полностью континентальные и островные шельфы Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, Баренцева и Карского морей, было связано формирование своеобразного ландшафтного облика гляциальных шельфов и окаймляющих их преимущественно гористых или холмистых побережий.

Со времен исследований Ф. Нансена [21], М. В. Кленовой [22], Х. Хольтедаля [23] и до сих пор принято считать, что наиболее характерная черта поверхности гляциальных шельфов — распространение подводных фиордов, внутришельфовых продольных и поперечных желобов, придающих своеобразный облик их рельефу [5, 11 и др.] Тем самым как бы придается главенствующая роль в формировании рельефа гляциальных шельфов тектоническим деформациям и эрозии рек на ранних этапах его развития и экзарационным процессам, связанным с деятельностью покровных и выводных ледников в позднечетвертичное время. Соглашаясь с этими положениями в целом, нельзя не отметить, что большую роль в становлении ландшафтного облика типичных гляциальных шельфов сыграли и гляцигенные процессы аккумуляции, которые привели к формированию моренного, грядового или холмисто-западинного рельефа, относительно выровненных поверхностей флювиогляциальных равнин и пр.

Для гляциально-морских шельфов, поскольку их поверхность лишь частично подвергалась материковым оледенениям, а обширные акватории представляли собой морские бассейны, частично перекрытые шельфовыми (плавающими) ледниками и занятые гйсберговыми льдами, характерно сравнительно неширокое распространение собственно скульптурных форм рельефа [2, 16]. Здесь в связи с подледной, преимущественно гравитационной седиментацией вещества на обширных пространствах шельфа скульптурный рельеф обычно представлен относительно выровненными поверхностями аккумуляторных равнин, получивших развитие, как будет показано ниже, и на склонах некоторых положительных морфоструктур.

Полученные нами с помощью параметрического профилографа «Парасаунд» данные позволили впервые составить надежные представления о тонкой стратификации и мощностях аккумулятивных толщ, слагающих многие скульптурные формы рельефа типично гляциальных и гляциально-морских шельфов. Материалы сейсмофациального анализа в ряде случаев были сопоставлены с результатами литолого-стратиграфического расчленения разрезов плейстоцено-голоценовых осадочных толщ, что дало возможность объяснить их фациальную принадлежность.

Наиболее распространенными формами ледникового аккумулятивного рельефа на поверхности гляциальных шельфов являются морены различных типов. Широкое развитие они получили и в пределах норвежского и баренцовоморского шельфа, хотя следует отметить их четкую пространственную обособленность. Нами [3] были установлены полосы конечноморенных гряд в восточной части

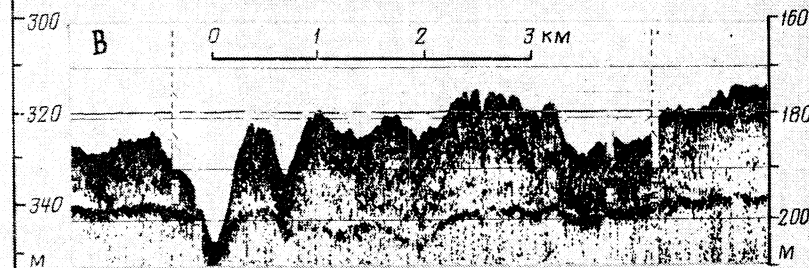
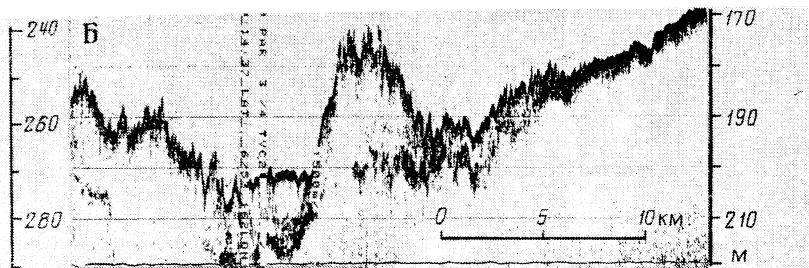
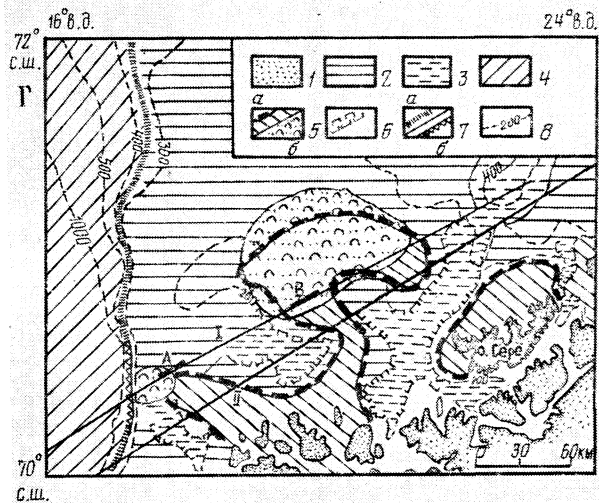
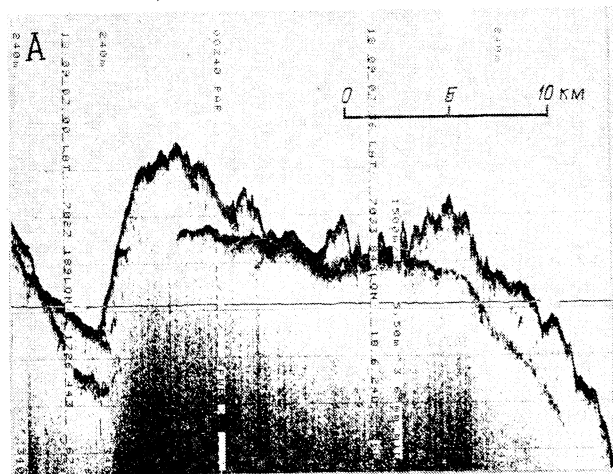
Баренцева моря, маркирующие границы распространения на шельф покровных ледников в позднем плейстоцене из главных в этом регионе центров оледенения: Новоземельского и Скандинавского. При этом были определены характерные признаки, позволяющие надежно идентифицировать по сейсмозаписи конечно-моренные формирования среди отложений и форм рельефа иного генезиса.

