

УДК 551.462.267;551.435.551.336

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРАЕВЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ
ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ**

Матишов Г. Г.

Гляциальные шельфы, распространенные в областях, подвергшихся воздействию современных и четвертичных ледников, выделяются своеобразной геоморфологией дна. Прежде всего обращают внимание глубоководность (200—500 м и более) шельфа и расчленение его поверхности глубокими продольными и поперечными желобами — долинами, обработанными материковыми ледниками. Особенно характерными и важными представляются краевые (продольные) желоба, простирающиеся параллельно или под углом к берегу и лежащие на границе внутренней и внешней частей шельфа. На шельфе они выражены асимметричными внутришельфовыми долинами, реже системой кулисообразных уступов, долин и депрессий, общая протяженность которых на шельфе Северной Атлантики, Гренландского, Норвежского и Баренцева морей достигает 9 тыс. миль (рис. 1). Глубины в желобах закономерно возрастают от 70—150 до 500—1000 м в направлении поперечных желобов и впадин шельфа. Их ширина в среднем 5—20 миль. Внутренний склон краевых желобов обычно более крутой, чем внешний.

В последние годы изучение особенностей распространения и строения краевых желобов вызывает определенный интерес у исследователей [1,3-12, 14—20], так как это позволяет яснее представить гляциальный морфо- и литогенез на шельфе. Связь краевых желобов с поперечными желобами, выход краевых желобов на материковый склон в районах Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии, Центрального Лабрадора создают благоприятные условия для проникновения склоновых водных масс далеко в глубь шельфа.

Проблема генезиса краевых желобов обсуждается уже не одно десятилетие. Существует две точки зрения. До последних лет наиболее популярной была тектоническая гипотеза, предложенная норвежцами У. Хольтедалем и Х. Хольтедалем и получившая развитие в работах советских ученых [3, 4—6, 9, 11]. На основе анализа геоморфологии дна и геологического строения побережий предполагалось, что внутришельфовые желоба отражают в рельефе дна краевые разломы (сбросы), вдоль которых происходили дифференцированные гляциоизостатические движения двух частей шельфа. Так как краевые желоба находятся у побережий, испытавших оледенение, то, вероятно, ледники заполняли уже существовавшие депрессии, подвергавшиеся субаэральной эрозии. Однако ледники играют определенную, но не существенную роль в формировании краевых желобов. Вопрос о механизме экзогенной обработки краевых депрессий сторонниками тектонической гипотезы обычно рассматривался в общих чертах.

Ф. Шепард считает, что для образования краевых желобов было вполне достаточно ледниковой денудации [12]. Однако в отдельных случаях не исключается возможность тектонической обусловленности внутришельфовых желобов. В последнее время благодаря детальному сейсмопрофилированию на шельфе Восточной Канады, Норвегии, Гренландии эрозионная гипотеза получила дальнейшее развитие [8, 14—17].