Конечноморенные гряды (морены напора) представляют собой один из наиболее характерных элементов рельефа (наряду с подводными фиордами и троговыми долинами) типично гляциального шельфа Норвежского моря у побережья Скандинавии. По данным Л. Кинга и др. [4], шельф Средней Норвегии покрыт отложениями, состоящими на 90% из моренного материала, которым сложены характерные аккумулятивные формы гляциального рельефа. Здесь распространены гряды различной ориентировки, составляющие в общем систему полос, вытянутых вдоль края шельфа. По мнению упомянутых авторов, край ледникового щита, оставившего систему этих конечноморенных гряд и лежавшего на большей части норвежского шельфа, продолжался в сторону открытой части Норвежского моря «плавающим окончанием» т. е. типично шельфовым ледником, о чем говорят линзы ледниково-морских осадков, отмеченные на сейсмозаписях, характеризующих самую внешнюю часть шельфа.

Согласно модели Л. Кинга, осадки, образующие указанные линзы ледниково-морских отложений в четвертичной толще, накапливались в подледных условиях под прилегающей к основанию ледника его шельфовой проксимальной частью за счет аккумуляции вытаявавшего из льда и выносимого из-под него материала. Собственно ледниковые аккумулятивные накопления подразделяются им на основную, или донную морену, морену напора, оставленную активно выдвинувшимся краем ледника, и стадильную морену, оставленную отступающим его краем. Поверхности морен, не перекрытые другими осадками, осложнены обычно линейными (грядовыми) или холмистыми формами мезорельефа, реже плосковершинными выступами.

Выполненные нами с помощью «Парасаунда» параллельные профили вдоль окраинной зоны шельфа Северной Норвегии дали возможность судить об основных закономерностях размещения здесь конечноморенных комплексов. Оказалось, что профиль, расположенный ближе к побережью, либо вообще не фиксирует моренных отложений, либо обнаруживает их маломощные накопления. Эта полоса, занимающая на шельфе Норвежского моря среднюю часть и отстоящая от берега на 30—40 км, практически лишена покрова наносов вследствие экзарационной деятельности ледников. Рельеф шельфа здесь отличается значительной раздробленностью, отражающей воздействие первично-тектонических и «вторичных» ледниково-экзарационных процессов. На более удаленном профиле, проходившем непосредственно вдоль окраинной зоны шельфа, были обнаружены многочисленные конечноморенные комплексы. Как правило, они занимают относительно высокое гипсометрическое положение и приурочены к положительным формам коренного структурного рельефа. На выступе фундамента шельфа, представляющем структурное продолжение Лофотенских островов, подошва моренных гряд расположена на глубинах порядка 200—220 м, их относительная высота достигает 20—30 м и на поверхности развит характерный мелкозубчатый мезорельеф с амплитудой расчленения 5—8 м (рис. 2, Б).

Приуроченность форм рельефа, сложенных осадками ледникового генезиса, к денудационным поверхностям структурных поднятий на шельфе Северной Норвегии, таким, например, как отмели Свенсгруд, Малансгруд, банка Орбан и др., и распространение горизонтально-слоистых толщ отложений в пределах днщ разделяющих их отрицательных морфоструктур типа подводных троговых долин свидетельствуют о существовании здесь в прошлом оледенения шельфа совершенно определенного характера. Его особенностью в период, предшествовавший началу деградации края ледникового щита, было, очевидно, сочетание



выдвинутых лопастей покровных ледников, лежащих на выступах фундамента, с шельфовыми ледниками, находившимися на плаву над депрессиями, в которых происходило накопление гравитационных ледниково-морских осадков. Эту модель оледенения «антарктического типа» подтверждают данные, полученные по профилю I (рис. 2, Г). Фрагмент профиля А (рис. 2) иллюстрирует именно такое соотношение ледниковых накоплений на расположенном у края шельфа структурном выступе фундамента, усложнивших его морфологию, и ледниково-морских осадков, выстилающих днище троговой долины. На соседнем выступе фундамента также был зондирован обширный массив конечных морен (известных под названием Эгга), которые по линии профиля I вытянуты почти на 100 км, имеют мощность ледниковых отложений ~20 м и формируют вторично усложненный грядовый рельеф шельфа (рис. 2, В).

Характерно, что параллельный профиль «Парасаунда» (II), выполненный ближе к берегу, не обнаружил здесь никаких признаков моренных форм рельефа и отложений. По его линии были отмечены в основном экзарационные поверхности шельфа, расположенные, таким образом, в тыльной части цепочки конечноморенных гряд. Данные, полученные с помощью «Парасаунда», а также анализ батиметрических карт позволили нам составить для участка шельфа, расположенного северо-западнее о-ва Сёрё, структурно-геоморфологическую карту (рис. 2, Г).

Детальное картографирование, проведенное на шельфе Норвегии в соответствии с Проектом 73 «Четвертичное оледенение в северном полушарии» МПГК, позволило не только выявить и уточнить распространение здесь краевых ледниковых образований, но и установить их абсолютный возраст [10]. Так, морена Эгга на основании серии дат имеет возраст ~25 тыс. лет. Наиболее широко распространенные вдоль северо-западного побережья Норвегии конечноморенные образования, протягивающиеся почти на 3000 км, в основном относятся к позднему дриасу и имеют возраст 12,3—15 тыс. лет.

Новошотландский шельф Канады в отличие от скандинавского несколько более мелководен и состоит из серии банок (Браун, Эмеральд, Сейбл-Айленд, Банкеро), разделенных желобами и трогообразными долинами, к примеру, между банками Сейбл-Айленд и Банкеро пролегает долина Тэ-Галан. Эти долины соединяются с рядом котловин на внутреннем шельфе, которые изобилуют впадинами глубиной до 350 м и плосковершинными подводными возвышенностями [11]. По Л. Кингу [4], в пределах новошотландского шельфа в плейстоцене распространялись покровные ледники, но существовали также условия и для возникновения шельфовых ледников и подледного седиментогенеза. В строении толщи шельфовых отложений здесь преобладают ледниково-морские осадки, а собственно ледниковый моренный материал составляет от 10 до 30% объема указанной толщи. Таким образом, это типичный гляциально-морской шельф в отличие от гляциального шельфа Средней Норвегии.

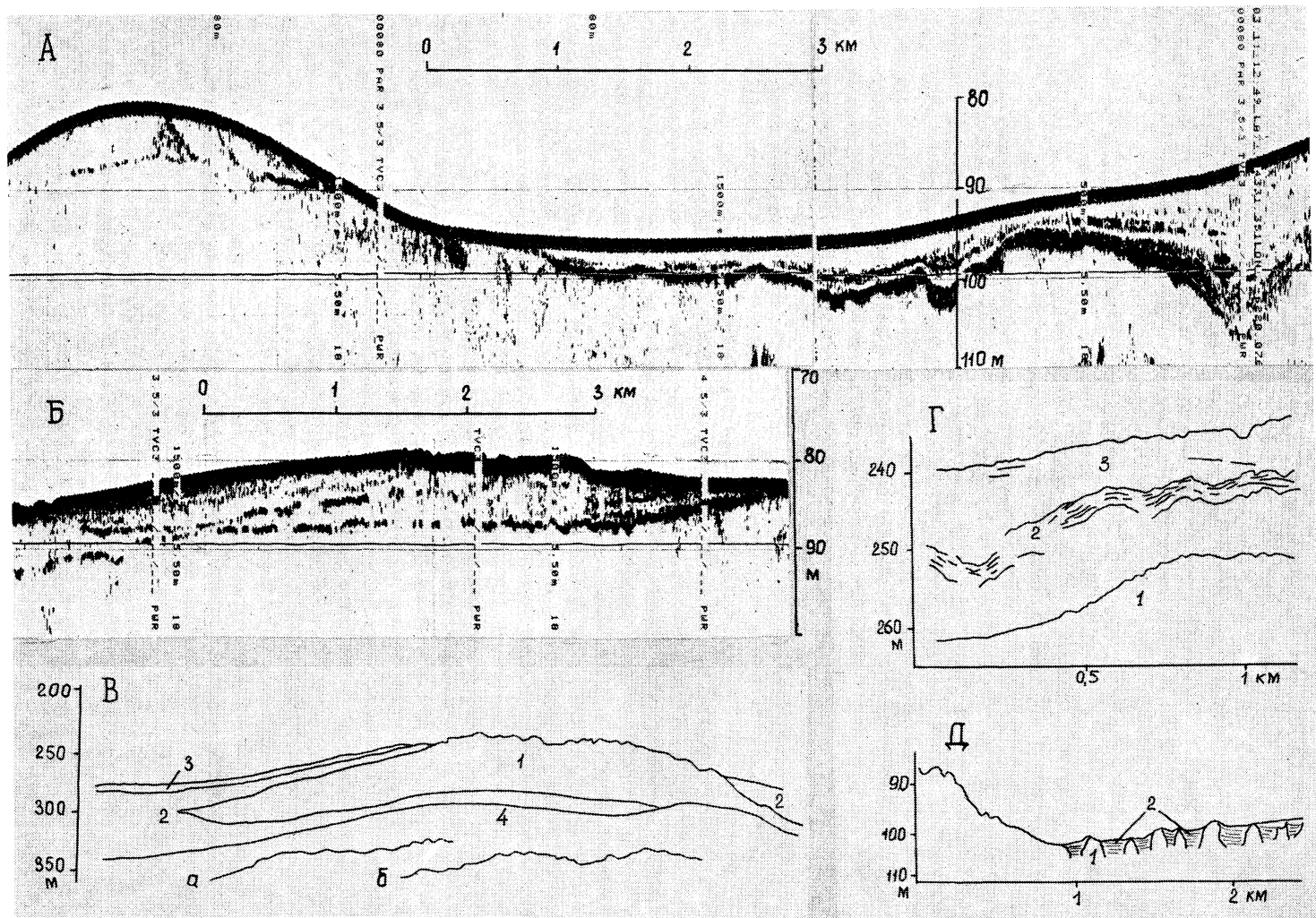
Высокоразрешающее сейсмическое профилирование и сканирование рельефа шельфа, дополненные бурением, позволили американским исследователям [4]

*Рис. 2. А — моренные гряды у края шельфа Северной Норвегии (морена Эгга) на положительной морфоструктуре и ледниково-морские отложения в прилегающей котловине.*

*Б — моренная гряда у края шельфа Норвежского моря юго-западнее Лофотенских островов.*

*В — моренные гряды на положительной морфоструктуре на шельфе Норвежского моря к северо-западу от о-ва Сёрё.*