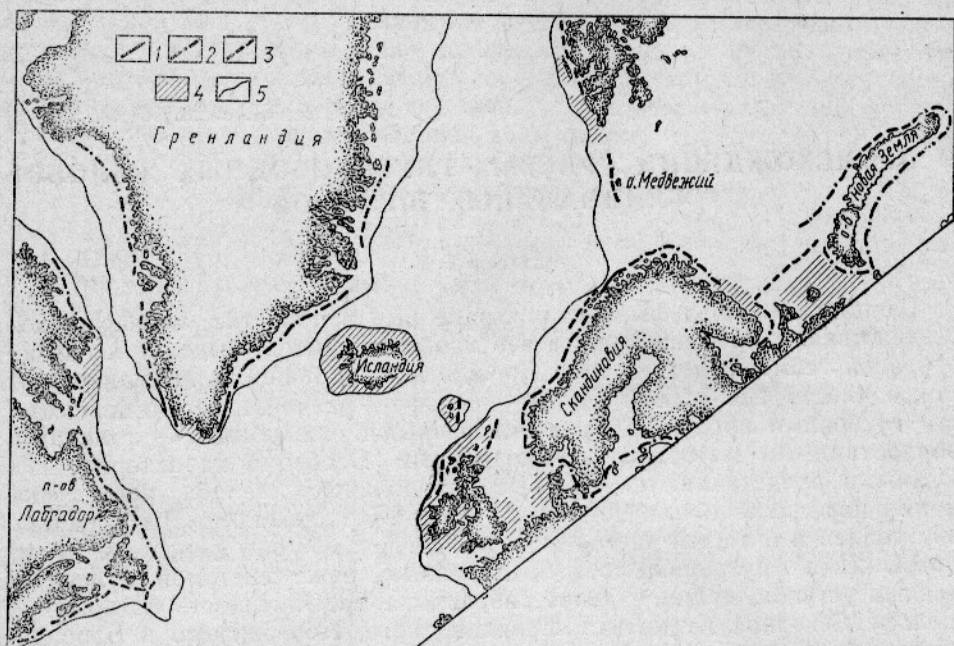


Рис. 1. Распределение геоморфологических типов краевых желобов в Северной Атлантике, Гренландском, Норвежском и Баренцевом морях:
1, 2, 3 — типы краевых желобов; 4 — гляциальные шельфы без краевых желобов; 5 — внешний край шельфа.

В настоящее время установлено, что краевые внутришельфовые желоба являются составной частью пояса краевых впадин, долин и заливов, развитых вдоль зоны сочленения Канадского, Гренландского, Балтийского щитов и выступов палеозойского складчатого основания Аппалачей, каледонид Норвегии и Шпицбергена, герцинид Новой Земли с молодыми и древними плитами. Поверхность пород фундамента на границе внутреннего и внешнего шельфов обычно образует флексуру; в ряде случаев осложненную разрывными дислокациями [13—15, 17—20]. Как на суше, так и на морском дне вдоль этой геологической границы наиболее характерными формами рельефа являются куэстовые уступы моноклинальных возвышенностей (банок). Так, например, в Балтийском море хорошо известен ордовикский глинт, расположенный наиболее близко к Балтийскому щиту и соответствующий выходам устойчивых известняков ордовика, четко прослеживается на морском дне [2]. В этом же море о-в Готланд представляет собой часть другой куэсты, связанной с выходами устойчивых силурийских отложений. Уступ меловой куэсты на о-ве Лонг-Айленд (Новая Англия) погружается в воду южнее мыса Кейп-Код и продолжается в виде уступов северного склона банки Джорджес [13, 16]. Местами на суше и шельфе прослеживается несколько рядов куэстовых уступов.

Куэстовые уступы на суше имеют длительную (начиная с мезозоя) историю развития, которая завершилась деятельностью четвертичного

оледенения. Материалы сейсмопрофилирования [13—20] также указывают на длительное (в третичное время) формирование куэстовых уступов краевых внутришельфовых желобов в условиях субаэральной денудации. В плейстоцене ледники обработали и углубили уже существовавшие краевые депрессии шельфа. В период максимального оледенения в среднем плейстоцене материковые ледниковые покровы и потоки перекрывали древние куэстовые уступы и в основном достигали внешнего края шельфа Северной Атлантики и прилегающих морей Северного Ледовитого океана. Верхнеплейстоценовые ледниковые покровы и языки спускались не далее 3—25 миль от берега на внутренний шельф, и лишь узкие шельфы (20—30 миль) почти полностью перекрывались ледником.

Механизм гляциальной обработки краевых желобов во многом неясен. А. Грант, рассматривая формирование различных типов внутришельфовых желобов Лабрадора, справедливо отмечает, что краевые желоба, являясь притоками поперечных желобов, вынуждали ледники двигаться не только поперек, но и вдоль шельфа. В. И. Мысливец [8] предполагал, что наиболее интенсивное разрушение уступа древней куэсты и образование желоба происходило в начальной и конечной стадиях оледенения, когда край ледника располагался непосредственно перед уступом, и стекавшие с ледника талые воды оказывались в узкой теснине, между уступом и краем ледника. Большую роль играли под- и внутриледниковые воды, находившиеся под сильным гидростатическим давлением. Краевые желоба часто называют маргинальными, подчеркивая тем самым их генетическую связь с маргинальными долинами в районах материковых оледенений.

Анализ материалов эхолотирования и сейсмопрофилирования по району Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, Баренцева моря, а также детальных батиметрических карт, составленных за последние годы в ПИНРО, позволяет нам представить основные типы краевых желобов, особенности распространения и основные геоморфологические ситуации, в которых происходило их верхнеплейстоценовое развитие (см. рис. 1, 2).