*Г — структурно-геоморфологическая карта участка шельфа Норвежского моря в районе о-ва Сёрё: 1 — поверхность суши; 2 — выровненная гравитационными процессами аккумуляции равнина с мелкохолмистым скульптурным рельефом; 3 — выровненные гравитационными процессами аккумуляции равнины днищ экзарационно-тектонических депрессий (желобов, подводных троговых долин); 4 — континентальный склон; 5 — контуры структурных поднятий с денудационно-экзарационной поверхностью; а — с отсутствием или очень тонким покровом голоценовых осадков; б — вторично усложненной грядовым моренным рельефом; 6 — контуры экзарационно-тектонических депрессий (подводных троговых долин); 7 — контур края шельфа, выраженный: а — зоной перегиба, б — четкой бровкой; 8 — изобаты. I—II — профили «Парасаунда» с указанием местоположения (утолщенные линии) фрагментов профиля А и В*



установить, что элементы реликтового моренного рельефа сложены диамиктитами, интерпретируемыми Л. Кингом и его коллегами как «тилл». Они образуют пологие возвышенности на поверхности шельфа (рис. 3, В) обычно с неровным, холмисто-волнистым рельефом, имеющим перепады высот в несколько десятков метров, и осложнены более мелкими формами. Так, например, на обнажающейся поверхности морены Фанди в зал. Мэн формы мезорельефа выражены в виде мелких неровностей с перепадом глубин в несколько метров (рис. 3, В, а, б). Л. Кинг с соавт. [4] интерпретирует их как айсберговые борозды выпаживания, имеющие реликтовый характер, так как ныне они расположены на глубинах 200 м и более. Имеются и другие мелкие неровности рельефа в виде отдельных холмов и плосковершинных выступов.

Как видно на высокочастотном сейсмопрофиле (рис. 3, Г), неровные границы характерны для отложений различного генезиса. Кровля морены в основании толщи (слой 1) соответствует грядовой форме ее залегания. Вышележащие ледниково-морские осадки (слой 2) имеют в разрезе форму облекания, а венчающая разрез пачка морских отложений (слой 3) нивелирует поверхность дна.

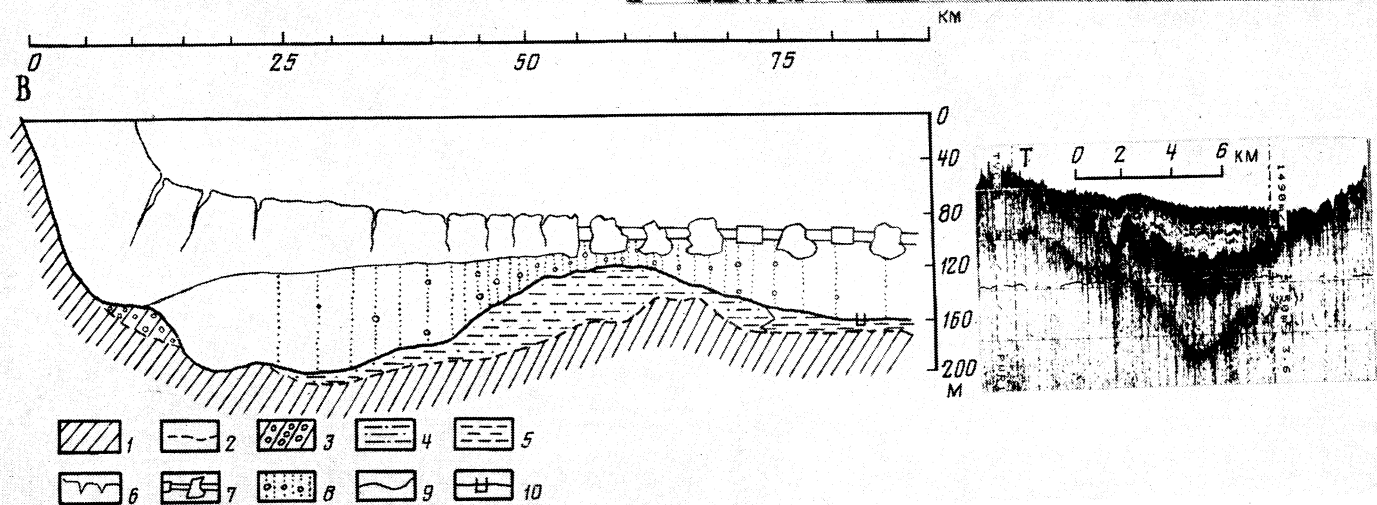
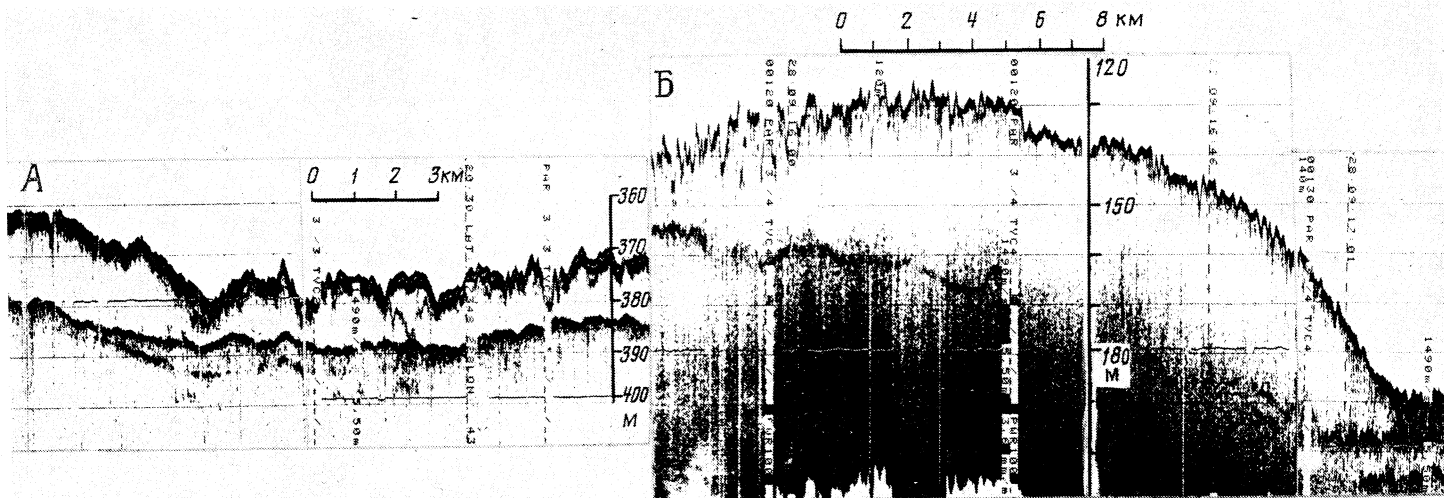
Обширные межморенные пространства в пределах шельфа центральной части Новой Шотландии, как правило, представляют собой относительно ровные пониженные поверхности, образованные ледниково-морскими глинами и голоценовыми морскими илами, которые на больших площадях залегают плащеобразно, перекрывая осадочные толщи самого разного состава и возраста, в том числе и моренные, часто облекая характерные формы ледникового рельефа. Рельеф упомянутых выше равнин морской и гляциально-морской аккумуляции осложнен сравнительно мелкими ложбинами и грядами с перепадом высот в несколько метров. Эти мезоформы американские исследователи [4] связывают, однако, не с выпаживающей ролью льда, а с действием мощных приливных течений, поскольку этот район атлантического шельфа Северной Америки известен самыми высокими амплитудами приливов в мире.

Выполненный нами с помощью «Парасаунда» профиль вдоль новошотландского шельфа на участке между подводными долинами, продолжающими депрессии заливов Святого Лаврентия и Мэн, позволил установить форму залегания конечноморенных комплексов на поверхности вышеупомянутых подводных банок. Обычно они представляют собой распластанные аккумулятивные накопления, слагающие положительные формы рельефа и заполняющие впадины, что было обнаружено, например, на банке Эмеральд (рис. 3, А, Б). Эти формы имеют сглаженные очертания, в отличие, скажем, от моренных гряд на северононорвежском шельфе, что связано, очевидно, с процессами гидрогенной планации рельефа, в том числе и волновыми, так как сами банки, покрытые ледниковыми отложениями, относительно мелководны. Кстати, морены банки Эмеральд по своей морфологии в поперечном разрезе очень похожи на морену в заливе Фанди (рис. 3, В). Последняя хотя и расположена на значительно больших глубинах, но также подвержена интенсивной гидрогенной обработке мощными приливно-отливными течениями.

Параметрическое профилирование с высоким разрешением позволило установить в разрезе четвертичных отложений гляциальных шельфов еще один характерный элемент в ряду ледниковых аккумулятивных комплексов. Американские исследователи [4] на склоне продольного внутришельфового желоба, отделяющего Большую Ньюфаундлендскую банку от п-ова Ньюфаундленд, обнаружили поля мелких моренных гряд, которые интерпретируются ими как

*Рис. 3. А, Б — моренные накопления в районе банки Эмеральд, шельф у п-ова Новая Шотландия. В, Г, Д — элементы гляциального рельефа атлантического шельфа Северной Америки в районе зал. Мэн и п-ова Новая Шотландия по данным Л. Кинга и др. [4]: В — морена Фанди в зал. Мэн; а, б — детали поверхности этой морены; Г — толща морских, ледниково-морских и ледниковых отложений; Д — боковые морены выводных ледников на северо-западном склоне большой Ньюфаундлендской банки.*

*1 — морены, 2 — ледниково-морские отложения, 3 — морские (голоценовые) отложения*



боковые морены выводных ледников, сползавших в желоб со склонов полуострова (рис. 3, Д). Эти небольшие морены, высотой 8—10 м, в плане представляют собой гряды, расстояния между которыми 100—250 м. Промежутки между грядами боковых морен заполнены слоистыми ледниково-морскими отложениями. В большинстве случаев ледниково-морские и лежащие выше голоценовые морские осадки перекрывают плащеобразно эти морены. Образование боковых морен связывают с разломами главного ледника во время его деградации и отступления.

Подобные, только еще более выразительные боковые морены выводных ледников были обнаружены нами при выполнении профиля «Парасаунд» вдоль западного побережья Новой Земли на восточном склоне продольного новоземельского желоба против фиордовых бухт Южная и Северная Сульменева и Машигина (рис. 1, А). Здесь высота отдельных гряд боковых морен достигает 20 м, ширина их подошв, лежащих на коренном цоколе, иногда превышает 500 м. Гряды, как правило, погребены слоистой толщей более-поздних ледниково-морских и морских отложений, и лишь некоторые из этих гряд образуют положительные неровности в рельефе современной поверхности желоба. Иногда эти неровности связаны и с облеканием слоями осадков полностью погребенных моренных гряд. Выявление последних подтверждает, кстати, высказанную нами ранее идею о сползании отдельных ледниковых языков по депрессиям коренного рельефа со склонов северного острова Новой Земли в продольный желоб, где они, по-видимому, сливались в единый ледовый поток, моделировавший борта желоба и превративший его в типичный подводный трог [24].