1. Глубокие (300—800 м), узкие (3—8 миль) краевые желоба нешироких (20—50 миль) шельфов Северо-Западной Норвегии, Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии и Центрального Лабрадора возникли в зонах резкого погружения и дробления фундамента по краевым неотектоническим сбросам (см. рис. 2, а). Внутренний склон желоба является сбросовым уступом (до 8—12°), а внешний его склон — пологий (2—3°) куэстой, ограничивающей мелководные (20—150 м) банки. В формировании этих желобов в равной мере проявили себя тектонические и гляциальные процессы. По всей видимости, в верхнем плейстоцене активные выводные ледники, используя густую сеть глубоких древних долин внутреннего шельфа, проникали в краевой желоб. На уступах происходило дробление ледников — ледопад. По мере заполнения желоба льдом, ледники, упираясь в куэстовые уступы, изменяли направление движения и продвигались в соответствии с уклоном дна к поперечным желобам. С экзарацией ледниковых потоков, двигавшихся вдоль внутришельфового желоба и неотектоническими деформациями по краевым разломам, связано образование висячих устьев долин внутреннего шельфа.

В местах перекрещивания краевых и поперечных желобов, где фундамент наиболее сильно раздроблен и погружен, происходило слияние двух разнонаправленных внутришельфовых ледниковых потоков и накопление большой массы льда. В этих условиях ледниковое выпахивание в сочетании с эрозией циркулирующих ледниковых вод создали на шельфе крупнейшие переуглубления (500—1000 м) — впадины, у которых часто отмечаются 100-метровые вертикальные стенки. Видимо,

в их формировании ведущими были подледниковые потоки, которые, как известно, с большой скоростью текут в своих ограниченных руслах, наталкиваются на донную морену и приводят ее составные части во вращение. По поперечным желобам осуществлялся выход массы льда на материковый склон.

2. Наиболее распространенными являются широкие (10—20 миль), слегка асимметричные, краевые желоба с глубиной вреза 150—300 м, которые образовались в зонах омыкания складчатого фундамента с платформенным осадочным чехлом посредством крутой флексуры (см. рис. 2, б). Характерно, что чем круче флексура, тем более асимметри-

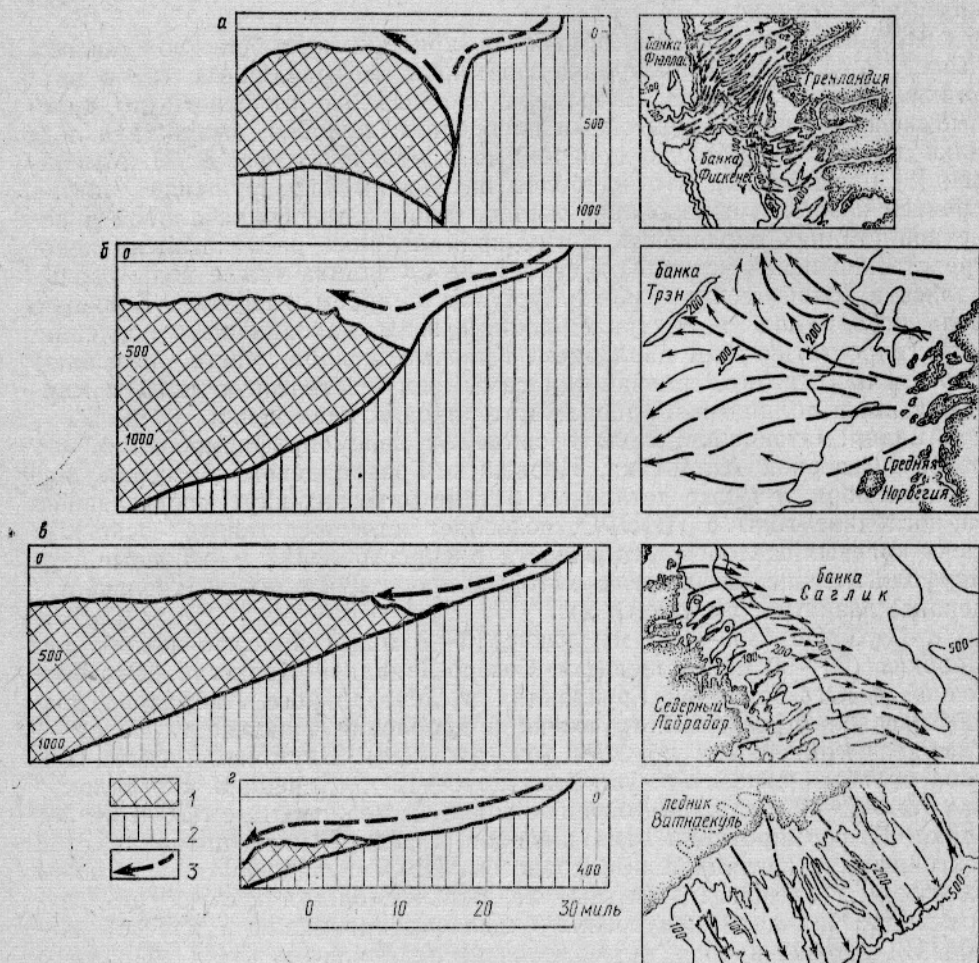


Рис. 2. Морфогенетические типы краевых желобов шельфа:

1 — осадочный чехол; 2 — складчатый фундамент; 3 — направление движения ледников.

чен и глубок желоб, который иногда имеет систему кулисообразных долин и впадин. Не исключено, что их распространение и развитие контролируется литологией и условиями залегания осадочных пластов. Гляциальные процессы были доминирующими при формировании этих желобов (районы Новой Земли, Северной, Средней и Южной Норвегии, Северной части Балтийского моря, Фарер, Восточной Гренландии, Южного Лабрадора, Северо-Восточного Ньюфаундленда, Новой Шотландии и Новой Англии). Верхнеплейстоценовые ледники в максимальную стадию развития достигали краевого желоба и оставили на куэ-

стовых уступах напорные моренные гряды длиной до 50—80 миль. Проникая во внутришельфовый желоб, ледниковые потоки испытывали некоторое движение вдоль шельфа, в сторону поперечных желобов и впадин с глубины 300—450 м. Здесь вследствие резкого увеличения массы льда при слиянии ледниковых потоков возникали заторы, что усиливало экзарацию и переуглубление подледного ложа. Сильное разрушение куэстового уступа было в тот момент, когда одним бортом маргинальных долин был ледник, а другим — куэстовый уступ. Необходимым условием образования маргинальных долин должен быть плотный лед. В противном случае вода стала бы поглощаться и не происходило образование концентрированного потока, который мог бы вырабатывать такие долины.

3. Мелкие краевые желоба с относительной глубиной 50—120 м и шириной 4—10 миль распространены в районах шельфа Шпицбергена, Медвежьего, Лофотен, Весторолен, Ирландии, Мерё-Ромсдален (Норвегия), Северного Лабрадора, Восточного Ньюфаундленда (см. рис. 1). Эти желоба возникли на границе фундамента и осадочного чехла, смыкающихся посредством пологих флексур (моноклиналей). Не исключена литогическая предопределенность куэстовых уступов в зоне продольного по отношению к шельфу контакта консолидированных и рыхлых осадочных пород. Неглубокие краевые долины и куэстовые уступы Гусиной, Север- и Южно-Канинских банок приурочены к линиям глубинных разломов северо-восточного простирания, дробящие мощный (4—8 км) платформенный чехол в юго-восточной части Баренцева моря. В четвертичное время древние эрозионные краевые депрессии были расширены и углублены льдами и талыми водами. Сравнительно слабая выраженность этих краевых желобов в морфологии дна может быть связана с тем, что их в основном разрабатывали талые ледниковые воды вдоль подвижного края ледника, не имевшего движение вдоль шельфа.

Важно подчеркнуть, что краевые желоба развиты не повсеместно на гляциальных шельфах. Их нет на протяжении 4 тыс. миль на шельфе в районах Шпицбергена, Британии, Баффиновой Земли, Южной Гренландии, Исландии, что, видимо, связано с региональными чертами геологического строения и характером оледенения. Так, например, в районе Исландии краевые желоба, вероятно, не образовались из-за того, что ледниковые покровы перекрывали весь шельф, сложенный плато-базальтами (см. рис. 2, *г*). Представляется невозможным возникновение краевых желобов на гляциальных шельфах, целиком сложенных породами фундамента или на поверхности которых от берега до края шельфа залегают однородные осадочные пласты (Мурманский берег Кольского полуострова, Исландия).