Наряду с аккумулятивным грядовым рельефом, сформированным покровными ледниками в результате их непосредственного контакта с поверхностью гляциальных шельфов, в пределах последних существуют специфические морфоскульптурные образования, возникшие в результате выпадения седиментационного обломочного материала из шельфовых ледников, плавающих паковых льдов и айсбергов при их таянии и разрушении. Это, собственно, и есть тот процесс ледниково-морской аккумуляции, существование которого получает сейчас все большее признание во многих странах среди специалистов, занимающихся проблемами геоморфологии, седиментологии и палеогеографии высокоширотных шельфов.

Обычно принято считать, что накопление гравитационных ледниково-морских отложений приводит лишь к нивелированию поверхности шельфа, заполнению его депрессий и формированию подводных аккумулятивных равнин. Действительно, последние являются наиболее распространенным типом скульптурного рельефа шельфов с ледниково-морской аккумуляцией. Они занимают обширные площади в Баренцевом море, образуют плоские днища подводных троговых продольных и поперечных долин и желобов. Строение и состав осадочной толщи этих равнин были изучены в заливах Мэн и Святого Лаврентия, в Норвежском желобе и др. В последнем под почти 18-метровой толщей акустически прозрачных отложений, относимых нами к голоцену, залегают толща слоистых осадков (рис. 1, В), которые норвежские ученые [9] характеризуют как ледниково-морские позднплейстоценовые.

Однако, как оказалось, ледниково-морская седиментация не всегда приводит

Рис. 4. А — верхний слой акустически прозрачной толщи глинистых отложений в Центральной впадине Баренцева моря.

Б — Мурманский вал: максимальные мощности толщи рыхлых позднплейстоцен-голоценовых отложений приурочены к юго-западному склону этой положительной морфоструктуры.

В — условия формирования рельефа и толщи новейших отложений шельфа Баренцева моря в районе Мурманского вала (профиль в районе мыса Вороний) в эпоху максимума последнего оледенения: 1 — коренные (дочетвертичные) породы, 2 — кровля коренных пород по сейсмоакустическим данным, 3 — морена, 4 — проксимальные ледниково-морские отложения, 5 — дистальные ледниково-морские отложения, 6 — шельфовый ледник, 7 — многолетний паковый лед с айсбергами, 8 — потоки вещества из льда, 9 — современное дно (эхолотный профиль), 10 — место взятия проб грунтовой трубкой.

Г — заполненная ледниково-морскими и морскими осадками депрессия в Мурманском желобе

к формированию облекающих осадочных толщ, благодаря которым образуются аккумулятивные поверхности подводных равнин. Нами проведены детальные исследования в районе крупного скульптурного элемента рельефа баренцево-морского шельфа — Мурманского вала, который по своей тектонической природе является положительной, осложненной сбросами антиклинальной [17] или флексуорообразной [16] морфоструктурой. Выполненные с помощью «Парасаунда» профили через Мурманский вал и сопряженный с ним Нордкапско-Мурманский желоб обнаружили на поверхности вала мощную толщу (до 40 м) рыхлых акустически прозрачных отложений. Характерно, что максимальные мощности осадочной толщи приурочены к южному, сопряженному с желобом склону вала (рис. 4, Б, В). Повсеместно по линиям нескольких профилей, пересекающих вал, его осевая, наиболее мелководная часть не совпадает с вершинной частью кровли коренных пород, слагающих эту положительную морфоструктуру. Таким образом, современная морфология Мурманского вала, как оказалось, в большей степени связана с новейшими процессами седиментогенеза, чем с морфотектоникой, и он уж никак не может быть отнесен к куэстовым формам рельефа фициальных шельфов [5].

Не подтвердилось и предположение [25], что толщу отложений, венчающую Мурманский вал, следует считать гляциальной, т. е. моренной. Так, Л. В. Поляк [26], изучавший стратиграфию разрезов донных отложений по фораминиферам, отмечает, что в колонках, полученных на Мурманском валу, резко различаются два слоя. Нижний представлен алевритовыми глинами с включением грубообломочного материала, верхний — рыхлыми песчано-алевритово-глинистыми осадками. В этих литологически различных горизонтах выделяются два основных комплекса фораминифер. Комплекс нижнего слоя отличается присутствием перотложенных меловых фораминифер и плейстоценовых относительно мелководных форм, характерных для застойных условий (*Cassidulina reniforme*, *Islandiella porerossi* и др.). Комплекс верхнего слоя не несет признаков перотложения фораминифер; в нем присутствуют формы, обитающие в полносоленых, насыщенных кислородом и относительно теплых (атлантических) водах. Наиболее характерные виды этого комплекса *Trafarina fluens*, *Nonion barleeanum* и *Cibicides lobatulus*.

По Л. В. Поляку, эти комплексы соответствуют аналогичным литолого-стратиграфическим пачкам отложений на шельфе Норвежского моря в районе Тромсе. Имеющиеся для последнего датировки по <sup>14</sup>C [27] показали, что нижняя пачка формировалась в валдайское время (до 13 тыс. лет назад), а верхняя — в голоцене.

Л. В. Поляк полагает, что генетически осадки нижней экозоны следует считать гляциально-морскими, формировавшимися в условиях пониженного уровня моря, увеличения зоны контакта акватории с ледниками и одновременно смещения далеко на юг (в Норвежском море) зоны паковых льдов. Последнее подтверждается данными норвежских ученых [28], установивших по изотопам кислорода в планктонных фораминиферах, что до рубежа 16—13 тыс. лет назад в Норвежском море существовали условия сильного опреснения перекрытых сплошным ледовым покровом поверхностных вод, под слоем которых глубинные воды обладали низким содержанием кислорода (застойные условия) и низкими температурами.

Наши данные по стратиграфии отложений, покрывающих Мурманский вал, совпадают с данными Л. В. Поляка. В колонке, полученной на внешнем склоне вала на глубине 160 м, было выделено два литостратиграфических комплекса по фораминиферам (определения Т. А. Хусид). Верхний слой мощностью 2 м представлен илом с примесью песчаного материала и характеризуется преобладанием *Elphidium dovonum*. Нижний слой, с резко выраженной границей контакта, представлен плотными темно-серыми глинами с примесью грубообломочного материала и характеризуется резким сокращением *Elphidium dovonum*, значительным возрастанием холодолюбив-

вых форм *Cassidulina reniforme* и присутствием переотложенных меловых форм. Мы считаем, что верхний слой следует признать голоценовым морским, а нижний — верхнеплейстоценовым ледниково-морским. Присутствие в нем меловых фораминифер, очевидно, связано с разрушением кровли осадочных меловых пород, выходящих почти на поверхность дна в пределах мелководных банок, например Южно-Канинской и др. [29], которые во время позднеплейстоценовой регрессии океана могли частично находиться выше уровня моря и подверглись разрушению денудационно-абразионными процессами.

Приведенные материалы свидетельствуют в пользу ледниково-морского происхождения аккумулятивных толщ, венчающих Мурманский вал, который следует трактовать как структурно-скульптурную форму рельефа гляциального шельфа. Процесс формирования наложенного аккумулятивного чехла представляется нам следующим (рис. 4, В). Во время последнего оледенения с Кольского побережья в Баренцево море сползал покровный ледник, оставивший на южном борту желоба конечноморенные гряды [3]. Его продолжением, при уровне моря примерно на 100 м ниже современного, был плавающий шельфовый ледник, переходящий в многолетний паковый лед с айсбергами. Мурманский вал, очевидно, был внешней границей выдвигания сплошного шельфового ледника, который над мелководьем интенсивно разрушался, так как глубины над кровлей коренных пород, слагающих ядро вала, не превышали 50—60 м, а местами кровля почти приближалась к нижней поверхности ледника. Это приводило к увеличению потока обломочного материала из льда, который аккумуляровался в максимальной степени на обращенном к Кольскому берегу склоне Мурманского структурного поднятия, тем самым как бы надстраивая его. Приведенный на рис. 4, В профиль, характеризующий строение дна в данном районе баренцевоморского шельфа, базируется на конкретном материале по разрезу, выполненному с помощью «Парасаунда».

В Нордкапско-Мурманском желобе, расположенном между Кольским берегом и Мурманским валом, сколько-нибудь существенный по мощности слой отсутствует. По-видимому, над ним не только поток вещества из льда был меньше, но и существовали промывные условия даже в подледной обстановке. Отложения здесь обнаружены лишь в отдельных понижениях, в том числе в остатках древней, по-видимому эрозионной, долины (рис. 4, Г).

Таким образом, аккумулятивные накопления Мурманского вала, следуя американской терминологии, нужно рассматривать как проксимальные ледниково-морские отложения. К северо-востоку, в сторону Южнобаренцевоморской впадины, они сменяются все более глинистыми дистальными ледниково-морскими осадками, слагающими обширную подводную аккумулятивную равнину центральной части шельфа Баренцева моря. На пологоволнистой поверхности равнины развиты положительные формы рельефа (протяженностью до 1 км), с превышением над разделяющими их ложбинами не более 10 м. С поверхности равнина сложена рыхлыми акустически прозрачными глинистыми отложениями мощностью до 15—20 м, которые подстилаются также рыхлой толщей с четкой акустической границей кровли (рис. 4, А). Этот верхний слой осадков имеет, очевидно, позднеплейстоцен-голоценовый возраст. Наши исследования [3] показали, что он содержит две литолого-стратиграфические пачки осадков: верхнюю, представляющую собой 2—2,5-метровый слой глинистого ила (по фауне фораминифер голоценового возраста), и подстилающую, сложенную плотными алевритово-глинистыми илами с включениями грубообломочного материала, почти не содержащими фораминифер, отнесенную нами к позднему ледниковью. Эти подстилающие голоцен отложения формировались, очевидно, в подледных условиях при существовании режима застойных вод, что способствовало накоплению  $\text{CO}_2$  и растворению кальцита [26].