Выводы

Пока еще трудно отчетливо представить значение всех факторов: тектоники, литологии, субаэральной денудации, гляциоизостазии, ледникового выпаживания и эрозии талых вод в происхождении и развитии краевых желобов в целом и каждого геоморфологического типа в отдельности. У. Хольтедаль и Х. Хольтедаль были существенно правы, подчеркивая нетектоническую (геологическую) предопределенность внутришельфовых желобов. Их предположение о связи желобов со сбросами справедливо только для отдельных участков дна Северо-Западной Норвегии, Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии. В основном же краевые желоба образовались в зоне резких, продольных по отношению к шельфу, геологических контактов (границ), таких, как: щит — древняя плита, выступ основания — молодая плита, консолидированные осадочные пласты — рыхлые (мягкие) осадочные поро-

ды и формировались под воздействием субаэральной эрозии и в значительной мере — гляциальных процессов четвертичного периода. Ледники расширили и углубили эрозионные врезы. В противном случае древние краевые депрессии были бы захоронены кайнозойской седиментацией. Возраст внутришельфовой морфоструктурной границы предположительно совпадает с началом рифообразования (юра—мел) и последующего спрединга Северной Атлантики. Возраст куэстовых уступов — мезозойский и третичный.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоморфология Лабрадорского моря и Норвежско-Гренландского бассейна. — «Труды ПИНРО», 1973, вып. 34, с. 37—61. Авт.: Б. Н. Котенев, В. Д. Рвачев, Т. Е. Васильева, Г. Г. Матишов, В. В. Назимов.
2. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореферат докторской диссертации. М., 1968, с. 48.
3. Дибнер В. Д. Классификация морфоструктур шельфовых зон. — В кн.: Шельфы, состояние, проблемы и перспективы изучения. Л., 1969, с. 19—24.
4. Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического склона. — В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., 1971, с. 107—247.
5. Литвин В. М. Геоморфология дна Норвежско-Гренландского бассейна. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1973, вып. 42, с. 12—22.
6. Матишов Г. Г. Геоморфология подводной окраины Западной Гренландии. — «Труды ПИНРО», 1972, вып. 28, с. 48—57.
7. Матишов Г. Г. Основные черты геолого-геоморфологического строения подводной окраины материков Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. — В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, 1973, с. 5—11.
8. Мысливец В. И. Типы рельефа внешнего шельфа и проблемы их происхождения (на примере Восточной Канады). Автореферат кандидатской диссертации. М., 1973. 35 с.
9. Рвачев В. Д. Геоморфология шельфа Северо-Западной Атлантики. — «Труды ПИНРО», 1973, вып. 28, с. 28—47.
10. Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1973, т. II. 396 с.
11. Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. — В кн.: Рельеф и геология дна океана. М., 1964, с. 171—185.
12. Шелард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969. 462 с.
13. Austin G. A., Howie R. D. Regional geology of offshore eastern Canada. „Pak. Geol. Surv. Can.“, 1973, N 71—23, p. 73—107.
14. Grant A. C. Recent crustal movements on the Labrador shelf. „Canad. J. Earth Sci“, v. 7, N 2, part 2. 1970, p. 42—68.
15. Grant A. C. The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland—morphology and geology. „Can. J. Earth Sci.“, 1972, 9, N 11, p. 1394—1430.
16. King Lewis H., Mac Lean Brian, Fader Gordon B. Unconformities on the Scotian Shelf. „Canad. J. Earth Sci.“, 1974, 11, N 1, p. 89—100.
17. McMillan N. Y. Surficial geology of Labrador and Baffin Island shelves. „Pap. Geol. Surv. Canad.“, 1973, N 71—23, p. 451—469.
18. Sellevol M. A., Yundvor E. The origin of the Norwegian Channel: a discussion based on seismic measurements. „Canad. Journ. Earth Sci.“, N 11, 1974, p. 224—231.
19. Talwani Manik, Eldholm Olav. Boundary between continental and oceanic crust as the margin of rifted continents „Nature“, 1973, 241, N 5388, p. 325—330.
20. Sudvor E. Seismic refraction and reflection measurements in the Southern Barents Sea „Marine Geology“, v 16, N 15, 1974, 255—273.

On the origin of marginal deep-water trenches of glacial shelves

G. G. Matishov

SUMMARY

On the basis of the analysis of recent geological and geomorphological data the origin of marginal shelf trenches are discussed. They are developed in the zone of joints (flexure, monocline and fault) on the shelf of the pre-Cambrian shields and ledges of the Palaeozoic fold base with ancient and recent platforms as well as in places where dense and soft sedimentary rocks contact each other. In the Tertiary period trenches were formed under effect of subaerial denudation. During the Pleistocene shelf glaciation they were formed under the influence of glacial processes, such as glacial denudation when glaciers moved far and wide the shelf, erosion of pluvial—glacial flows. Several morphogenetic types of marginal trenches are ascertained and situations are shown for their possible development.