Новые материалы по геоморфологии гляциальных шельфов, полученные

нами с помощью современной высокоразрешающей геоакустической аппаратуры, подтверждают концепцию о развитии в конце позднего плейстоцена в пределах современных гляциальных шельфов Северного полушария оледенения антарктического типа. Его характерной особенностью было сочетание трех основных элементов: покровных ледников, образовавших на шельфе на периферии ледниковых центров кайму из ледовых потоков, лежащих непосредственно на коренном цоколе; шельфовых (всплывших) ледников мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров, распространявшихся на десятки километров от края покровных ледников; паковых многолетних льдов с айсбергами, поля которых спаяли шельфовые ледники различных центров, как, например, это было в Баренцевом море. Все это создало условия для подводного морфолитогенеза на обширных пространствах гляциально-морских шельфов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гросвальд М. Г. Оледенение антарктического типа в Северном полушарии: на пути к новой глобальной ледниковой теории//Матер. гляциол. исследований. Вып. 63. М.: ВИНТИ, 1988. С. 3—25.
2. Павлидис Ю. А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1992. 272 с.
3. Павлидис Ю. А., Дунаев Н. Н., Щербаков Ф. А. Актуальные проблемы четвертичной геологии Баренцева моря//Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 76—93.
4. King L. H., Rokoengen K., Fader G. B. Y., Gunloikszud T. Tilltongue stratigraphy//Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. № 5. P. 637—659.
5. Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
6. Elverhoi A. Glacigenic and associated marine sediments in the Woddel Sea, Fjords of Spitzbergen and the Barents Sea: A review//Mar. Geol. 1984. V. 57. № 1/4. P. 53—88.
7. Vorren T. O., Held M., Thowson E. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway//Mar. Geol. 1984. V. 57. № 1/4. P. 229—257.
8. Andersen Bjrn G. A brief review of the activities in Norway//Quatern. Glaciations North. Hemisphere. Internat. Geol. Correl. Program. Project. Prague, 1981. P. 12—21.
9. Weering Tj. G. E. *van*. Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea: Pistoncores from the Skagerrak//Geol. Pros. B. 1982. V. 85. № 2. P. 155—162.
10. Ehlers J. The morphodynamics of the Wadden Sea. Rotterdam: A. A. Balkema Publ., 1988. 397 p.
11. Шенард Ф. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
12. Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. Tulsa, Oklahoma. USA: Publ. Assoc. Petrol. Geol., 1972. P. 532.
13. Valentin H. Die Küsten der Erde//Jestus. Pet. Geogr. Mitt. Gotha. Berlin, 1952. P. 118.
14. Клизе Р. К., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А. и др. Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. 190 с.
15. Marsz A. A. Tentative assessment of the rate of isostatic movement on the Admiralty Bay shores on King Islands, West Antarctica//Quest. Geogr. 1985. № 9. P. 99—106.
16. Аксенов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
17. Дибнер В. Д. Морфоструктуры шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 212 с.
18. Борисевич Д. В. Генетическая классификация форм рельефа//Геоморфология. 1970. № 3. С. 15—23.
19. Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Юркевич М. Г. Морфогенетическая классификация форм рельефа шельфа Мирового океана//Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 24—50.
20. Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976, 232 с.
21. Хансен Ф. Шпицберген. Собр. соч. М., 1938. 410 с.
22. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М.: Наука, 1960. 367 с.
23. Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов//Рельеф и геология дна океанов. М.: 1964, С. 187—205.
24. Дунаев Н. Н., Ионин А. С., Никифоров С. Л., Павлидис Ю. А. Строение и развитие Западно-Новоземельских бухт в связи с проблемой поздневалдайского оледенения//Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 94—103.
25. Блажчишин А. И., Айбулатов Н. А. Разрезы верхнечетвертичных отложений в восточной и южной частях Баренцева моря//Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии шельфовых морей. Калининград, 1989. С. 13—22.
26. Поляк Л. В. Стратиграфия донных отложений района Мурманской банки по фораминиферам//Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода АН СССР. 1984. № 53. С. 134—139.
27. Vorren T., Strass I., Lind-Hanssen O. Late Quaternary sediments and stratigraphy of the continental shelf off Troms and Finmark, Northern Norway//Quatern. Res. 1978. V. 10. P. 340—365.

28. *Sejrup H. P., Iansen E., Erlenkeusez H., Holtedahl H.* New facinal and isotopic evidence on the Late Weichselian-Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea//Quatern. Res. 1984. V. 21. № 1. P. 74—84.
29. *Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А., Чистяков А. А.* Гляциальные шельфы в позднем плейстоцене и голоцене//Мор. геология и геофизика. Обзор. информация. 1991. Вып. 2. 51 с.

Институт океанологии РАН,  
Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
12.03.92

## PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY OF GLACIATED SHELVES

A. S. IONIN, Yu. A. PAVLIDIS, F. A. SHCHERBAKOV

### Summary

The paper discusses geomorphic features of shelves which had been affected to some extent by the Quaternary ice sheets. The emphasis is on the elements which have been controlled by glaciation-related processes of relief-formation and sedimentation. Analysing the glaciated shelves topography in the Northern Hemisphere the authors argue in favour of the «Antarctic» model of their evolution during the glaciations on the basis of their own data from high-resolution echosounding and seismic profiling, drilling and also from recent publications.

УДК 551.44

© 1993 г. В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ, В. Н. АНДРЕЙЧУК

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ПОЛОСТЕЙ

Подземная полость — это любое природное или искусственно созданное пространство в твердой литосферной оболочке Земли, заполненное в различных сочетаниях и соотношениях естественным или искусственным неорганическим (газообразным, жидким, твердым) и органическим веществом и находящееся ниже поверхности земли в данной точке. Пещера — это подземная полость, имеющая вход и размеры, достаточные для проникновения человека, заполненная в разной степени естественным и (или) искусственным, органическим и (или) неорганическим веществом в различных агрегатных состояниях и представляющая собой особый природный комплекс [1].

В литературе известны разные подходы к классификации пещер: по происхождению (первичные и вторичные, сингенетические и эпигенетические); по особенностям вмещающих пород (магматические, осадочные, метаморфические; интрузивные и эффузивные; карстующиеся — некарстующиеся; массивные — брадикарстовые); по скорости прохождения процесса (тахикарстовые — карстовые — брадикарстовые); по температуре воды (холодокарстовые — гидротермокарстовые) и пр. Чаще других применяются классификационные схемы, в которых учитывается генезис полостей.

Первая серьезная генетическая классификация пещер принадлежит Г. Кирлу [2]. С незначительными дополнениями Х. Триммеля [3] она выглядит следующим образом. Пещеры подразделяются на первичные (лавовые пузыри, лавовые потоки, рифовые, туфовые) и вторичные (тектонические, перекрытия, ветровые, обвальные и водяные; эрозионные, прибой, коррозионные). В отечественной литературе первую генетическую классификацию пещер предложил Ф. Д. Бублейников [4]. Он выделил карстовые, эоловые, морские, вулканические и искусственные полости. Г. А. Максимович [5] подразделил полости в земной коре на карстовые, кла-